Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова
Научно-образовательный центр Геологического факультета

«Современное состояние наук о Земле»



Материалы международной конференции, посвящённой памяти

Виктора Ефимовича Хаина

Москва, 1-4 февраля 2011 г.

Издательство
Геологический факультет Московского Государственного Университета
имени М.В.Ломоносова
2011 г.

УДК 55
ББК 26
С28

С28 **Современное состояние наук о Земле.** Материалы международной конференции, посвящённой памяти Виктора Ефимовича Хаина, г.Москва, 1-4 февраля 2011 г. – М.: Изд-во Геологический факультет Московского Государственного Университета имени М.В.Ломоносова, 2011. – 2294 с.

ISBN 978-5-9902631-1-6

Тезисы докладов представлены в авторской редакции.
Организационный комитет не во всех случаях разделяет представления и идеи авторов, излагаемые в публикуемых тезисах.

Конференция организована при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проект 11-05-06004-г)

Сборник материалов конференции включает доклады специалистов в различных областях наук о Земле из академических, учебных и производственных организаций России, представленные на международной конференции, посвящённой памяти Виктора Ефимовича Хаина, проходившей 1-4 февраля 2011 года на Геологическом факультете МГУ имени М.В.Ломоносова, г.Москва. Большинство статей посвящено решению не только специальных проблем геологии, но также имеет общенаучное – прикладное и методологическое значение.

Сборник будет полезен широкому кругу студентов, аспирантов и научных работников геологических и смежных специальностей.

УДК 55
ББК 26

ISBN 978-5-9902631-1-6

© Авторский коллектив, 2011
© Геологический факультет МГУ, 2011

А

Содержание:

Адушкин В.В., Спивак А.А.
РОЛЬ ПРИЛИВНОЙ СИЛЫ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЖИМОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ГРАНИЦЕ ЗЕМНАЯ КОРА-АТМОСФЕРА 3

Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Карабанов А.К.
КАРТА ВЫКЛИНИВАНИЯ– ОСНОВА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА БЕЛАРУСИ 7

Акманова Д.Р., Викулин А.В., Осипова Н.А.
МИГРАЦИЯ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИЗВЕРЖЕНИЙ В УЛКАНОВ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ И ИХ МОДЕЛИРОВАНИЕ 13

Александров П.А., Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Толмачева Т.Ю.
НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ МАКБАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНОЙ АНТИФОРМЫ (ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ КИРГИЗСКО-ТЕРСКЕЙСКОЙ ЗОНЫ) 17

Алексанова Е.Д., Бубнов В.П., Галуев В.И., Зальцман Р.В., Каплан С.А., Яковлев А.Г.
СОЗДАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ 22

Алексанова Е.Д., Алексеев Д.А., Коробейников А.Е., Нурмухамедов А.Г., Яковлев А.Г.
ПРОЯВЛЕНИЕ В ДАННЫХ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ ПОСЛЕДСТВИЙ ОЛЮТОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2006 г. (КАМЧАТСКИЙ КРАЙ) 28

Алексанова Е.Д., Баглаенко Н.В., Варенцов И.М., Куликов В.А., Логвинов И.М., Лозовский И.Н., Орлюк М.И., Пушкарев П.Ю., Соколова Е.Ю., Соколов Н.С., Тарасов В.Н., Шустов Н.Л., Яковлев А.Г., Яковлев Д.В., Рабочая группа KIROVOGRAD
СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В ЗОНЕ КИРОВОГРАДСКОЙ И КУРСКОЙ АНОМАЛИЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ 33

Алексеев Д.В., Крёнер А., Рязанцев А.В., Хегнер Е., Третьяков А.А., Рохас-Аграмонте Я., Корсини М., Лиу Д.
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ В РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОМ КОЛЛИЗИОННОМ ПОЯСЕ ЧУ-ИЛИЙСКИХ ГОР И СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ 38

Амиржанов А.А.
СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ Fe-РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (АНГАРО-ИЛИМСКИЙ ТИП) 44

Андреева М.Ю., Патрикеев В.Н.
МОДЕЛЬ ЗОН ВОЗМОЖНЫХ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДЛЯ ЮЖНЫХ КУРИЛ 50

Антоненко В.Н., Кульдеев Е.И.
ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССА ИСКУССТВЕННОГО ВОСПОЛНЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД 56

Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В.
ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕЩЕСТВА МАНТИИ В ПРОЦЕССЕ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККУМУЛЯЦИИ ЗЕМЛИ 61

Аплеталин А.В., Калько И.А.
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ И ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ ПОЛЕЙ ВНЕШНЕЙ ЗОНЫ ОЧВП И КРИТЕРИИ ВЫЯВЛЕНИЯ В НИХ ПРОМЫШЛЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ 67

Ардисламов Ф.Р.
СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИТОВ МАШАКСКОЙ (СРЕДНИЙ РИФЕЙ) И БИЧУРСКОЙ (РАННИЙ-СРЕДНИЙ ТРИАС) СВИТ ЮЖНЫЙ УРАЛ 72

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В.
ФЕНИТЫ В КОНТАКТАХ ХИБИНСКОГО И ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВОВ: ГЕОХИМИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ 75

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В. , Жирова А.М.
МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СИСТЕМЫ АГПАИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА НА ОСНОВЕ НОВЫХ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ, СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ И 3D ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ 78

Архипова Е.В.
ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ОТКЛИКА РЕГИОНОВ АЛЬПИЙСКОГО СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА НА ВОЕННЫЕ КОНФЛИКТЫ КОНЦА XX–НАЧАЛА XXI ВЕКА 81

Архипова Е.В.
АНОМАЛЬНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ В ПОВЕДЕНИИ ВЕРХНЕКОРОВОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ АЛЬПИЙСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА В УСЛОВИЯХ СОВРЕМЕННЫХ ВОЕННЫХ ДЕЙСТВИЙ 84

Арьяева Н.С., Коптев-Дворников Е.В., Бычков Д.А.
ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СУЛЬФИД-СИЛИКАТНОЙ НЕСМЕСИМОСТИ: ВЫВОД УРАВНЕНИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 87

Астафьев Д.А.
ОБЩИЕ И ИНДИВИДУАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ, РЕГИОНАЛЬНОГО И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ И НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ ЗЕМЛИ 92

Астафьев Д.А.
ПЛАНЕТАРНЫЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС (ОСНОВНЫЕ КОРОМАНТИЙНЫЕ СТРУКТУРЫ И МЕХАНИЗМ ТЕКТОГЕНЕЗА) 97

Астахова А.А., Хардиков А.Э.
ЭЛИЗИОННО-КАТАГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АТКАНСКОЙ СВИТЫ АЯН-ЮРЯХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ 103

Астраханцева О.Ю., Чудненко К.В., Глазунов О.М.
ХИМИЧЕСКИЙ БАЛАНС СЕЛЕНГИНСКОГО РЕЗЕРВУАРА ОЗ. БАЙКАЛ 107

Астраханцева О.Ю., Чудненко К.В., Глазунов О.М.
ХИМИЧЕСКИЙ БАЛАНС ЮЖНОГО РЕЗЕРВУАРА ОЗ. БАЙКАЛ 114

Астраханцева О.Ю., Чудненко К.В., Глазунов О.М.
ХИМИЧЕСКИЙ БАЛАНС УШКАНЬЕОСТРОВСКОГО РЕЗЕРВУАРА ОЗ. БАЙКАЛ 120

Атабаев Д.Х., Атабаева Н.Э.
ОТРАЖЕНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ СУРХАНДАРЬИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ В СОВРЕМЕННОМ РЕЛЬЕФЕ 125

РОЛЬ ПРИЛИВНОЙ СИЛЫ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЖИМОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ГРАНИЦЕ ЗЕМНАЯ КОРА-АТМОСФЕРА

Адушкин В.В., Спивак А.А.

Учреждение Российской академии наук Институт динамики геосфер РАН, г.Москва, (spivak@idg.chph.ras.ru)

Приливное воздействие Луны и Солнца на континентальную земную кору определяет не только механику ее деформирования, преобразование вещества, но также режимы некоторых геофизических полей и интенсивность межгеосферных взаимодействий на границе земная кора-атмосфера [2,21].

Постоянно повторяющаяся смена сжатия и растяжения вещества в приливной волне вызывает преобразование структуры земной коры, вариации режима подземных вод, а также изменение физико-механических характеристик горных пород на приповерхностных участках Земли [8,9,10]. В большей степени это проявляется в локальных зонах, характеризующихся контрастными по сравнению с окружающими горными породами свойствами (например, зоны разломов) [14,20].

Особенности движения структурных блоков земной коры, определяющие закономерности нагружения более слабого вещества межблоковых промежутков-разрывных зон, по своему характеру близки к вариациям приливной силы F (рис.1). При этом отчетливо выделяются полусуточные, околосуточные и двухнедельные вариации, например, углов наклона блока и отмечается значимая корреляция между вариациями углов наклонов блока и значениями F [19].

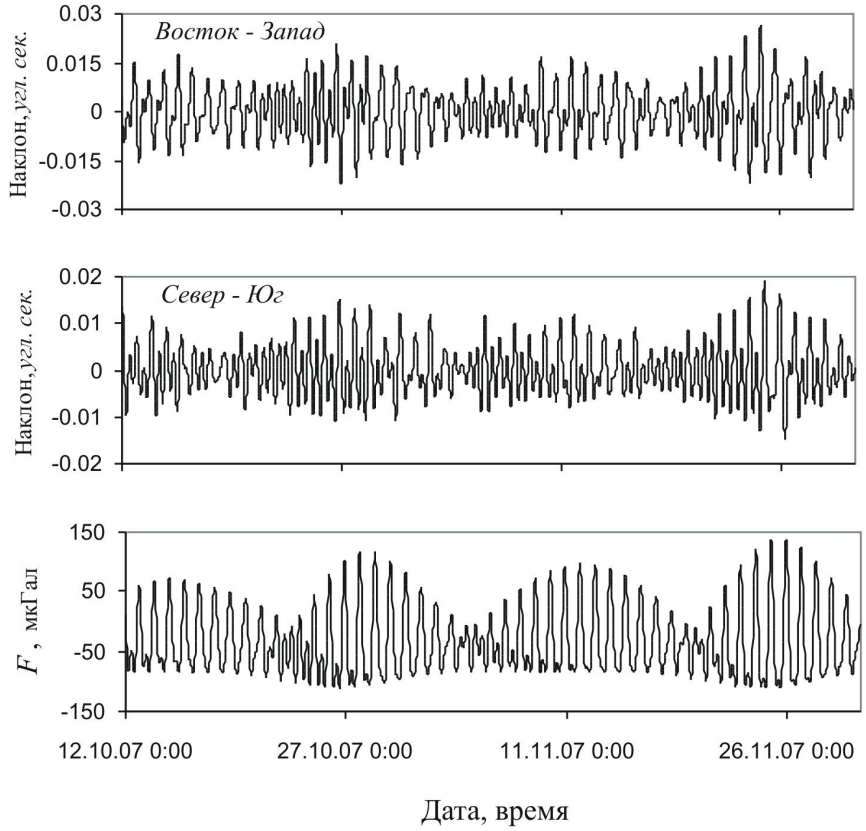


Рис.1. Пример околосуточных вариаций наклонов Северного структурного блока Нелидово-Рязанской тектонической структуры за вычетом тренда; F – вертикальная составляющая приливной силы.

Изменение свойств вещества нарушений сплошности земной коры в целом, а также режима подземных вод в результате прилива, в свою очередь, определяет особенности геоэлектрических эффектов, которые проявляются в формировании устойчивых околосуточных вариаций поля земных токов [11,12,13], хорошо выраженных периодичностей электрического поля в грунте (как правило, в результате электрокинетического эффекта [7]), а также в формировании периодичностей в дискретной составляющей электрического поля на приповерхностных участках земной коры (рис.2) [2,18].

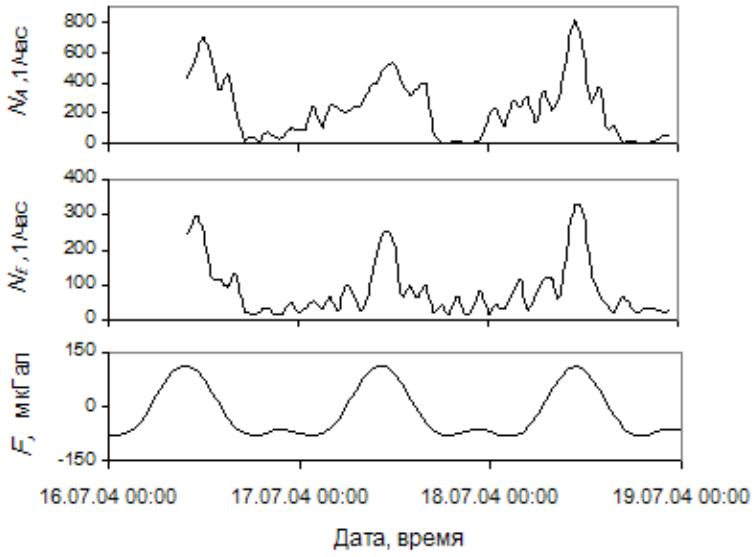


Рис.2. Количество актов релаксации N_A, установленное по количеству импульсных микросейсмических событий, и электрических импульсов в грунте N_E в зоне влияния Курайской тектонической структуры (Горный Алтай); F – вертикальная составляющая приливной силы.

Данные инструментальных наблюдений свидетельствуют о заметном влиянии приливной деформации на вариации микросейсмического фона. Многочисленные измерения, выполненные на разных участках земной коры, показывают, что лунно-солнечный прилив, проявление которого в широкополосном микросейсмическом шуме не всегда заметно [4], вызывает отклик поля микросейсмических колебаний в определенных частотных интервалах в виде периодических вариаций среднеквадратической амплитуды с периодами, близкими к 12 и 24 ч. (рис.3) [6,16,17]. При этом частотный интервал, в котором наблюдается модуляция амплитуды микросейсмического фона приливом, оказывается различным для разных участков земной коры и может рассматриваться в качестве некоторой характеристики их геодинамических свойств [17].

Весьма значительна роль приливного фактора в эманации подземных газов. Изменение проницаемости каналов миграции подземных газов в результате разуплотнения среды в приливной волне деформации приводит к характерным периодичностям и цикличностям, например, радоновых эманаций (рис.5) [20].

Постоянно повторяющееся на протяжении всей истории формирования твердой Земли приливное лунно-солнечное возмущение следует рассматривать также в виде тектонического фактора. Особенно велика его роль в процессах накопления деформаций и напряжений, в первую очередь – в зонах нарушения сплошности среды [1]. С этой точки зрения приливная волна деформации в среде блочно-

иерархического строения оказывает существенное влияние на тектонические процессы в литосфере, связанные, в частности, с подготовкой землетрясений. Имеющиеся данные свидетельствуют о связи частоты землетрясений (в том числе слабых) с периодичностями приливной волны [5,15].

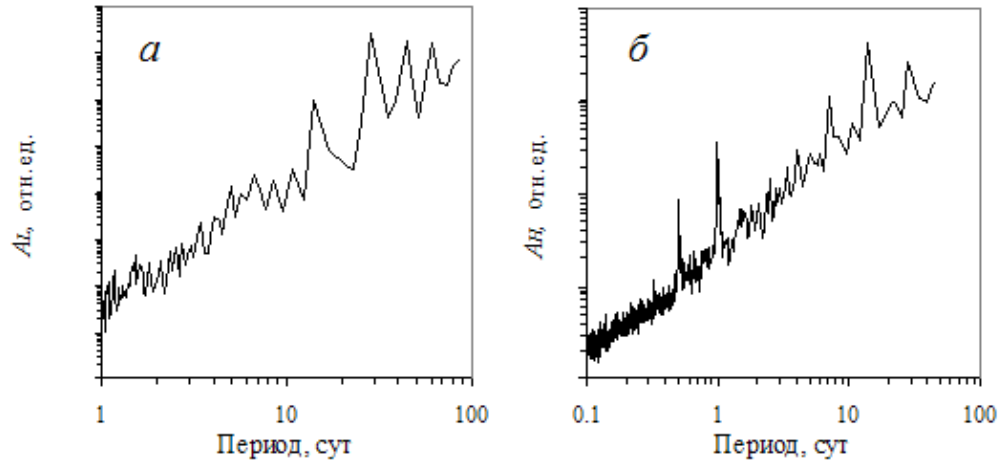


Рис.4. Спектр мощности микросейсмического фона на сейсмической станции MHV; диапазон частот, Гц: а – 0,1-0,5; б – 6-8.

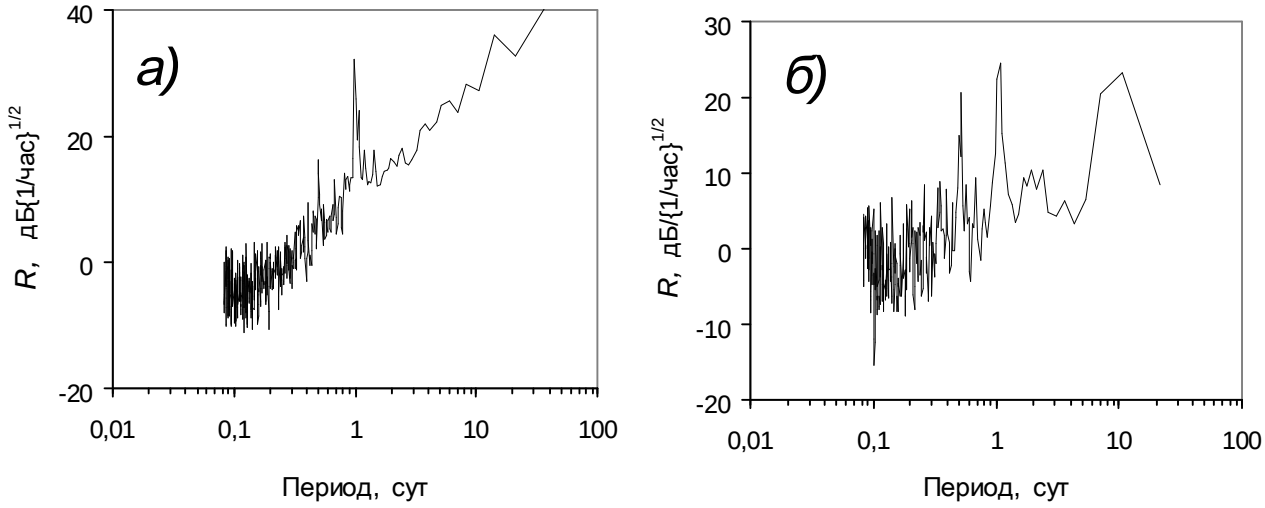


Рис.5. Спектр мощности вариаций активности подпочвенного радона в зоне Нелидово-Рязанской тектонической структуры (*а*) и в зоне Тункинского рифта (*б*).

Периодическое воздействие приливного возмущения на литосферу оказывает существенное влияние на определенную направленность развития геологических процессов Земли [1,21,22]. В работе [23] отмечается, что постоянно действующие земные приливы в масштабах всего геологического времени можно рассматривать как высокочастотный "тектонический вибратор", способствующий плотностной дифференциации вещества, реализации принципа изостатического равновесия и другим процессам в недрах земли, а также как "тектонический насос", поскольку под действием приливной волны происходит раскрытие трещин и межблоковых промежутков, что сопровождается проникновением вверх расплавов и подъемом уровня подземных вод (рис.6).

Помимо воздействия на твердые оболочки Земли приливная деформация

отчетливо проявляется также в атмосферных процессах и в ряде физических эффектов, определяя, например, вариации потока тепловых нейтронов из земной коры, а также оказывает влияние на глобальные процессы: инерционные и резонансные явления в ядре Земли, процессы на границе ядро-мантия и т.д.

Все это позволяет говорить о том, что гравитационное взаимодействие в системе Земля-Луна-Солнце определяет не только ход и ритмы механических и физических процессов, сопровождающих деформирование вещества Земли и его преобразование в результате периодического разуплотнения, но также играет важную роль в формировании режимов геофизических полей. В этом смысле земной прилив является триггером геофизических процессов в окружающей среде [3] и представляет собой фундаментальный механизм, заложенный самой природой, который в значительной мере определяет эволюционное развитие планеты Земля.

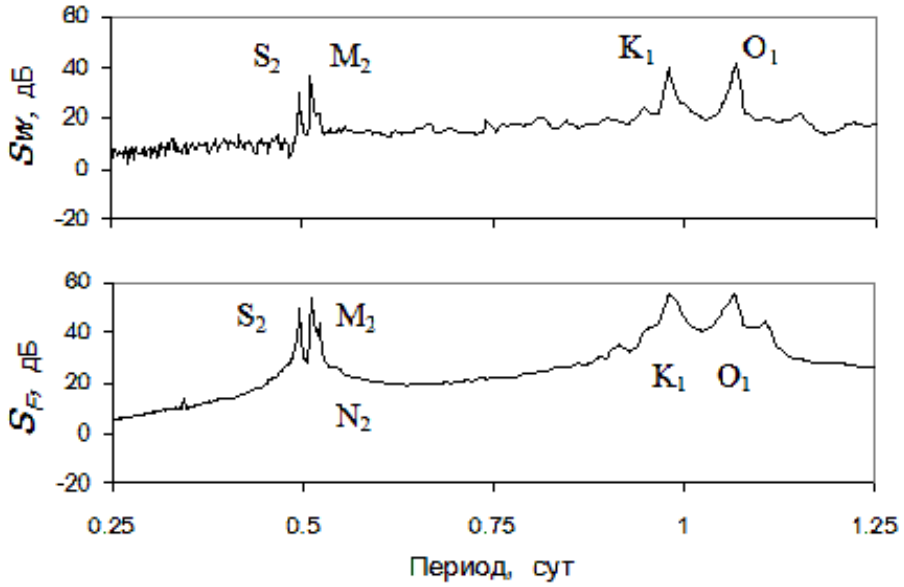


Рис.6. Основные околосуточные периодичности вариаций уровня подземных вод в открытой скважине на Геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН (S2, M2, N2, R1, O1 – периоды соответствующих приливных волн).

Литература

1. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М. ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
2. Адушкин В.В., Спивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Соловьев С.П. Динамические процессы в системе взаимодействующих геосфер на границе земная кора-атмосфера// Физика Земли. 2006. №7. С.34-51.
3. Адушкин В.В., Спивак А.А. Приливная сила как триггер геофизических процессов в окружающей среде// Триггерные эффекты в геосистемах. М.: ГЕОС, 2010. С.8-18.
4. Гальперин Е.И., Винник Л.П., Петерсен Н.В. О модуляции высокочастотного сейсмического шума приливными деформациями литосферы// Физика Земли. 1987. №12. С.102-109.
5. Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю. Ван Раумбек М. и др. Приливная модуляция слабой сейсмичности для южной части Сибири// Физическая мезомеханика. 2008. Т.11. №4. С.81-93.
6. Гордеев Е.И., Салтыков В.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. К вопросу о связи высокочастотного сейсмического шума с лунно-солнечными приливами// Доклады академии наук. 1995. Т.340. №3. С.386-388.
7. Гохберг М.Б., Колосницын Н.И., Николаев А.И. Приливные деформации и электрокинетический эффект в двухслойной поронасыщенной среде// Физика Земли. 2007. №8. С.85-89.

8. Дьяконов Б.П., Улитин Р.В. Земные приливы и вариации физических характеристик горных пород// Доклады академии наук СССР. 1982. Т.264. №2. С.322-325.
9. Жамалетдинов А.А., Митрофанов Ф.П., Токарев А.Д., Шевцов А.Н. Влияние лунно-солнечных приливных деформаций на электропроводность и флюидный режим земной коры// Доклады академии наук. 2000. Т.371. №2. С.235-239.
10. Копылова Г.Н., Горбунова Э.М., Болдина С.В., Павлов Д.В. Оценка деформационных свойств системы "пласт-скважина" на основе анализа барометрического и приливного откликов уровня воды в скважине// Физика Земли. 2009. №10. С.69-78.
11. Кролевец А.Н., Копылова Г.Н. Приливные составляющие в электротеллурическом поле// Физика Земли. 2003. №5. С.75-84.
12. Кугаенко Ю.А. Особенности геоэлектрического отклика среды на приливное воздействие// Физика Земли. 2005. №7. С.65-74.
13. Кузнецов О.Л., Чиркин И.А., Курьянов Ю.А. и др. Сейсмоакустика пористых и трещиноватых сред. Т.2. М.: Вниигеосистем, 2004. 362 с.
14. Молоденский С.М. О локальных аномалиях амплитуд и фаз приливных наклонов и деформаций// Физика Земли. 1987. №7. С.3-9.
15. Николаев В.А. Связь сейсмичности с фазами кратных и разностных приливных волн// Доклады академии наук. 1996. Т.349. №3. С.389-394.
16. Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Временные вариации высокочастотных сейсмических шумов// Физика земли. 1979. №11. С.72-77.
17. Спивак А.А., Кишкина С.Б. Исследование микросейсмического фона с целью определения активных тектонических структур и геодинамических характеристик среды// Физика Земли. 2004. №7. С.35-49.
18. Спивак А.А., Харламов В.А. Статистические и корреляционные свойства микросейсмических и геоэлектрических импульсов в земной коре// Локальные и глобальные проявления воздействий на геосферы. М.: ГЕОС, 2008. С.236-245.
19. Спивак А.А., Кишкина С.Б., Харламов В.А. Прецессионные движения структурных блоков земной коры// Доклады академии наук. 2009а. Т.426. №5. С.813-815.
20. Спивак А.А. Особенности геофизических полей в разломных зонах// Физика Земли. 2010в. №4. С.55-66.
21. Хаин В.Е. О главных направлениях в современных науках о Земле// Вестник РАН. 2009. Т.79. №1. С.50-56.
22. Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа. М.: Научный мир, 2009. 520 с.
23. Шило Н.А., Вашилов Ю.А. Земные приливы как тектонический насос и вибратор// Доклады академии наук. 1989. Т.307. №4. С.833-836.

КАРТА ВЫКЛИНИВАНИЯ – ОСНОВА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА БЕЛАРУСИ

Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Карабанов А.К.

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь
(karabanov@nature.basnet.by)

Выдающийся геолог академик В.Е.Хаин уделял огромное внимание созданию разномасштабных тектонических карт и методам их составления. Одним из таких методов он считал синтез геологических данных на основе карты выклинивания [3].

Геологическая теория и практика требует дальнейшей разработки методик регионального тектонического картирования, так как оно не только детально освещает строение отдельных районов и является основой для обзорных тектонических карт, но и необходимо для конкретного планирования поисковых и разведочных работ на различные виды минерального сырья.

Принципы составления региональных тектонических карт могут быть различными и меняться в зависимости от положения рассматриваемого района целиком или частично в пределах той или иной главной структурной единицы земной коры (на молодой или древней платформе, в складчатой или эпиплатформенной орогенной области и др.), от целевой направленности таких карт и т.д. В отдельных случаях пригодными могут быть более детально разработанные известные принципы районирования, которые используются при создании мелкомасштабных обзорных карт. Однако необходимы поиски новых путей наиболее выразительного показа строения и геологической эволюции отдельных территорий с изображением главнейших особенностей их тектоники на основе конкретной и объективной геологической и геофизической информации.

Наиболее широкое признание получил принцип районирования по возрасту главной складчатости, который лег в основу известных обзорных тектонических карт СССР (1956), Европы (1964 и 1975 гг.), Евразии (1966 г.), юго-западного края Восточно-Европейской платформы (Tectonic map, 1986 г.), выполненных под руководством Н.С.Шатского, А.А.Богданова, В.Е.Хаина, А.Л.Яншина, Ю.Г.Леонова, Р.Г.Гарецкого. Разработаны также принципы районирования по типам тектонического развития или режимов (Т.Н.Спижарский), структурно-вещественным признакам (Ч.Б.Борукаев, Ю.А.Косыгин, Л.Н.Парфенов) возрасту основного этапа формирования платформенных структур (Р.Г.Гарецкий, Р.Е.Айзберг). В восьмидесятых годах 20-го столетия начали создаваться тектонические и геодинамические карты на основе мобилистской концепции, на которых отражены формационные комплексы, характеризующие элементарные палеогеодинамические обстановки [2].

Один из методов изучения тектоники платформенного чехла и создания тектонических моделей является анализ перерывов и несогласий. Он может осуществляться путем построения разного типа карт – палеогеологических, трансгрессий и регрессий, контактов и др. К этой серии карт принадлежат и карты выклинивания. Они отображают строение надперерывной поверхности, т.е. противоположны палеогеологическим картам, отражающим геологическое строение ниже перерыва. На картах выклинивания – модификации геологических карт – показывают возраст и структуру отложений, которые выходят на поверхность выше перерыва. Она соответствует геохронологическому рубежу, разделяющему этапы или стадии тектонического развития определенного геологического региона. Составление тектонических моделей на основе карты выклинивания встречается очень редко; о ней кратко упомянуто лишь в монографиях по геотектонике (например, [3]). Методической стороне проблемы была посвящена статья авторов [1]. Карты

выклинивания основания платформенного чехла позволяют отразить последовательность заложения структур, выполненных данными отложениями. С учетом мобилистской концепции авторами составлена новая тектоническая модель платформенного чехла Беларуси на основе карты выклинивания. Упрощенный вариант этой модели, включающий два дополняющих друг друга макета, является составной частью тектонической карты Северной Евразии (Россия и страны СНГ) масштаба 1:2,5 млн на базе геоинформационных систем и с учетом общих методических подходов, разработанных во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте (кураторы – С.И.Стрельников (ВСЕГЕИ), И.И.Поспелов (ГИН РАН). Содержание карты применительно к территории Беларуси разработано авторами в рамках проекта ГИС-АТЛАС.

Детальность отображения современной структуры, размещения формаций и ранга последовательно формировавшихся платформенных структур, как известно, зависит от масштаба карты.

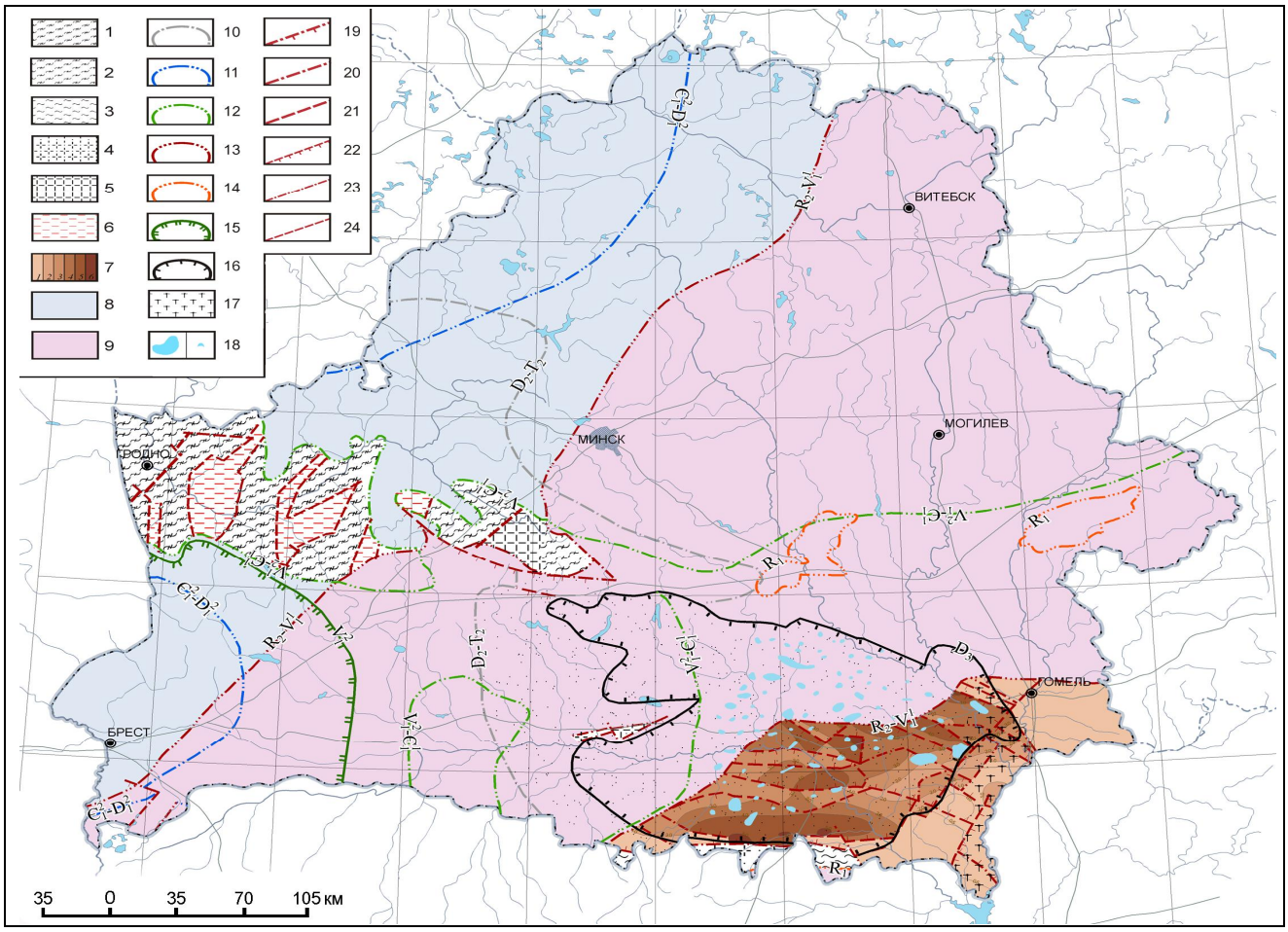


Рис. 1. Макет карты выклинивания основания платформенного чехла Беларуси.

Фундамент Восточно-Европейской платформы, выступающий на поверхность или перекрытый юрско-антропогеновыми отложениями. Комплексы: 1 – гранулитовый, 2 – амфиболит-гнейсовый, 3 – гнейсовые мигматиты, 4 – граниты А-типа (акпаитовые граниты вулкано-плутонических поясов, 5 – граниты-рапакиви (житковичский и бобовнянский комплексы), 6 – бластомилониты по породам гранулитового комплекса. Платформенные чехлы, начинающиеся с комплексов: 7 – среднедевонско-триасового (герцинского), 8 – нижневендско-нижнедевонского (верхнебайкальского и каледонского), 9 – рифейско-нижневендского (готского, дальсландского, нижнебайкальского). Границы: *структурных комплексов платформенного чехла:* 10 – герцинского, 11 – каледонского, 12 – верхнебайкальского, 13 – нижнебайкальского и дальсландского, 14 – готского; *специфических формаций:* 15 – волынской трапповой, 16 – девонских галогенных. Вулканогенные комплексы рифтов: 17 – верхнедевонская щелочно-ультраосновная – щелочно-базальтоидная формация, 18 –

Соляные купола и подушки. Разрывные нарушения *захороненные: основные выявленные:* 19 – сбросы, 20 – кинематика не определена; *основные предполагаемые:* 21 – кинематика не определена; *прочие выявленные:* 22 – сбросы, 23 – кинематика не определена; *прочие предполагаемые:* 24 – кинематика не определена.

На рисунке 1 показаны в обобщенном схематизированном виде первая составная часть тектонической модели – соотношение структурно-формационных комплексов платформенного чехла, залегающих на фундаменте. Основное содержание карты отражает размещение к определенным тектоническим рубежам, структурно-формационных (литодинамических) платформенных комплексов, начинающихся с рифейско-нижневендских отложений (готский, дальсландский, нижнебайкальский комплексы), нижневендско-нижнедевонских отложений (верхнебайкальский и каледонский комплексы), среднедевонско-среднетриасовых отложений (герцинский комплекс). Изопахиты дальсландского и нижнебайкальского, каледонского и герцинского комплексов, наряду с суммарными изопахитами всего платформенного чехла (или изогипсами поверхности фундамента), характеризуют его интегральную и внутреннюю структуру, которая является второй составной частью тектонической модели (рис. 2).

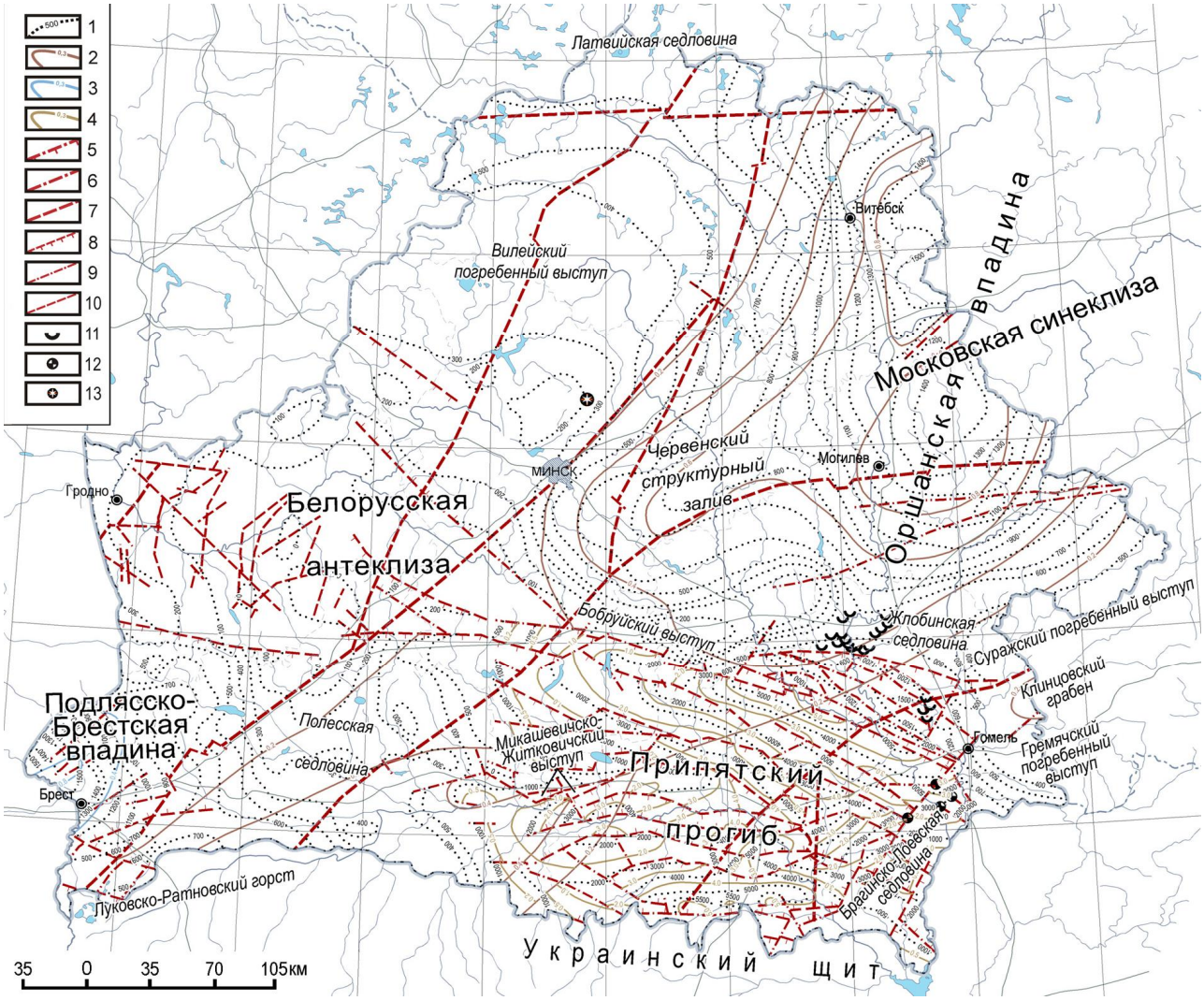


Рис. 2. Структурная база к карте выклинивания основания платформенного чехла Беларуси:

Изопахиты: 1 – платформенного чехла (м); структурных комплексов, км: 2 – среднерифейско-нижневендского (дальсландского и нижнебайкальского), 3 – нижнекембрийско-нижневендского (каледонского), 4 – среднедевонско-среднетриасового (герцинского). Разрывные нарушения *захороненные:*

основные выявленные: 5 – сбросы, 6 – кинематика не определена; *основные предполагаемые:* 7 – кинематика не определена; *прочие выявленные:* 8 – сбросы, 9 – кинематика не определена; *прочие предполагаемые:* 10 – кинематика не определена. Другие структурные элементы: 11 – трубки щелочных пикритов и ультраосновных фондитов, 12 – палеовулканы, 13 – астроблема.

Отражение геодинамических обстановок формирования структур на картах выклинивания реализуется показом пространственного размещения характерных формаций, входящих в состав определенного структурно-формационного (литодинамического) комплекса или этажа. Структурная составляющая карт выклинивания включает также показ разноранговых структур чехла, разломов, изогипс картируемой поверхности, трубок взрыва, соляных структур и пр. (рис. 2).

Древнейшая катаплатформенная структура региона – Волынско-Оршанский палеопрогиб обособляется на карте широкой полосой развития рифейско-нижневендских отложений, включающих готский, дальсландский, нижнебайкальский комплексы. При их раздельном показе на среднемасштабных региональных картах можно маркировать последовательность появления квазиплатформенных структур готского возраста типа Овручской и Бобруйской грабен-синклиналей, а также катаплатформенных структур. контролируемых Волынско-Оршанским палеопрогибом. Изображение изопахит нижнебайкальского комплекса дает возможность определить структуру и границы погребенной Оршанской впадины.

В связи с постседиментационным размывом эти комплексы отсутствуют в апикальной части Белорусской антеклизы, в пределах Бобовнянского и Микашевичского выступов. Вдоль региональных границ распространения квази- и катаплатформенных рифейско-нижневендских отложений на рассматриваемой карте выклиниваются ортоплатформенные образования нижневендско-нижнедевонских отложений, включающие верхнебайкальский и каледонский комплексы. При их раздельном показе на картируемой поверхности, совмещенном с соответствующими изопахитами, они маркируют положение погребенных позднебайкальской Мазовецко-Прутской зоны, каледонской Подлясско-Брестской впадины и одновозрастных зональных структур.

Особенности распространения герцинского комплекса на карте выклинивания отражает время заложения Припятского прогиба и его наложенное диагональное простирание по отношению к Волынско-Оршанскому палеопрогибу. Высокоприподнятые районы – выступы Белорусской антеклизы и Украинский щит, выделяются на карте полем развития мезозойских и кайнозойских отложений. Площади залегания этих отложений непосредственно на породах фундамента, состав и контуры распространения которых показаны на рис. 2, характеризуют главным образом их современное тектоническое положение. Время заложения этих положительных структур должно быть установлено с учетом возраста и фациальных особенностей отложений сопредельных отрицательных структур.

В геодинамическом отношении квази- и катаплатформенные комплексы рифея – нижнего венда и герцинский ортоплатформенный комплекс, показанные на карте выклинивания, соответствуют континентально-рифтовым обстановкам, соответственно в зонах Волынско-Оршанского палеопрогиба и Припятского прогиба. Верхнебайкальский и каледонский комплексы отражают пассивную окраинно-плитную обстановку формирования, в Балтийско-Приднестровской зоне перикратонных опусканий, в том числе Подлясско-Брестской впадине и Балтийской синеклизе.

Разработка серии карт выклинивания в основании каждого структурно-формационного комплекса (для территории Беларуси – готского, дальсландского, нижне- и верхнебайкальского, каледонского, герцинского и киммерийско-

альпийского), аналогичных по содержанию охарактеризованной ранее карте по подошве платформенного чехла, существенно повысит степень информативности о тектонике региона и может явиться картографической основой минерагенических карт.

Литература

1. *Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г.* Карты выклинивания – один из эффективных методов познания тектонического строения // Докл. АН СССР. Т.212, № 6. 1973. С.1407-1408.
2. Геодинамическая карта СССР. Гл. ред. Л.Н.Зоненшайн. М., Мингео СССР. 1989.
3. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника М., 1964. 678 с.

МИГРАЦИЯ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНОВ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ И ИХ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Акманова Д.Р., Викулин А.В., Осипова Н.А.

Институт Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия
(akmanova.dinara@mail.ru)

Сейсмичность и вулканизм относятся к числу важнейших геодинамических процессов Земли, происходящих в местах интенсивного заимодействия тектонических плит.

Самым активным регионом на Земле является окраина Тихого океана, в пределах которой происходят практически все (~90%) сильные и катастрофические сейсмические и вулканические события планеты.

Одним из свойств сейсмичности является миграция очагов. Это явление достаточно полно исследовано и не вызывает сомнений. Процесс миграция отражает волновую природу сейсмического процесса [1; 2; 7].

Многими исследователями отмечалось, что сейсмический и вулканический процессы взаимосвязаны и причины, приводящие к движению изливающейся при извержениях вулканов магмы и к накоплению сбрасываемых при землетрясениях напряжений имеют общий генетический корень.

Примером такой тесной взаимосвязи может служить «модель» региональной катастрофы (Мелекесцев, 2005), объединившая в единый процесс 15 активно извергавшихся вулканов и серию сильнейших землетрясений, произошедших на Камчатке в течение 5 лет в 1737–1742 гг. Такая катастрофа, по мнению автора, явилась результатом «регионального «согласия» между вулканизмом и сейсмичностью» [9].

Для исследований наличия взаимосвязи между сейсмичностью и вулканизмом в области максимальных энергий создана база, включающая все известные доступные, опубликованные и полученные самими авторами данные, о сильнейших ($M \geq 8$, $E \geq 10^{17}$ Дж) землетрясениях (T=648 – 2007 гг.; N=270) за последние ~1.5 тыс. лет и о катастрофических извержениях (T=9650 до н.э. – 1991 гг.; N=193) вулканов (с $W \geq 5$ км^3, весом 10^9 т и более и $E \geq 10^{18}$ Дж для пород разного состава) за последние ~12 тыс. лет, так как предполагается, что именно при событиях подобного масштаба происходит максимальная разгрузка накопленного в течение длительного времени эндогенного напряжения и энергии. Составленная электронная база содержит данные о многих сотнях таких сейсмических и вулканических событий, представленных в едином формате [2; 3; 4; 7].

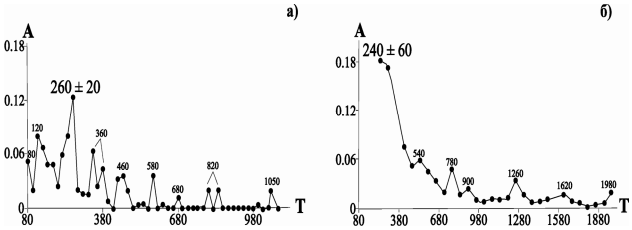


Рис. 1 Числа землетрясений и вулканических извержений в составленной электронной базе данных: а) числа землетрясений с $0 \leq M \leq 9.5$ в 2150 до н.э.–2009 гг. с усреднением по 100 лет; б) числа вулканических извержений с $1 \leq W \leq 7$ в 9650 до н.э.–2008 гг. с усреднением по 250 лет.

Анализ распределения чисел (рис. 1) сейсмических событий (а) и вулканических извержений (б) в базе, показал, что данные увеличиваются с 16–17 вв., что связано с появлением письменности и освоением новых территорий.

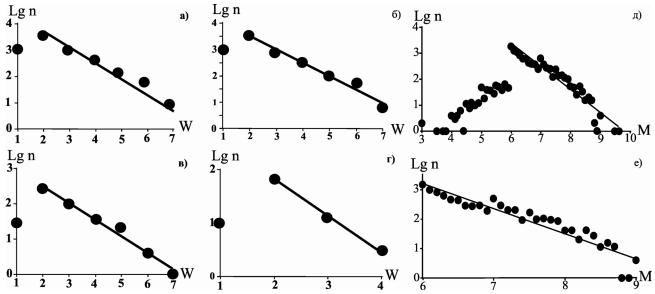


Рис. 2 Графики повторяемости землетрясений и вулканических извержений: а) извержения вулканов мира; б) извержения вулканов окраины Тихого океана; в) извержения вулканов Камчатки; г) извержения вулкана Ключевского (*1697 – 2005 гг.*); д) все имеющиеся землетрясения в базе, произошедшие в *2150 г. до н.э. – 2008 г.*; е) землетрясения окраины Тихого океана с $M \geq 6$, произошедшие в *648-2008 гг.*

Также строились графики повторяемости (рис. 2) землетрясений (д–е) и вулканических извержений (а–г).

Из рис. 2 видно, что, вулканические извержения, как и землетрясения, распределены в базе согласно единому закону повторяемости и, не зависимо от масштаба рассматриваемого региона, имеют примерно одинаковый наклон. Средние значения углов наклонов представленных графиков равны 0.5 ± 0.1 для извержений вулканов (а–г) и 0.9 ± 0.3 для землетрясений (д–е). Полученные нами данные подтверждают ранее сделанные выводы П.И. Токаревым [10; 11] и Г.С. Голицыным [8] о существовании закона повторяемости для вулканических извержений. Таким образом, параметр W можно рассматривать как энергетическую характеристику вулканического извержения.

Так как большинство вулканических извержений и землетрясений, расположенных вдоль узких параллельных друг другу зон, происходят в пределах Тихоокеанского огненного кольца, поэтому процессы миграции сейсмической и вулканической активности исследовались вдоль окраины для разных по «энергии» событий. Исследования проводились на плоскостях с осями расстояние вдоль дуги L – время t. В качестве расстояния вдоль дуги нами выбрана линия, примерно совпадающая с осями глубоководных желобов и границами тектонических плит. За начало отсчета $L = 0$ принят вулкан Бакл Айленд (Антарктика, 66.80 ю.ш., 163.25 в.д.), расположенный на юго-западе Пацифики. Общая протяженность окраины до вулкана Десепсьон Южные Шетландские острова, 62.97 ю.ш., 60.65 з.д.) составляет $L_{max} \approx 45000$ *км* [5; 6].

Алгоритм построения миграционных цепочек очагов землетрясений и/или вулканических извержений сводился к следующему: для каждого i-го события каталога с координатой L_i и временем t_i в каталоге искалось такое событие i+1, координата и время которого удовлетворяли условиям $L_{i+1} \geq L_i$, $t_{i+1} \geq t_i$. Примеры полученных миграционных цепочек очагов сильнейших землетрясений с $M \geq 7.5$ (а), $M \geq 8.5$ (б) и вулканических извержений с $W \geq 4$ (в), $W \geq 6$ (г) вдоль окраины Тихого океана и их параметры представлены на рис.3 и в табл. 1 [3; 4].

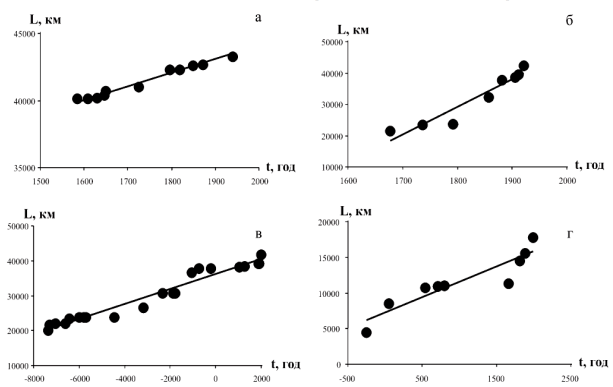


Рис. 3 Примеры полученных миграционных цепочек очагов сильнейших землетрясений с $M \geq 7.5$ (а), $M \geq 8.5$ (б) и вулканических извержений с $W \geq 4$ (в), $W \geq 6$ (г) вдоль окраины Тихого океана. L – расстояние вдоль окраины Тихого океана (км).

Таблица 1. Параметры выявленных цепочек миграции очагов сильнейших землетрясений и вулканических извержений

Энергетическая характеристика		n	ΔT, [год]	ΔL, [км]	V, [км/год]	min и max значения V, [км/год]
$M \geq 7.5$	а	11	355	3163	10±0.6	4-3700
$M \geq 8.5$	б	6	67	14224	224±46	
$W \geq 4$	в	6	104	11217	109±11.3	2-130
$W \geq 6$	г	9	2241	13331	4.3±0.7	

Примечание: n – количество событий в миграционной цепочке; ΔT и ΔL – продолжительность и протяженность миграционных цепочек; V – скорости миграции в цепочках, определенные методом наименьших квадратов.

Диапазоны значений скоростей миграции сейсмического и вулканического процессов «пересекаются».

Заключение. Таким образом, составленная авторами электронная база данных, а также полученные с помощью нее данные показали, что сейсмический и вулканический процессы, рассматриваемые в пределах окраины Тихого океана, имеют близкие «энергетические» и пространственно-временные характеристики. Это позволяет позволяет сейсмический и вулканический процессы использовать в качестве элементарных моделей единого волнового геодинамического планетарного процесса.

Литература

1. Акманова Д.Р., Викулин А.В., Осипова Н.А. Миграция сейсмической и вулканической активности как тектонофизический процесс // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции. В 2-томах. Т. 2. М.: ИФЗ. 2008. С. 205-207. (рус. язык)
2. Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика. П.-К.: Камчатский ГУ. 2009. 463 стр.
3. Викулин А.В., Акманова Д.Р., Осипова Н.А. и др. Периодичность катастрофических извержений и их миграция вдоль окраины Тихого океана // Вестник КамчатГТУ. 2009. №10. с. 7-17.
4. Викулин А.В., Акманова Д.Р., Осипова Н.А. и др. Повторяемость сильных землетрясений и миграция их очагов вдоль сейсмического пояса // Вестник КамчатГТУ. 2009. №10. с. 17-25.
5. Викулин А.В., Водинчар Г.М. Спектр энергии потока сейсмичности // Материалы ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога. П.-К.: ИВиС ДВО РАН. 2005. С. 167-174.
6. Викулин А.В., Водинчар Г.М. Волны миграции сейсмической энергии // Тектоника, глубинное строение и минерагения востока Азии. V Косыгинские чтения. Хабаровск. 24-27 января, 2006. Хабаровск. 2006. С. 206-209.
7. Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Гусяков В.К., Акманова Д.Р., Осипова Н.А. Комплексная (катастрофические вулканические + сильнейшие сейсмические события) электронная база данных как основа для модифицированной геодинамической парадигмы (на примере Пацифики) // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Вторая региональная научно-техническая конференция. Петропавловск-Камчатский. 11–17 октября 2009 г. Тезисы докладов. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2009. С. 13. (http://www.emsd.iks.ru/konf091011/tlib.php)
8. Голицын Г.С. Объяснение зависимости частота – объем извержений вулканов // Докл. АН. 2003. Т.390. №3. С. 394-396.
9. Мелекесцев И.В. Природная катастрофа 1737–1742 гг. на Камчатке как модель будущих региональных катастроф на островных дугах Северо-Западной Пацифики // Новейший и современный вулканизм на территории России / Ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука. 2005. С. 553–571.
10. Токарев П.И. Характеристика и повторяемость вулканических извержений //

Вулканология и сейсмология. 1987. № 6. С. 110–118.
11. Токарев П.И. Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в XX в. и ее долгосрочный прогноз // Вулканология и сейсмология. 1991. № 6. С. 52–58.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ МАКБАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНОЙ АНТИФОРМЫ (ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ КИРГИЗСКО-ТЕРСКЕЙСКОЙ ЗОНЫ)

Александров П.А. [а,б], Дегтярев К.Е.[а], Рязанцев А.В.[а], Третьяков А.А.[а], Толмачева Т.Ю.[в]

[а] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[б] Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(peteralex@list.ru)
[в] ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Питербург, Россия.

Несмотря на более чем столетнюю историю исследований северного Тянь-Шаня, эта область остается сравнительно слабо изученной. Наиболее масштабными и комплексными были исследования, проводимые для составления листов геологических карт: 500:000 (80-е годы) и 50:000 масштаба (1998г.), а также карты 200:000 масштаба вышедшей совсем недавно (карта построена после обобщения всех данных, крупных полевых исследований не производилось).

Наиболее важную задачу, для вулканогенно-осадочных толщ этого района, всегда играла проблема возраста. В первую очередь это связано со сложной шарьяжно-надвиговой структурой района – толщи залегают с многочисленными несогласиями, срывами. Второй причиной является метаморфизм, развитый в отдельных районах. Из-за этого возраст рассматриваемых толщ нередко завышался. Так, кремнисто-базальтовые комплексы в середине – третьей четверти XX века трактовались как рифейские – нижнекембрийские, а вулканогенные, более поздние, рассматривались как кембрий-ордовикские. В районах с развитым метаморфизмом возраст завышался еще сильнее. В 90-х годах возраст толщ был сужен до верхнего кембрия – ордовика.

В 2009 году в данный район была предпринята экспедиция от ГИН РАН, в составе – Дегтярев К. Е., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Александров П.А. и Толмачева Т.Ю. Одной из задач экспедиции было уточнения возраста вулканогенно-осадочных комплексов. В результате полученных данных кремнисто-базальтовые комплексы датированы Cm_3, а вулканогенные – $O_{1ar} – O_2$.

Вулканогенно – осадочные комплексы представлены несколькими толщами, ниже приведены их краткие литологические, палеонтологические, структурные и геохимические характеристики.

Кембрийская система

Кембрийские образования представлены двумя широко развитыми кремнисто-базальтовыми свитами – Терекской и Карааарчинской.

Терекская свита ($Є_3$)

Свита, представлена подушечными лавами с горизонтами и пачками туффитов и кремней. В верхней части разреза присутствуют известняки. Мощность свиты достигает 600 м. В структурном плане свита выполняет ядро лежачей синформы, на крыльях которой залегают породы кенкольской серии, с которой она имеет тектонические контакты на северном крыле. На южном крыле свита имеет тектонический контакт с туффитами и туфами кислого состава кызылкайнарской свиты нижнего-среднего ордовика. В северной части полосы кремнисто-базальтовый комплекс расслаивается маломощными (10-30 м) олистостромовыми горизонтами с обломками базальтов и кремней. В кремнях обнаружены поздекембрийские и тремадокские конодонты [1].

В отобранных кремнях Т.Ю. Талмачевой определены конодонты -

Furnishina furnishi Müller, 1959, *Phakelodus tenuis* (Müller, 1959), *Prooneotodus rotundatus* (Druce & Jones, 1971), что позволяет нам говорить о верхнекембрийском возрасте пород свиты.

По соотношению Na_2O+K_2O / SiO_2 породы терекской свиты соответствуют базальтам и андези-базальтам нормальной щелочности, иногда с небольшим уклоном в область субщелочных пород (среднее содержание Na_2O – 2.97 мас.%, K_2O – 1.34 мас.%, в некоторых образцах до 3,8 мас.%). В целом породы терекской свиты во многом соответствуют толеитовым базальтам.

На спайдер диаграмме нормированных к составу хондрита содержаний серия образует достаточно широкий спектр графиков. Самые пологие графики соответствуют необогащенным базальтам срединно-океанических хребтов (NMORB)., более крутые – базальтам срединно-океанических хребтов обогащенным элементами - примесями (EMORB), самые крутые графики соответствуют известково-щелочным базальтам, распространенным во внутриплитных обстановках (AIB).

На мультиэлементном спектре также наблюдаются существенные различия между породами. Самыми обогащенными редкими элементами оказались известково-щелочные разности, затем – базальты переходных разностей и, наконец, базальты средино-океанических хребтов. На диаграмме хорошо видно, что известково-щелочные базальты, несмотря на высокие содержания литофильных элементов – цезия, рубидия, бария, тория, урана, не являются внутриплитными – об этом говорит хорошо вороженный тантал-ниобиевый минимум, характерный для островодужных обстановок.

Все разности могли быть сформированы в результате развития задугового бассейна на океанической коре.

Таким образом, базальты терекской свиты, вероятно, имели различные источники: деплетированный надсубдукционный и обогащенный, подобный источнику EMORB и OIB. Такое сочетание различных источников может быть характерно для комплексов задуговых и краевых бассейнов, отделявших континентальный блок от энсиматических островных дуг. Близкими особенностями состава обладают породы расслоенного комплекса офиолитов, которые могут являться фрагментами коры задугового бассейна.

Карааарчинская свита ($Є_3$)

Карааарчинская свита сложена подушечными базальтами, андезибазальтами, их туфами и лавобрекчиями с редкими горизонтами и линзами кремней и яшм. В структуре совмещено множество тектонических покровов. Так, Карааарчинская свита с тектоническим несогласием лежит на очевидно более молодой (точный возраст не известен) пачке кислых вулканитов, которая в свою очередь тектонически совмещена с Кызылкайнарской свитой, датирующейся тремодоком. В кремнях Т.Ю. Талмачевой определены верхнекембрийские конодонты.

Вулканиты карааарчинской свиты представлены базальтами, андезибазальтами, редко андезитами, все породы являются низкокалиевыми с содержаниями K_2O значительно меньше 1% и принадлежат к толеитовой серии. На диаграмме TiO_2 и FeO*/MgO все эффузивы карааарчинской свиты имеют отчетливый известково-щелочной тренд. Среди эффузивов резко преобладают разности с низкими содержаниями TiO_2 (менее 0,8%) и только в одном образце содержания TiO_2 составляет 1,2%. Все изученные породы карааарчинской свиты обладают очень близкими почти плоскими спектрами распределения РЗЭ с отношениями РЗЭ в породах и хондрите около 8-10. На спайдер диаграммах в базальтах карааарчинской свиты проявлены отчетливые отрицательные аномалии Nb и Ti и положительные – Sr и реже Ba, что является типичным для надсубдукционных комплексов. На дискриминационных диаграммах Th-Hf/3-Nb/16, MnOx10-TiO_2-P_2O_5 и Zr/Y-Zr все породы карааарчинской свиты попадают в поля базальтов вулканических дуг, островодужных толеитов и известково-щелочных базальтов.

Таким образом, на основании данных об особенностях состава пород карааарчинской свиты можно сделать вывод об их формировании в пределах островной дуги, имевшей маломощный меланократовый фундамент, о чем свидетельствует крайне слабое фракционирование редких земель. Наши исследования подтверждают точку зрения исследователей, которыми выделялись самостоятельные терекская и карааарчинская свиты [3,4,5], имеющие близкий возраст, но различное строение разрезов и состав вулканических пород. Объединение этих толщ в одну свиту, как это сделано в работе [1] представляется нецелесообразным.

Ордовикская система

Ордовикская система представлена толщами обломочных пород (конгломератами и олистостромами), вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами.

Кенташская свита (O_{1-2})

Кенташская свита развита на южном склоне и в приводораздельной части Киргизского хребта в восточной части изучаемой территории. Различные части кенташской свита ранее относились к различным толщам нижнего, среднего и верхнего ордовика, а также нижнего девона [1,6].

Соотношение кенташской свиты с более древними комплексами не установлены, в ее разрезе выделены три подвситы, различающихся составом вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, участвующих в их строении. Нижняя подсвита сложена мощной толщей литокластических туфов и туфоконгломератов базальтового и андезибазальтового состава. Средняя подсвита имеет сложное строение и сложена в основном субщелочными средне-основными породами – трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты. Ее основная часть образована, лито - и кристаллокластическими туфами трахиандезибазальтового и трахиандезитового состава, которые чередуются с пачками. Среди вулканогенных и вулканогенно-обломочных пород присутствуют пачки и линзы карбонатного состава. Верхняя подсвита образована эффузивами и туфами базальтового и андезибазальтового состава, которые в самой верхней части сменяются порфировыми пироксен-плагиоклазовыми базальтами и их туфами, чередующимися с туфогенными алевролитами. Общая мощность кенташской свиты может быть оценена лишь приблизительно в 1500 – 2000 м. В известняках средней подсвиты собраны богатые коллекции трилобитов, также отмечаются обломки. Из биокластических известняков были выделены конодонты, среди которых Т.Ю. Толмачевой были определены как аренигские, так и раннелланвирнские формы, что позволяет относить кенташскую свиту к раннему - низам среднего ордовика.

По содержанию Na_2O+K_2O / SiO_2 породы кенташской свиты соответствуют базальтам, трахибазальтам, трахиандези-базальтам и трахи-андезитам, последняя фигуративная точка лежит на границе с полем трахи-дацитов - образуют непрерывный субщелочной ряд. Таким образом, породы можно отнести к толеитовой и известково-щелочной сериям.

На спайдограмме серия образует конформные графики, имеющие общие особенности. К таковым относятся: преобладание легких редкоземельных элементов над тяжелыми, что делает графики достаточно крутыми. Графики очень характерны для островодужных вулканитов.

На мультиэлементной диаграмме общие закономерности также указывают на островодужное происхождение пород. Наблюдаются обогащенность крупными литофильными элементами, образующими положительные аномалии: цезием, торием, ураном, достаточно большие концентрации рубидия и бария – элементов, характерных для островодужных обстановок. Это отражает важную роль водного флюида, экстрагируемого из погружающегося слеба, в магмогенерации и контроле ликвидусных фаз расплавов, возникающих в мантийном

клине. Элементы, концентрации которых в континентальной коре малы, образуют отрицательные аномалии – ниобий, тантал. Наблюдается также небольшой стронцевый и ниодимовый максимумы.

Таким образом, кенташская свита представляет собой дифференцированную вулканическую серию, сформировавшуюся в пределах островодужной системы.

Кызылкайнарская свита (O_{1-2})

Кызылкайнарская свита, образованная комплексом туфогенных и туфогенно-терригенных пород.

Наиболее определенно структурное положение кызылкайнарской свиты устанавливается в районе месторождения Талдыбулак и перевала Чунгур. Здесь туфогенные породы кызылкайнарской свиты без видимого несогласия перекрывают грубообломочные породы талдыбулакской свиты. Разрез кызылкайнарской свиты в этих районах представлен переслаивающимися зелеными и вишневыми туфопесчаниками, туффитами, песчаниками и алевролитами, в некоторых местах присутствуют горизонты туфов дацитового состава. Мощность свиты может достигать 1000 м. Органических остатков в туфогенных породах кызылкайнарской свиты, не обнаружено. Кремни с конодонтами позднего кембрия, относимые к этой свите [1], скорее всего, не принадлежат к туфогенному разрезу. Т.Ю. Толмачевой найдены единичные экземпляр конодонта *Cordylodus*, что говорит о ранне-средне тремадокском возрасте свиты. Возраст кызылкайнарской свиты также может быть установлен только по косвенным данным. В районе перевала Чунгур она подстилается конгломератами талдыбулакской свиты, в которой известны находки раннеордовикской фауны, а в бассейне р. Карааруча туфогенные породы кызылкайнарской свиты прорваны среднеордовикскими гранитодами Алмалинского массива. На основании всех данных возраст кызыкайнарской свиты может быть принят как ранне-среднеордовикский.

По соотношению Na_2O+K_2O / SiO_2 породы кызылкайнарской свиты соответствуют трахи-андезитам и трахи-дацитам.

На спайдограмме все графики достаточно конформны, они соответствуют островодужнам обстановкам. Выделяется сильное преобладание легких редкоземельных элементов над тяжелыми. На диаграммах присутствует также небольшая отрицательная европиевая аномалия, отражающая, вероятно, фракционирование плагиоклаза в процессе дифференциации расплава. На мультэлементной диаграмме также наблюдаются признаки островодужных обстановок.

Таким образом, в исследуемом районе уточнено стратиграфическое положение и датировки верхнекембрийских и ордовикских вулканогенно-осадочных толщ, формировавшихся на океанической и континентальной коре. Кембрийские толщи представляют собой верхние части офиолитовых разрезов, формировавшихся в пределах различных структур с океанической корой. Ордовикские толщи представлены типичными образованиями энсиалической островной дуги и ее задугового бассейна.

Литература

1. Апаяров Ф.Х., Мамбетов А.М., Миколайчук А.В., Башкиров А.П. Нижний палеозой западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань) // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Тезисы докладов четвертого международного симпозиума. Бишкек. 2008. С. 82-85.
2. Гесь М.Д. Террейновая структура и геодинамическая эволюция каледонид Тянь-Шаня. Бишкек: Ин-т геологии НАН КР, 2008. 159 с.
3. Максумова Р.А., Захаров И.Л., Зима М.Б. Покровно-чешуйчатая структура ранних каледонид Тянь-Шаня в свете новых данных по стратиграфии нижнепалеозойских толщ // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1988. С. 144-152

4. Митрофанова К.В., Васильев Д.Г., Клишевич В.Л., Квятковский А.Р. Ранне геосинклинальные вулканогенные серии Киргизского хребта // Советская геология, 1983. № 8. С. 95-103.
5. Сакиев К.С. петрология пород офиолитов Кара-Арчинской зоны северного Тянь-Шаня / отв. Ред. Бакиров А.Б. АН Республики Кыргызстан. Ин- геологии. Бишкек: Илим. 1991. 184 с.
6. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982. Т. 1. 357 с; Т.2. 245 с.

СОЗДАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Алексанова Е.Д.[а], Бубнов В.П.[а], Галуев В.И.[в], Зальцман Р.В.[а], Каплан С.А.[в], Яковлев А.Г.[а,б]

[а] ООО «Северо-Запад», Москва, Россия
[б] МГУ имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия
[в] ФГУП ГНЦ «ВНИИгеосистем», Москва
(alex-len@inbox.ru)

Введение

В 2003 – 2006 годах по заказу МПР России ФГУП ГНЦ «ВНИИгеосистем» совместно с компанией «Северо-Запад» выполняло переинтерпретацию данных по опорным геофизическим профилям на единой методической основе.

В ходе этих работ были выявлены интересные закономерности в строении земной коры: на протяженных участках профилей в Земной коре на глубинах 20 – 30 км выделяются зоны повышенной расслоенности (по данным сейсморазведки), коррелирующие с коровыми проводящими слоями (по данным магнитотеллурического зондирования) и аномалиями пониженной плотности (по данным гравиметрии).

К этим крупным блокам земной коры приурочены крупнейшие месторождения углеводородов. По всей видимости, различное геофизическое строение выделенных блоков свидетельствует о различной истории их развития и, в первую очередь, об их температурном и флюидном режиме. Эти сведения являются важными для определения нефте-газоперспективности территории.

Для выяснения пространственного распространения коровых проводящих слоев, выяснения природы их происхождения и коррелируемости с расположением известных месторождений УВ в 2008 – 2010 годах ФГУП ГНЦ «ВНИИгеосистем» совместно с ООО «Северо-Запад» производило сбор, анализ и интерпретацию геофизических данных в юго-восточной части Западной и южной части Восточной Сибири.

Были собраны данные магнитотеллурических зондирований на территории свыше 1 200 000 км^2 полученные с 1980-х годов.

Сбор МТ-данных

ООО «Северо-Запад» производило сбор фондовых материалов МТЗ. Были получены и оцифрованы архивные данные о полном тензоре импеданса в более чем 1 600 пунктах. Также в анализ и интерпретацию были включены архивные данные по модулям эффективного импеданса и современные данные по полному тензору импеданса на опорных профилях. Общее количество МТ-пунктов составило около 7 000.

МТ-данные разных лет имеют различный частотный диапазон, различное качество и детальность, что накладывает существенные ограничения на возможность их совместного анализа и инверсии. На рис. 1 показана картограмма типов МТ-данных.

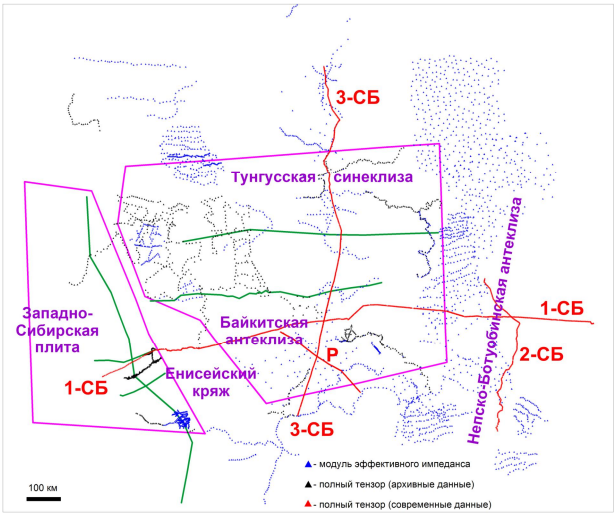


Рис. 1. Картограмма типов МТ-данных

Анализ и интерпретация МТ-данных

Для обоснования методики инверсии МТ-данных и определения геоэлектрических условий, при которых возможно выделение коровых проводящих слоев был проведен большой объем моделирования. Оно, в частности, показало, что наиболее достоверно проводящие слои могут выделяться в пределах антеклиз, где проводимость осадочного чехла (S) сопоставима с проводимостью корового проводящего слоя (100 – 200 См). В районах с мощным проводящим осадочным чехлом (S осадков – сотни См) выявление проводящих зон в земной коре затруднительно. В этом случае коровые аномалии «заэкранированы» проводящими осадочными толщами.

Наиболее полные МТ-данные получены на опорных профилях 1-СБ, 2-СБ, 3-СБ, рассечка Юрубчен-Кежма (Р). Они были отработаны в последние годы с современной аппаратурой. Здесь производился весь комплекс процедур по анализу тензора импеданса [1] для определения размерности геоэлектрической модели среды (1D/2D/3D). Для остального массива данных выполнялась только процедура «нормализации» для подавления влияния локальных приповерхностных неоднородностей. Эта процедура особенно актуальна на Сибирской платформе из-за развития траппового комплекса. Анализ МТ-данных показал, что неоднородности верхней части разреза приводят к смещению кривых кажущегося сопротивления на порядки. Инверсия кривых без «нормализации» будет давать ложный результат, как по осадочному чехлу, так и по земной коре.

Была разработана методика автоматической оккамовской 1D-инверсии в программе MTS Prof Inv (ООО «Северо-Запад»), позволяющая получить наиболее достоверную информацию о строении земной коры.

В результате были получены геоэлектрические разрезы по опорным профилям, созданные на единой методической основе. Также по инверсии всего массива МТ-данных построена пространственная геоэлектрическая модель. На рис. 2 и 3 показаны карты проводимости осадочного чехла и средней коры (интервал от 20 до 30 км) для рассматриваемой территории.

Карта проводимости осадочного чехла (рис. 2) показывает, что проводимость осадков изменяется от первых десятков См на антеклизах до тысяч См в синеклизах. На ней выделяются все основные тектонические элементы.

В качестве перспективных рассматриваются области приподнятого залегания фундамента, на которых проводимость осадочного чехла не превышает 100 См и геоэлектрические исследования земной коры будут давать достоверный результат. Все известные нефтегазовые месторождения открыты в областях малых мощностей и проводимостей осадков, перекрывающих Байкитскую антеклизу, Непско-Ботуобинскую антеклизу и Ангаро-Ленскую ступень. Перспективными являются дальнейшие поиски месторождений в сводовых и периферийных частях этих структур. Также перспективными являются участки, расположенные северо-западнее Байкитской антеклизы и на северо-востоке изучаемой площади.

В областях больших проводимостей осадков (синеклизы) изучение геоэлектрических свойств пород средней и нижней коры затруднено из-за экранирующего действия больших проводимостей осадочного чехла. В синеклизах МТЗ позволяет изучать проводимость слоёв осадочного чехла с задачами обнаружения геологических структур, а также зон коллекторов и покрышек в пределах геоэлектрических слоёв осадочного чехла.

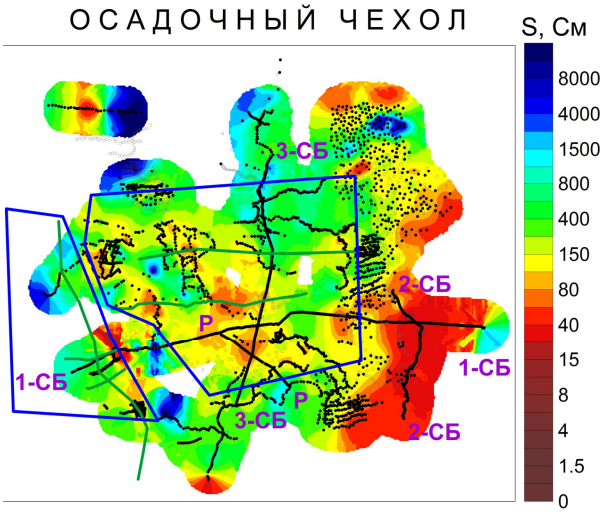


Рис. 2. Карта проводимости осадочного чехла

Карта проводимости средней коры (рис. 3) показывает, что она изменяется от единиц до первых сотен См. Следует отметить, что относительно большие проводимости отмечаются в пределах как антеклиз, так и синеклиз. В качестве перспективных рассматриваются области повышенной проводимости средней коры. Все известные нефтегазовые месторождения открыты в областях относительно больших проводимостей средней коры.

Перспективными являются дальнейшие поиски месторождений в сводовых и периферийных частях Байкитской и Непско-Ботуобинской антеклиз. Также перспективными являются участки, расположенные северо-западнее Байкитской антеклизы и на северо-востоке изучаемой площади.

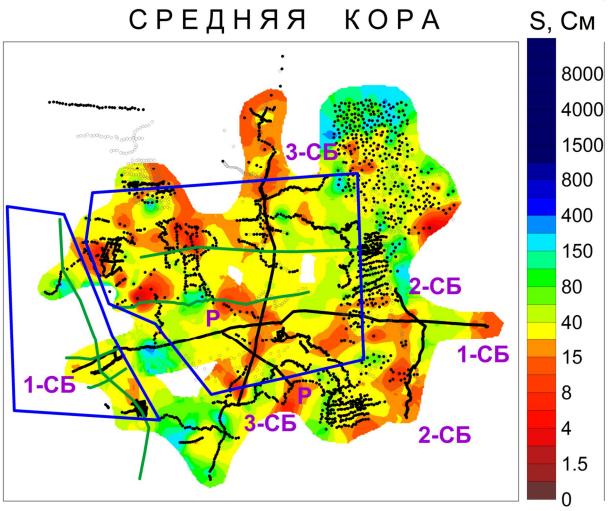


Рис. 3. Карта проводимости средней коры

Природа коровых аномалий электропроводности

Проводящие образования в земной коре древних платформ ниже кристаллического фундамента установлены многочисленными МТ-измерениями в областях малых проводимостей осадочного чехла (как правило, не более 100 См). В некоторых случаях эти проводящие зоны отображаются в сейсмических данных как волноводы, предположительно образовавшиеся в результате разуплотнения горных пород и заполнения пор высокоминерализованными водными растворами [5].

Ряд исследователей, например Дмитриевский А.Н. [13], полагают, что волноводы играют важнейшую роль в образовании и миграции углеводородов в земной коре и осадочном чехле древних платформ. Предполагается, что под действием тектонических сил волноводы периодически сжимаются и разжимаются, что приводит к периодическим перемещениям флюидов, способствующим концентрации углеводородов.

Природа зон аномальной электропроводности в земной коре в настоящий момент является дискуссионной. Для объяснения природы крупных аномально проводящих блоков и слоёв земной коры, выявленных по данным МТЗ, необходимо ответить, по крайней мере, на три вопроса:

1) Что является носителями электрических зарядов в горных породах?

2) Как эти носители электрических зарядов объединяются в гальванически связанные токопроводящие системы?

3) Почему эти системы сохраняют свои проводящие свойства в течение длительного геологического времени?

Ответы на эти вопросы искали многие исследователи. Основные выводы по этой проблеме изложены в работах, приведенных в списке литературы.

Многочисленными лабораторными и натурными экспериментами установлено, что подавляющее большинство горных пород в сухом виде, практически, не

проводят электрический ток (их удельное сопротивление $10^4 – 10^7$ Ом·м).

Низкими сопротивлениями (доли – единицы Ом·м) обладают только электронопроводящие самородные металлы, сульфиды, графит и ионопроводящие водные растворы, глины, расплавы горных пород [10]. Для образования крупных (десятки – сотни км^2) проводящих объектов необходимо существование в непроводящих горных породах проводящих примесей с гальванической связью носителей проводимости. Есть прямые геологические факты существования в осадочном чехле и земной коре таких проводящих образований [4].

Расплавы горных пород маловероятны в континентальной земной коре из-за сравнительно низких температур.

Высокоминерализованные водные растворы установлены сверхглубокими, скважинами Кольской и Саатлинской, в которых обнаружены притоки водных растворов в земной коре на глубине 7 – 10 км [5]. В ксенолитах исследователями обнаружены флюидные микровключения. В глубинных разломах установлены вариации содержания редких элементов характерные для систем с участием флюидной базы [7].

Распространение металлов и сульфидов носит сравнительно локализованный характер и это не позволяет считать их причиной существования крупных (десятки и сотни км^2) проводящих объектов.

Наиболее распространённым электронопроводящим примесным включением является графит. Он может иметь экзогенную или эндогенную природу.

Гипотеза экзогенного образования графита рассмотрена в работах В.А. Семёнова и А.А. Жамалетдинова [12] (проводящие образования на Балтийском щите ВЕП) и А.В. Поспеева [11] (Енисейский кряж).

Эндогенный (флюидный) процесс образования графита предложен в гипотезах Ф.А. Летникова [7] и И.Г. Киссина [6]. Ф.А. Летников предложил гипотезу пульсационной дегазации Земли. Суть ее в том, что эндогенные флюиды, в основе которых лежат углерод и водород генерировались в астеносферном слое и по глубинным разломам поступали в верхнюю часть литосферы. И.Г. Киссин предложил свою схему основных путей миграции водных флюидов в континентальной коре.

Из сказанного выше следует, что наиболее вероятными носителями проводимости в континентальной земной коре могут быть графитизированные или флюидонасыщенные участки земной коры.

Возникновение и продолжительное существование мест концентрации гальванически связанных электронопроводящих примесей может быть связано с обогащением пород органогенным графитом в результате катагенеза осадков обогащённых органикой. Известна геодинамическая модель А.Б. Бакирова [2], по которой органогенный графит образуется в осадочных толщах затянутых субдукцией на глубину до 100 и более км. Графит устойчив к последующим температурным и химическим воздействиям, а также к последующим геодинамическим процессам. Коровые скопления графитизированных пород обычно являются крутозалегающими группами аномально проводящих блоков иногда выходящих на поверхность кристаллических щитов или под их осадочный чехол [3].

Сложнее предположить длительное существование гальванически связанных графитовых плёнок эндогенного происхождения, образующих обширные коровые проводящие слои, так как они могут быть разрушены малейшими тектоническими подвижками.

Аномально насыщенные флюидами проводящие слои и блоки в континентальной земной коре могут образоваться в зонах разрушения горных пород с возникновением связанных поровых пространств, в которых могут размещаться проводящие флюиды.

Наиболее обоснованной гипотезой образования поровых пространств и их длительного существования в средней коре является геомеханическая гипотеза В.Н. Николаевского [8, 9]. В термодинамических условиях континентальной коры

разрушение горных пород происходит при одновременном действии литостатического давления и касательного напряжения. В верхней коре образуются вертикальные и наклонные трещины и разломы. В средней коре образуются полосы разрушения, которые под воздействием тектонических процессов продолжают дилатансно разрушаться с образованием поровых пространств. Когда горизонтальное давление растёт быстрее вертикального, полосы разрушения (разломы) расширяются и выполаживаются, образуя почти горизонтальные флюидопроницаемые зоны. Флюиды придают этим зонам особые геофизические свойства. Существование флюидопроницаемых зон поддерживается тектоническими подвижками.

Эта гипотеза удовлетворительно объясняет образование листрических разломов, в нижней части которых возникают долгоживущие зоны разрушения, ответственные и за проводящие слои, и за сейсмические волноводы в средней коре.

В соответствии с рассмотренными гипотезами следует предположить, что коровые проводящие слои, выявленные на исследуемой площади можно объяснить флюидной проводимостью зоны катакластического разрушения пород.

Заключение

1. На площади исследования и примыкающих территориях собраны МТ-данные, выполненные с 1980-х по 2010 годы (около 7 000 точек).

2. Рассмотрены геоэлектрические разрезы осадков и земной коры известных нефтегазовых месторождений на Байкитской и Непско-Ботуобинской антеклизах. Установлены характерные геоэлектрические особенности этих разрезов, на основании которых выделены области, которые по совокупным признакам перспективны для поисков месторождений углеводородов.

3. Составлены глубинные геоэлектрические разрезы строения вдоль опорных геофизических профилей, пересекающих площадь исследования. Эти разрезы использовались как параметрические при построении трёхмерной геоэлектрической модели площади работ.

4. Построена пространственная (3D) геоэлектрическая модель южной части Сибирской платформы. Для крупных геоэлектрических слоёв этой модели составлены схемы проводимостей и сопротивлений. В пределах этих геоэлектрических слоёв выделены особенности геоэлектрического разреза, присущие нефтегазоносным провинциям.

5. По совокупности особенностей геоэлектрического разреза осадков, фундамента и средней коры составлена схема площадей, перспективных для поисков нефти и газа. Следует отметить, что признаки перспективности, установленные магнитотеллурическими исследованиями, относятся, преимущественно, к геоэлектрическим особенностям строения фундамента и средней коры. Эти признаки характеризуют *крупные нефтегазоносные провинции*, в пределах которых находятся отдельные *месторождения*.

Литература

1. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики М.: «Научный мир», 2009. 680с.
2. Бакиров А.Б. Эндогенные геологические формации Тянь-Шаня. Ч. II. Метаморфические формации. Фрунзе, 1984. 215 с.
3. Ваньян Л.Л., Хайндман Р.Д. О природе электропроводности консолидированной коры. РАН «Физика земли», 1996, № 4. С. 5 – 11.
4. Жамалетдинов А.А. Графит в земной коре и аномалии электропроводности. РАН «Физика земли», 1996, № 4. С. 12 – 29.
5. Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И. Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. Москва: Государственный научный центр РФ - ВНИИгеосистем, 2003.
6. Киссин И.Г. Катакластическое разрушение пород земной коры и аномалии геофизических полей. РАН «Физика земли», 1996, № 4. С. 30 – 40.
7. Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Остафийчук И.М. и др. Флюидный режим формирования мантийных пород. - Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние. 1980. 143

с.
8. Николаевский В.Н. Роль флюидов в формировании сейсмической расслоенности земной коры. РАН «Физика земли», 1996, № 4. С. 41 – 49
9. Николаевский В.Н. Катакластическое разрушение пород земной коры и аномалии геофизических полей. Физика Земли -1996, № 4. С. 51 – 60.
10. Пархоменко Э.И., Бондаренко А.Т. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М., Недра. 172 с.
11. Поспеев А.В. Геологические аспекты геоэлектрики верхней литосферы Земли. М. «Геофизика», 2005, № 4
12. Семёнов А.С., Жамалетдинов А.А. Глубинные электрические зондирования. Вестник ЛГУ. Сер.Геол. и геогр. 1981. Вып. 3. № 18 С. 5-11.
13. Дмитриевский А.Н., Баланюк И.Е. Газогидраты морей и океанов – источник углеводородов будущего – М.: ООО «ИРЦ Газпром», 2009. – 416 с.

ПРОЯВЛЕНИЕ В ДАННЫХ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ ПОСЛЕДСТВИЙ ОЛЮТОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2006 г. (КАМЧАТСКИЙ КРАЙ)

Алексанова Е.Д.[а], Алексеев Д.А.[а], Коробейников А.Е.[б], Нурмухамедов А.Г.[в], Яковлев А.Г.[а,б]

[а] ООО «Северо-Запад», Москва, Россия
[б] МГУ имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия
[в] КРЦ МСН ОАО «Камчатгеология», Петропавловск-Камчатский, Россия
(markys89@yandex.ru)

Введение

Исследование и освоение Камчатки началось еще в 17 веке, но и сейчас этот район притягивает многих ученых своей неизученностью. Для геологов Камчатка всегда была уникальным местом. Прежде всего, Камчатка известна как страна молодых вулканов и термальных источников, область современной тектонической активности. Также на Камчатке находится множество месторождений различных полезных ископаемых. В девяностые годы XX века она прочно заняла позиции одной из ведущих золоторудных провинций России, а по добыче россыпной платины вышла на первое место.

Исследования глубинного строения Корякско-Камчатской складчатой области, ее геодинамической активности ведутся методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ) и методом обменных волн землетрясений (МОВЗ [3]) с 1970 г. в Институте Вулканологии РАН. Были выполнены работы по более, чем восьми профилям, пересекающих полуостров на разных широтах.

В 2004 – 2005 г.г. ООО «Северо-Запад» проводило измерения методом МТЗ на профиле п. Корф – п. Верхнее Пенжино [1]. В апреле-мае 2006 г. имела место серия крупных сейсмических событий с эпицентрами в районе п. Хаилино (одно из них – Олюторское разрушительное землетрясение). В 2008 г. в рамках работ МТЗ на региональном увязочном профиле МОВЗ-МТЗ м. Лопатка – с. Хаилино были выполнены повторные измерения на участке профиля п. Корф – п. Верхнее Пенжино.

Сопоставлению данных МТЗ, полученных до и после землетрясения посвящена данная работа.

Методика наблюдений

Участок повторных измерений имеет протяженность порядка 110 км и располагается в пределах южного края профиля п. Корф – п. Верхнее Пенжино (рис.1).

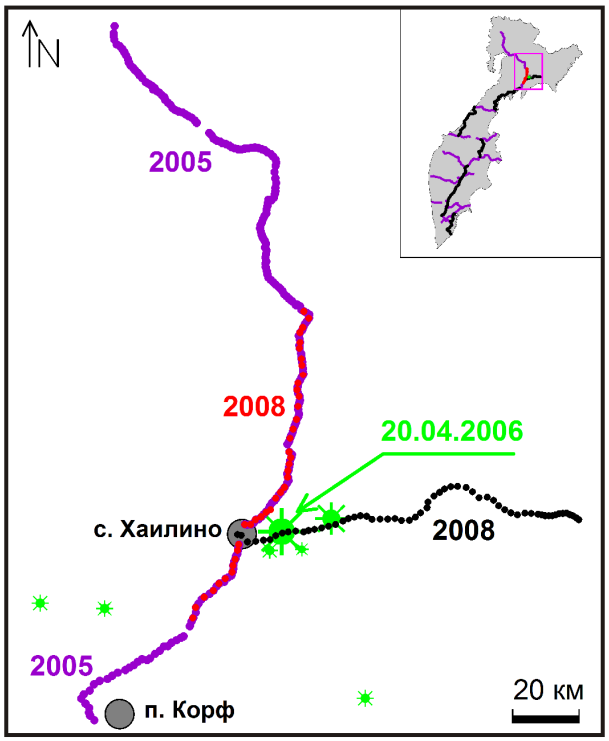


Рис. 1. Схема расположения профиля.

В 2004 – 2005 годах МТ-наблюдения выполнялись с шагом около 1 км в частотном диапазоне 0.0001 – 400 Гц. Работы были выполнены с использованием аппаратуры MTU компании «Phoenix Geophysics» (Канада), предусматривающей регистрацию пяти компонент МТ-поля и спутниковую синхронизацию записей.

Электрические поля измерялись диполями длиной 80 м, магнитные поля – индукционными датчиками.

Повторные измерения в 2008 г. проводились на каждом третьем пункте МТЗ съемки 2005 г. с шагом порядка 3 км. Отклонение центров расстановок 2005 и 2008 г.г. на местности в плане не превышало 40 – 50 м. Технология работ и аппаратура использовалась та же. При выполнении наблюдений в 2005 г. измерительная установка ориентировалась по магнитным азимутам 0° (ось Y) и 90° (ось X). В 2008 г. измерения проводились в азимутах 30° (ось Y) и 120° (ось X).

Для обработки данных, полученных со станцией MTU, использовалось программное обеспечение фирмы «Phoenix Geophysics», основанное на корреляционном методе. В процессе обработки используются синхронные записи МТ-поля в рядовой и удаленной (базовой) точке. Это позволяет подавить влияние промышленных помех. Точность полевых наблюдений, оцененная по контрольным замерам составляет около 2 % по амплитуде и 2º по фазе основных компонент.

Обработка данных МТЗ, полученных в 2008 г. проводилась по стандартной схеме, описанной выше. Данные 2005 г. сначала приводились к системе координат Y = 30°; X = 120° путем преобразования исходных записей компонент поля (временных рядов), последующего перерасчета компонент тензора импеданса и построения их сплайн-аппроксимаций.

Сравнение МТ-данных

Сравнение результатов обработки данных МТЗ за 2005 и 2008 г.г. проводилось путем сопоставления амплитудных и фазовых кривых МТЗ во всех пунктах повторных измерений, а также путем сопоставления пространственно-частотных разрезов фазы импеданса и кажущихся сопротивлений, глубинных разрезов полученных по 1D-инверсии.

Анализ соотношения амплитудных кривых МТЗ показывает, что основные различия кривых кажущегося сопротивления сводятся к сдвигу кривых по уровню без изменения их формы (эффект статического смещения). Изменения (сдвиги) амплитудных кривых при повторных наблюдениях могут быть связаны с отличиями в расположении датчиков электрического поля относительно первичных наблюдений, влиянием верхнего слоя (промерзание и оттаивание). На отдельных пунктах (160, 195) наблюдаются также значительные изменения формы кривых.

Количественная оценка расхождения кривых кажущегося сопротивления представляется затрудненной из-за наличия эффекта статического смещения. В то же время, расхождения значений фазы импеданса позволяют достаточно надежно судить о степени изменений геоэлектрического разреза.

Фаза импеданса является наиболее информативным параметром с точки зрения выявления возможных изменений геоэлектрического разреза, связанных с сейсмическими событиями. Сопоставление разрезов фазы импеданса не выявляет существенных различий в их пространственно-частотной структуре, однако переход к разностным разрезам позволяет выделить ряд областей, характеризующихся существенными изменениями значений фазы (до 20°). Такова, например, интенсивная одиночная аномалия, выделяемая на пикете 160. Однако, данная аномалия может быть связана с влиянием локальных помех и погрешностями измерения, и не является надежным индикатором изменений электрических свойств разреза.

В то же время, достаточно обширная зона изменений, наблюдаемая на южном фланге участка в интервале пикетов 218 – 195 имеет устойчивый и закономерный характер. Она выражена в понижении значений фазы в интервале периодов от 1 до 100 с. Амплитуды этого понижения достигают 10°, что является очень существенным, так как в несколько раз превышает точность наблюдений, определяемых по контрольным измерениям. Кроме того, на пункте 218 наблюдается

резкое понижение фазы на периодах от 10 до 1 000 с. Такая картина характерна для обеих компонент ─ XY и YX. В интервале пикетов 207 – 195 отмечается возрастание длиннопериодных (>100 с) значений фазы. Описанная аномальная зона располагается в относительной близости от эпицентра сейсмического события 20.04.2006 и может быть связана с его геодинамическими последствиями.

Как уже отмечалось выше, амплитудные кривые импеданса (и рассчитываемые по ним кривые кажущегося сопротивления) подвержены влиянию приповерхностных неоднородностей. В связи с этим они менее пригодны для анализа изменений, вызванных Олюторским землетрясением. Однако попытка оценить эти изменения была предпринята. Для этого была произведена процедура «нормализации» данных, позволяющая подавить эффект статического смещения кривых. Как и ожидалось, здесь мы не видим столь яркой картины, как для фаз. На разностных разрезах видно, что вверху кривые ρ могут отличаться. Скорее всего, это связано с влиянием разного состояния верхнего слоя и пр. Однако на периодах больше 10 с в южной и в северной частях профиля наблюдаются существенные различия (больше 5%). В северной части они носят хаотичный характер. В южной части, напротив, мы видим систематическое увеличение разности между данными разных лет по обеим компонентам.

На пространственно-частотных разрезах видно, что наиболее сильные изменения происходят с кривыми не с самых высоких частот, а начиная с периодов 10 – 100 с. Для того, чтобы оценить к каким глубинам относится этот частотный диапазон была проведена инверсия в MTS Prof Inv (ООО «Северо-Запад»). Инвертировались кажущиеся сопротивления и фазы по XY и YX компонентам.

На профиле отчетливо выделяется три зоны. В северной зоне (МТЗ 157 – 122) по обеим компонентам разница ρ менее 1%. В интервале МТЗ 194 – 157 изменения наблюдаются в основном в глубинной части разреза (-10 – -40 км) по компоненте XY. На южном конце профиля и в приповерхностной части, и в более глубинной наблюдаются различия в ρ по обеим компонентам. Особенно они велики (20 и более %) на XY компоненте в интервале глубин 15 – 25 км.

Как и на всем профиле м. Лопатка – с. Хаилино для получения достоверной модели геоэлектрического строения, на рассматриваемом участке была выполнена 2D-инверсия МТ-данных (программа R. Mackie [5]). Полученный геоэлектрический разрез был сопоставлен с данными сейсморазведки МОВЗ (рис. 2).

Кровля консолидированной высокоомной земной коры с юга на север поднимается от 10 км в начале профиля до поверхности в районе 70 – 80 км. В приделах ее верхней высокоомной части можно выделить три блока. Их границы коррелируют с разломными зонами по данным МОВЗ. Южный блок в интервале 0 – 35 км имеет сопротивление 500 – 800 Ом·м. Высокие сопротивления прослеживаются до глубин около 20 км.

Севернее (35 – 80 км) сопротивления повышаются до тысяч Ом·м. Подошва блока высоких сопротивлений также находится на глубине около 20 км. Этот блок представляется более жестким и монолитным, по сравнению с южным. К границе этих блоков относится очаг Олюторского землетрясения. Третий блок имеет наиболее высокие сопротивления в верхней части (десятки тысяч Ом·м), распространенные до глубины -5 – -7 км. Ниже (до глубины -20 км) здесь выделяется область пониженных сопротивлений (60 – 100 Ом·м).

Нижняя часть разреза также неоднородна. На юге от глубины -22 км до 35 км наблюдается область низких сопротивлений (20 – 30 Ом·м). К северу она погружается на большие глубины, сопротивления в ней немного увеличиваются (30 – 40 Ом·м). На севере в нижней части разреза получены сопротивления более 100 Ом·м. Можно отметить, что погружение кровли проводящей зоны с юга на север

коррелирует с погружением границы М по данным МОВЗ.

Двумерные инверсии слишком неустойчивы [2], чтобы использовать их для количественной оценки столь «тонких эффектов». Поэтому по результатам 1D-инверсии (выполненной для компонент XY и YX отдельно) было рассчитано суммарное расхождение ($\Delta\rho = \Delta\rho_{XY} + \Delta\rho_{YX}$). На таком параметре видны зоны повышенных значений по обеим компонентам. Этот параметр сопоставлен с геоэлектрическим разрезом по 2D-инверсии на данном участке и данными МОВЗ.

На рисунке видно несколько субвертикальных зон с повышенными значениями параметра $\Delta\rho$. Одна из них располагается на МТЗ 160, другая на МТЗ 195. Эти точки находятся в зоне выхода к поверхности разломных зон, обнаруженных по данным МОВЗ. По всей видимости, по этим зонам происходят довольно активные изменения. Возможно также, что в этих точках повышена неоднородность среды и малейшее расхождение в азимутах установок и местоположениях точек приводит к столь сильным отклонениям. «Столбообразный» вид аномалий повышенных $\Delta\rho$ связан, конечно, с применением 1D алгоритма инверсии.

Также на глубинах от -15 до -25 км выделяется субгоризонтальная зона повышенных $\Delta\rho$ в интервале дистанций 10 – 35 км. Эта область относится к границе между более высокоомной верхней частью консолидированной коры и зоной высокой проводимости в коре. Важен тот факт, что по сравнению в 2005 годом, в 2008 году сопротивления снизились. Это позволяет сделать вывод, что наибольшие геодинамические последствия землетрясения проявились в южном блоке. Судя по величинам сопротивления, этот блок более разрушен. Внизу он подстилается сильно проводящей, насыщенной флюидами зоной. Можно сделать вывод, что землетрясение привело к раскрытию трещин. Повышение трещиноватости увеличило объем флюидов, что, в конечном итоге, привело к уменьшению сопротивления. В связи с этим важно отметить, что многие исследователи Камчатки связывают флюидонасыщенность с геодинамической активностью структур [1, 4].

В блоке, расположенном севернее сопротивления существенно выше, а значит он более жесткий, лишенный флюидов. Поэтому изменения связанные с Олюторским землетрясением по данным МТЗ в нем не фиксируются.

Заключение

1. Данные МТЗ сопоставлены с геолого-геофизической информацией по верхней части разреза и с данными МОВЗ по глубинной. И в том и в другом случае наблюдается хорошая корреляция.

2. На участке профиля п. Корф – п. Верхнее Пенжино, где выполнялись повторные наблюдения после катастрофического Олюторского землетрясения (20.04.2006), анализ и инверсия МТ-данных позволили выявить ряд особенностей геоэлектрического строения этой зоны.

3. Очаг землетрясения относится к границе блоков с существенно разным геоэлектрическим строением. К югу верхняя часть коры имеет невысокие сопротивления, в нижней выделяется сильная аномалия электропроводности. К северу земная кора имеет существенно более высокие сопротивления. Это может свидетельствовать о высокой геодинамической активности и флюидонасыщенности для первого блока и о жесткости, стабильности для второго.

3. В МТ-данных 2005 и 2008 г.г. прослеживаются четкие отличия. Они в несколько раз превышают точность наблюдений, которая оценивается по результатам контрольных измерений. Это позволяет сделать вывод, что само сейсмическое событие повлияло на распределение сопротивления в коре. Однако эти изменения коснулись только южного, более активного блока.

4. Анализ МТ-данных показал, что сопротивление в зоне перехода от верхней (более высокоомной) части коры к нижней (проводящей) существенно понизилось (на 20 и более %). Это может говорить о том,

что из-за землетрясения увеличилась трещиноватость этого блока, что привело к увеличению доли флюидов в связанных порах и понижению сопротивления.

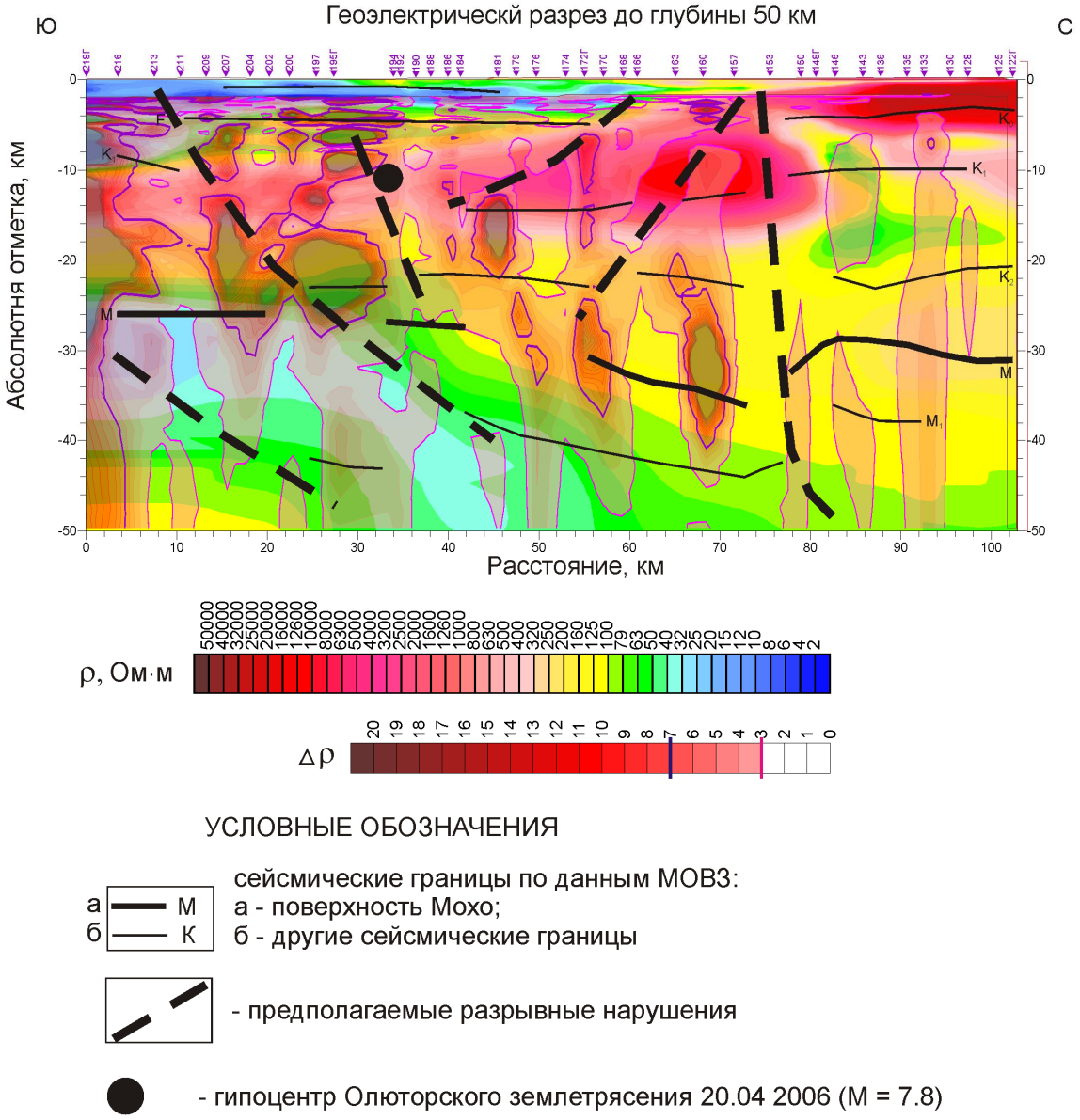


Рис. 2. Сопоставление геоэлектрических разрезов с разрезом Δρ.

Литература

1. Белявский В.В., Золотов Е.Е., Нурмухамедов А.Г., Ракитов В.А., Шпак И.П., Храпов А.В., Яковлев А.Г. Сейсмогеоэлектрическая модель Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Центрально-Корякской складчатой зоны по профилю Верхнее Пенжино – Корф. Гофизика, 2008, № 2. С. 30 – 44.
2. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики М.: «Научный мир», 2009. 680с.
3. Егоркин А.В., Данилова Т.И., Рыбалов М.Б. Методика выделения обменных волн. Геология и геофизика, 1979, № 10. С. 107 – 117.
4. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука., 1991. 182 с.
5. Rodi W. and Mackie R.L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. // Geophysics, 2001, 66, pp. 174-187.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В ЗОНЕ КИРОВОГРАДСКОЙ И КУРСКОЙ АНОМАЛИЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ

Алексанова Е.Д.[а], Баглаенко Н.В.[б], Варенцов И.М.[б], Куликов В.А.[а,в], Логвинов И.М.[г], Лозовский И.Н.[в], Орлюк М.И.[г], Пушкарев П.Ю.[в], Соколова Е.Ю.[б], Соколов Н.С.[а], Тарасов В.Н.[г], Шустов Н.Л.[в], Яковлев А.Г.[а,в], Яковлев Д.В.[а], Рабочая группа KIROVOGRAD

[а] ООО «Северо-Запад», Москва, Россия
[б] Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, Троицк, Московская обл., Россия
[в] Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[г] Институт геофизики НАНУ, Киев, Украина
(sokol_l@mail.ru)

Введение

Кировоградская аномалия электропроводности (КрвА), открытая и изученная на Украинском щите (УЩ) по магнитовариационным (МВ) и магнитотеллурическим (МТ) данным [1-6], прослежена нами в 2007-10 г. далее на север на территории ЮЗ России [7-9]. Она представляется отчетливой линейной субмеридиональной (33-35°в.д.) структурой, простирающейся от Черного моря до широты Брянска с шириной до 50-100 км и сопротивлением менее 10 Омм на коровых глубинах ниже 20 км (рис. 1). Установлено [1-6], что КрвА в пределах УЩ приурочена к палеопротерозойскому Кировоградскому блоку (KRB, рис. 1, 2) и шовной зоне, отделяющей его от архейского Приднепровского (PRDB) блока, и продолжается на ССВ под Днепрово-Донецкой впадиной. Природа КрвА связывалась с процессами графитизации и/или флюидизации земной коры [3-6].

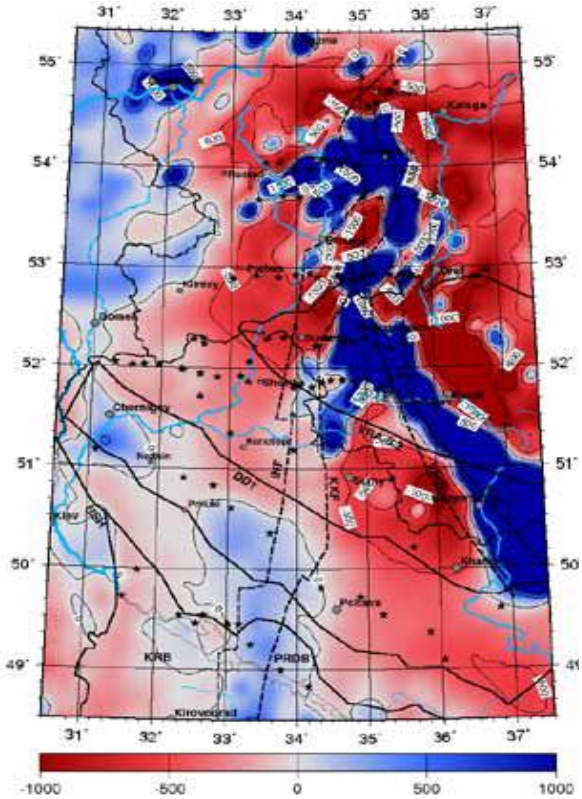


Рис. 1. Фрагмент карты регионального аномального магнитного поля (нТл) с пунктами электромагнитных (ЭМ) зондирований: **DDT** – Днепровско-Донецкая впадина; **USH** - УЩ; **KRB** и **PRDB** – Кировоградский и Приднепровский мегаблоки УЩ.

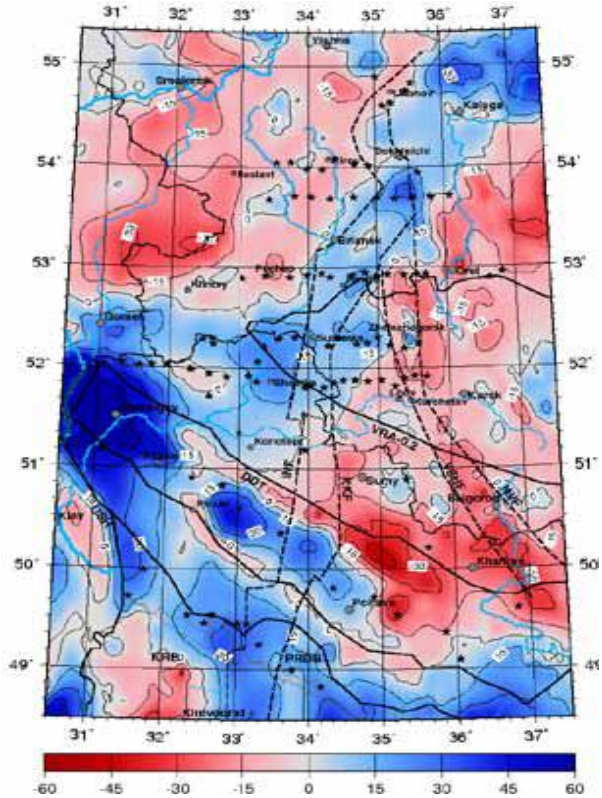


Рис. 2. Фрагмент карты гравитационного поля в редукции Буге (мГл) [10] с глубинными разломами: **INF** - Западно-Ингулецко-Навлинским; **KKF** – Криворожско-Крупецким, **VSHF** – Волчанско-Шаблыкинским, **NVF** – Новооскольско-Воронцовским.

Новые синхронные ЭМ зондирования [7-9], выполненные в зоне КрвА в ЮЗ России и се-верной Украине, выявили восточнее КрвА еще одну Курскую аномалию коровой электропроводности (КурА), простираю-щуюся от широты Брянска на ЮВ [9]. К северу же от Брянска отмечается наложение КрвА и КурА, а на широте Сухиничей они сочленяются с известной Кирово-Барятин-ской коровой аномалией [8].

В докладе ведется сопоставление полу-ченных геоэлектрических моделей с други-ми геофизическими материалами, в первую очередь, с данными и моделями потенциальных полей [10, 11] в контексте современных тектонических представлений [12, 13] с целью прояснения структурной приуроченности и природы выявленных геоэлектрических аномалий.

Важнейшие результаты

На площади, включающей Калужскую, Орловскую, Брянскую и Курскую области России и Сумскую область Украины (рис. 1, 2) рассматривались региональное аномаль-ное магнитное поле (dTa) и гравитационное поле в редукции Буге [10]. Кроме того, вдоль профиля ЖИЗДРА (53.8°с.ш., рис. 3) студентами кафедры геофизики геологичес-кого факультета МГУ в ходе учебной пра-ктики 2010 г. была выполнена наземная магнитная съемка.

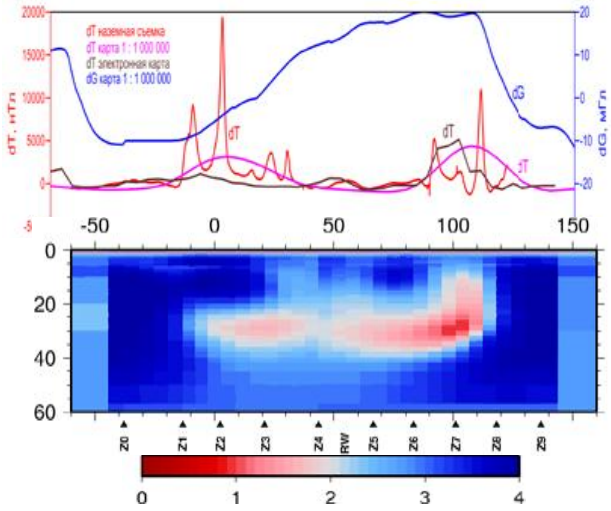


Рис. 3. Разрез удельных электрических сопротивле-ний (Омм, lg-масштаб, внизу) по результатам 8-компонентной 2D инверсии MT/MB данных методом [14] на профиле ЖИЗДРА и графики аномалий магнитного (нТл) и гравитационного (мГл) полей (вверху).

Совместный анализ пространственной структуры ЭМ откликов, результатов их 2D/3D инверсий [9] и поведения потенци-альных геофизических полей показывает, что КрвА соответствует региональной маг-нитной аномалии, прослеживаемой на УЩ и западном склоне Воронежской антеклизы до широты 52°. В модели [11] эта аномалия связывается с коровыми объектами избы-точной намагниченности 1.5-2.5 А/м, отвечающими проводящим зонам, выделя-емым на профилях MT/MB зондирований (рис. 4). Северная часть КрвА совпадает с меридианальной положительной региональ-ной гравитационной аномалией, ослож-ненной эффектами осадков Днепрово-Донецкой впадины (ДДВ) и приобретающей ССВ простирание к северу от широты 51.5°. КурА отчетливо коррелируется с КМА и, напротив, характеризуется пониженным гравитационным полем (рис. 2).

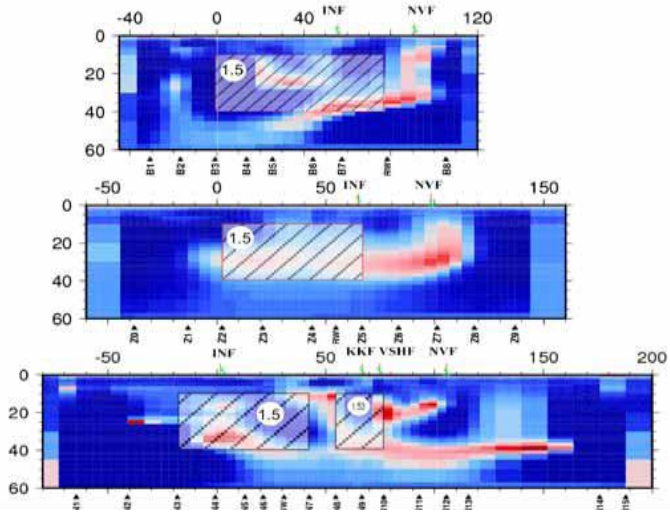


Рис. 4. Сопоставление разрезов сопротивлений (см. легенду на рис. 3) вдоль профилей КИРОВ, ЖИЗДРА и НАВЛЯ с сечениями тел избыточной намагниченности (А/м, значения в кружках) и положением глубинных разломов.

Проведенный геофизический анализ дополнен сведениями о тектоническом районировании докембрийских отложений исследуемой территории [12, 13]. КрвА маркирует выделяемую рядом ученых область современной активизации – Ингу-лецко-Криворожско-Крупецкую шовную зону, разделяющую блоки архейской и протерозойской консолидации [4, 6, 12], а КурА совпадает в плане с джеспелитовыми комплексами Курской серии одноименного

блока. Обе аномалии отчетливо контролируются глубинными разломами: INF и KKF, VSHF и NVF, соответственно (рис. 1, 2 и 4).

Особенности региональных потенциальных геофизических полей недавно были проинтерпретированы в терминах структурных и вещественных комплексов [13] с выделением в области наших исследований (от ДДВ до широты 53.5°) двух крупных субмеридиональных палеопротерозойских структур: Брянского гранулито-гнейсового пояса, приуроченного к зоне между разломами INF и KKF, и Кулажинского гнейсового пояса, лежащего западнее INF. Оба пояса, различаясь степенью метаморфизма, представляются северными продолжениями западной и восточной частей Кировоградского блока УЩ (рис. 1). Анализ метаморфитов Брянского пояса по кернам скважин показал [13], что они характеризуются частым присутствием графита, а также высокими плотностью и намагниченностью, чем отличаются от пород Кулажинского пояса - плотных, но немагнитных. Пересечение Брянского пояса линией профиля ЖИЗДР А отражено в аномалиях на графиках магнитного и гравитационного полей (рис. 3).

Положение оси северного продолжения КрвА хорошо контролируется МВ данными – зонами максимальных амплитуд горизонтальных откликов и инверсии векторов индукции [9], расположенными (как и на УЩ) вдоль глубинного разлома INF. На основе сопоставления геоэлектрических и магнитных данных (рис. 4) можно предположить структурную приуроченность этой зоны к комплексам Брянского пояса, перекрытым надвигами толщ Кулажинского пояса.

Заключение

Сопоставление геоэлектрических моделей, полученных в рамках международного эксперимента KIROVOGRAD по синхронному ЭМ зондированию земной коря на западном склоне Воронежской антеклизы [9], с данными и моделями потенциальных полей и новыми тектоническими представлениями позволяет более обоснованно обсуждать сходства и различия выявленных аномалий коровой электропроводности - Кировоградской, Курской и Кирово-Барятинской – и судить об их природе. Прежде всего, необходимо констатировать существенную (хотя и сложную, многофакторную) корреляцию региональных аномалий ЭМ и потенциальных полей в зоне эксперимента KIROVOGRAD с рядом структурно-тектонических зон.

Прослеживается заслуживающая дальнейшего изучения [15] явная аналогия КрвА с Ладожско-Ботнической коровой аномалией на Балтийском щите [2,16], также выделяемой на границе архейских и протерозойских блоков. В этом случае предполагаются электронопроводящие свойства графитизированных и сульфидизированных метаморфитов. Такой же механизм электропроводности рассматривается как основной для коровых аномалий, выявленных в померанском сегменте зоны TESZ [17] на глубине 10-25 км в комплексах Каледонских угленасыщенных метаосадков, и для весьма сходных по структуре коровых аномалий в шведско-норвежских Каледонидах [15].

Альтернативный (а при определенных условиях – дополнительный) механизм аномальной электропроводности на нижнекоровых глубинах определяется ионной проводимостью флюидонасыщенных пород. Одним из источников нижнекоровых флюидов может быть процесс десерпентинизации в условиях современной платформенной активизации – в этом случае при повышенном геотермальном фоне могут возникать достаточно яркие субгоризонтальные нижнекоровые аномалии электропроводности. Подобная гипотеза природы КрвА подробно проработана для ее сегмента в пределах УЩ [3, 4], где достаточно данных геотермики и глубинной сейсмики. Есть первые указания на повышенную корово-мантийную электропроводность как над, так и под границей Мохо (~45 км) на российско-украинских профилях ШОСТКА и СУЗЕМКА эксперимента KIROVOGRAD [9]. Однако они требуют подтверждения дополнительными ЭМ зондированиями повышенной глубинности. Надежно диагно-

стировать условия современной активизации на западном склоне Воронежской антеклизы в зоне от КрвА до КурА вряд ли возможно без доведения сейсмической и геотермической изученности этого региона до уровня, сопоставимого с достигнутым на УЩ, в Фенноскандии и в зоне TESZ.

На данном этапе дальнейшее развитие рассмотренного направления исследований требует, с одной стороны, повышения точности построения частных моделей интерпретации ЭМ и потенциальных данных и, с другой стороны, значимых шагов в сторону их совместной инверсии с учетом альтернативных тектонических предположений и петрофизических ограничений.

Литература

1. *Рокитянский И.И., Логвинов И.М., Лугинина Н.А.* Магнитовариационное профилирование на Украинском щите // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1969. № 3. С. 100-111.
2. *Рокитянский И.И.* Исследование аномалий электропроводности методом МВ профилирования. Киев: Наукова думка. 1975. 280с.
3. *Баглаенко Н.В., Варенцов Ив.М., Гордиенко В.В. и др.* Геоэлектрическая модель Кировоградской аномалии по геомагнитным данным // Физика Земли. 1996. № 4. С. 87-98.
4. *Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др.* Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвин-пресс. 2005. 210с.
5. *Логвинов И.М., Тарасов В.Н.* Геоэлектрическая 2D модель Кировоградской аномалии электропроводности // Геофиз. Журн. 2005. № 5. С. 754-769.
6. *Азаров Н.Я., Анциферов А.В., Шеремет Е.М. и др.* Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского щита. Киев: Наукова думка. 2006. 196с.
7. *Варенцов Ив.М., Баглаенко Н.В., Соколова Е.Ю. и др.* Структура продолжения Кировоградской аномалии электропроводности на ЮЗ России: профиль Почеп-Навля-Орел // IV Всероссийская школа-семинар по ЭМ зондированиям Земли (Тезисы докладов). М: ИФЗ РАН. 2009. С. 49.
8. *Алексанова Е.Д., Варенцов Ив.М., Верещагина М.И. и др.* Электромагнитное зондирование осадочного чехла и консолидированной земной коры в зоне перехода от Московской синеклизы к Воронежской антеклизе: проблемы и перспективы // Физика Земли. 2010. № 8. С. 62-71.
9. *Варенцов Ив.М., Ковачикова С., Куликов В.А. и др.* Коровые аномалии электропроводности на западном склоне Воронежской антеклизы // Международная конференция "Современное состояние наук о Земле" памяти В.Е. Хаина (Расширенные тезисы). М.: МГУ. 2011. 5с.
10. *Сажина Н.Б.* (Ред.). Карта гравиметрического поля (редукция Буге, М 1:1000000). ВНИИГеофизика. 1982.
11. *Marchenko A., Orliuk M.* 3D magnetic model of the East European Craton and its effect at near-surface and satellite heights // Геофиз. журн. 2010. Т. 32. № 4. С. 96-98.
12. *Галецкий Л.С. (Ред.).* Карта структурного районирования докембрия ЮЗ части Восточно-Европейской платформы, масштаб 1:1000000 // Комплект карт "Геология и металлогения юго-западной части Восточно-Европейской платформы". ВСЕГЕИ. 1992.
13. *Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С. и др.* Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М: Роснедра. РАН. Центр ГЕОКАРТ. 2010
14. *Varentsov Iv.M.* Joint robust inversion of MT and MV data // Electromagnetic sounding of the Earth's interior (Methods in geochemistry and geophysics, 40). Elsevier. 2007. P. 189-222.
15. *Korja T., Smirnov M., Sokolova E. et al.* Archaean-Proterozoic boundary in the East European Craton: Crustal conductivity in the Fennoscandian and Ukrainian Shields // Lithosphere 2010 – 6th Symposium on structure, composition and evolution of lithosphere in Finland. Inst. of seismology. Univ. of Helsinki. 2010b. P. 47-50.
16. *Варенцов Ив.М., Корья Т., Пальшин Н.А. и др.* Обобщенная объемная геоэлектрическая модель коры Балтийского региона и структура ее глубинных ЭМ откликов // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: Геокарт: ГЕОС. 2006. С. 95-106.
17. *Ernst T., Brasse H., Cerv V. et al.* Electromagnetic images of the deep structure of the

Trans-European Suture Zone beneath Polish Pomerania // Geophys. Res. Let. 2008. V. 35. P. 15307. doi:10.1029/2008GL034610.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ В РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОМ КОЛЛИЗИОННОМ ПОЯСЕ ЧУ-ИЛИЙСКИХ ГОР И СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Алексеев Д.В. [а], **Крёнер А.** [б], **Рязанцев А.В.** [а], **Хегнер Е.** [в], **Третьяков А.А.** [а], **Рохас-Аграмонте Я.** [б], **Корсини М.** [г], **Лиу Д.** [д]

[а] *ГИН РАН, Москва 119017, Россия. (dvalexeiev@mail.ru)*
[б] *Institut für Geowissenschaften, Universität Mainz, Mainz 55099, Germany*
[в] *L-M Universität München, München D-80333, Germany*
[г] *Geosciences Azur, Université de Nice-Sophia Antipolis, Nice, U.M.R. 6526, France*
[д] *SHRIMP Centre, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037, China*

Джалаир-Найманский офиолитовый пояс (ДН) сформировался в раннеордовикское время в результате столкновения Анрахайского и Северотяньшаньского микроконтинентов [2, 5, 6, 7], входящих в состав Кокчетав - Северотяньшаньской складчатой зоны (КСТ) (рис. 1). По обе стороны пояса обнажаются гнейсы и сланцы с подчиненными породами высоких давлений. Традиционно эти комплексы рассматривались как выходы фундамента микроконтинентов, образующих жесткую «раму» по отношению к офиолитовому шву [1, 3].

Результаты последних работ, однако, показывают, что метаморфические блоки сложены пластинами континентальной и океанической коры, скученными и претерпевшими глубокий метаморфизм в субдукционных и коллизионных обстановках в позднекембрийское и раннеордовикское время [7, 9]. Особенности их строения и положение в структуре коллизионной зоны удобно проиллюстрировать на примере Анрахайского и Актюзского блоков, изученных более детально (рис. 1).

Джалаир-Найманский пояс (рис. 1) сложен офиолитами, сланцами и турбидитами [1, 2, 6]. Офиолиты представлены двумя ассоциациями. Первая, более полная, включает гарцбургиты, лерцолиты, габбро-пироксениты, плагиограниты и базальт-риолитовый комплекс. Вторая сложена базальтами, кремнями и доломитами. U-Pb датировки плагиогранитов **521±2**, **520±4** и **513±1** млн. лет указывают на среднекембрийский возраст офиолитов [6, 8]. Кремни, лежащие на базальтах, содержат конодонты паибского яруса верхнего кембрия [6]. Возраст турбидитов, перекрывающих совмещенные в тектонических покровах разнофациальные комплексы, устанавливается как позднекембрийский-раннеордовикский по брахиоподам [1, 6]. Датирование обломочных цирконов определяет максимальный возраст турбидитов как 490±1 млн. лет [8]. Резкое угловое несогласие в основании аренигских толщ указывает на раннеордовикский возраст основного структурного события [1, 2].

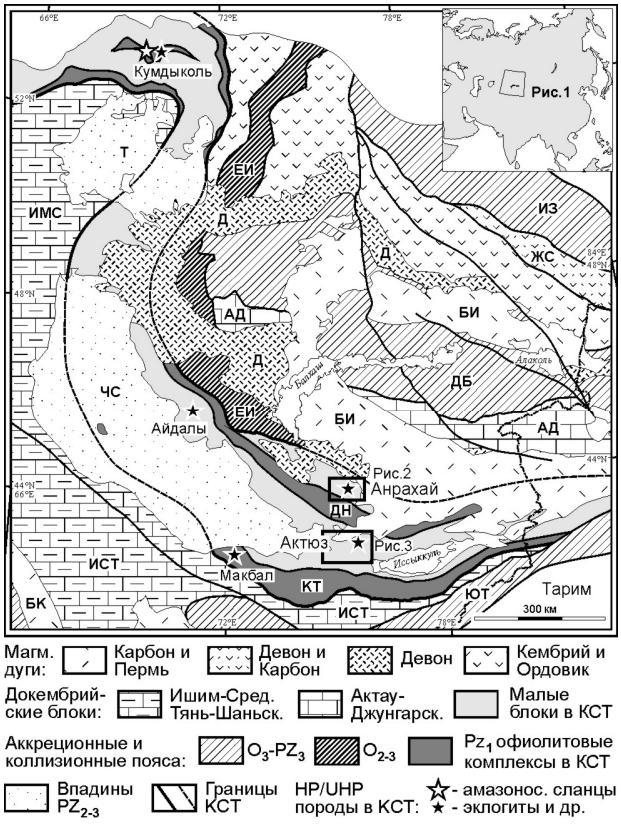


Рис. 1 Тектоническая схема палеозоид Казахстана и Тянь-Шаня по [7]. ДН - Джалаир-Найманский пояс

Анрахайский блок, выделяющийся также как Анрахай-Алтынэмельский, Чу-Илийский или Джельтауский микроконти-

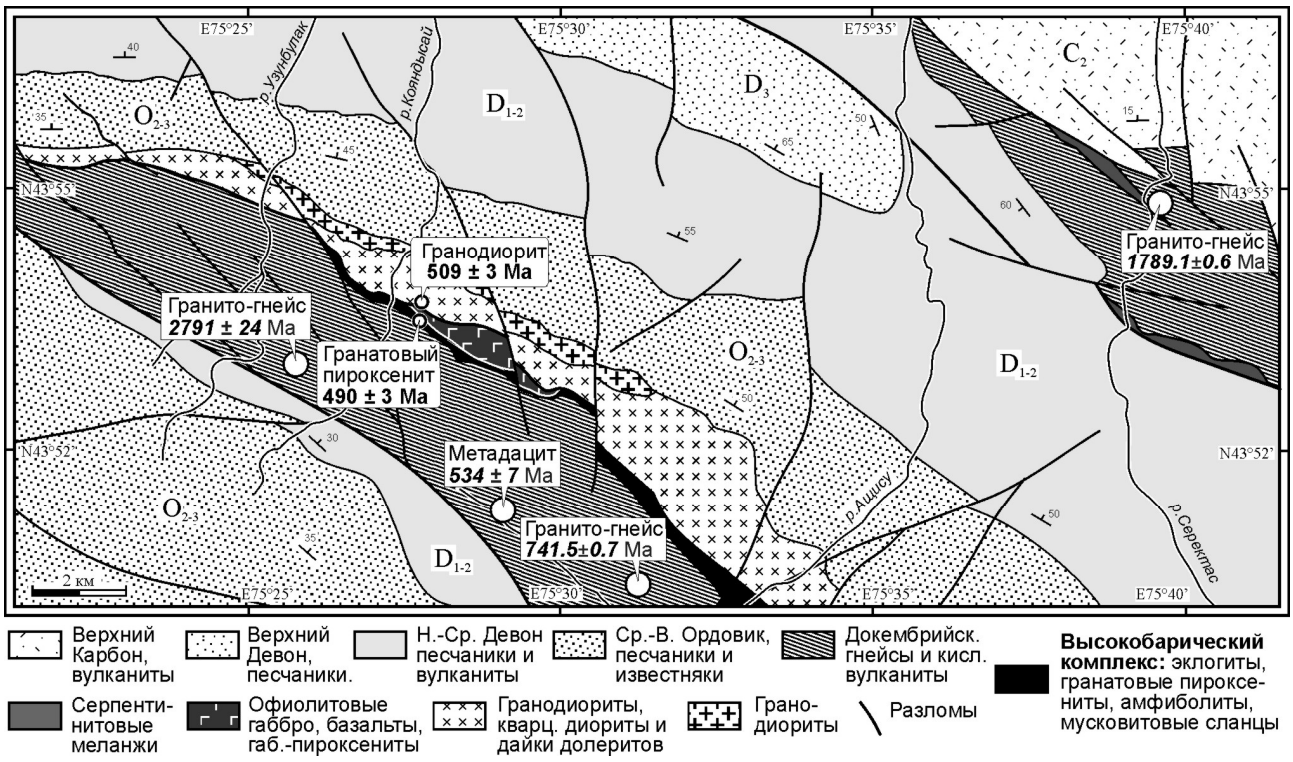


Рис. 2 Геологическая карта района гор Анрахай. Курсивом показаны возрастные датировки по данным [8].

нент [2, 5], обнажается на юго-востоке Чу-Илийских гор (рис. 1 и 2). В строении блока принимают участие архейские и палеопротерозойские гнейсы, неопротерозойские гнейсо-граниты и раннекембрийские метадациты [8]. Подчиненную роль играют дефрагментированные офиолиты, представленные серпентинитовыми меланжами, породами полосчатого комплекса, габбро и базальтами [1, 2, 6, 7] (рис. 2).

Гнейсы прорываются недеформированными гранитоидами анрахайского плутона, возраст которых определялся как доаренигский по находкам фауны в перекрывающих отложениях [1]. Результаты U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов из образца гранодиорита, отобранного на ЮЗ фланге массива (рис. 2), свидетельствуют о позднекембрийском возрасте пород **508.3±3** млн. лет.

Известково-щелочной состав гранодиоритов, отрицательная Nb аномалия в спектре редких элементов и положение фигуративных точек на диаграммах Rb/Y-Nb в поле гранитов островных дуг предполагают, что интрузив формировался в островодужной обстановке. Присутствие в породе цирконов с возрастами до 1.2 млрд. лет и выходы докембрийских гнейсов в непосредственном обрамлении плутона указывают на энсиалический характер дуги [7].

Породы высоких давлений развиты в пределах линейной зоны СЗ простирания, проходящей между гранитами анрахайского массива на северо-востоке и блоком, сложенным докембрийскими гнейсами и кембрийскими метадацитами, на юго-западе (рис. 2). Эклогиты, гранатовые пироксениты и гранатовые амфиболиты образуют будины размером от долей метра до 10 метров, рассеянные в матриксе мусковитового и гранат-мусковитового сланца [1, 2, 7].

Метаморфогенные цирконы найдены в образцах гранатовых пироксенитов. Породы представляют агрегат граната и пироксена диопсидового ряда. Гранат состоит из 42% альмандина, 33,7% гроссуляра, 23% пиропа и 1,3 % спессартина. Ультраосновной состав (40-43% SiO_2) предполагает мантийное происхождение пород. Высокие содержания FeO (14-18%) и TiO_2, обедненность MgO, высокая сумма РЗЭ и высокие значения La/Yb отношения позволяют отнести их к ультрамафитам Fe-Ti типа.

Датирование метаморфогенных цирко-нов в двух образцах гранатового пироксени-та дало совпадающие цифры со средним значением **489.9±3.1** млн. лет, отражающим возраст пика метаморфизма.

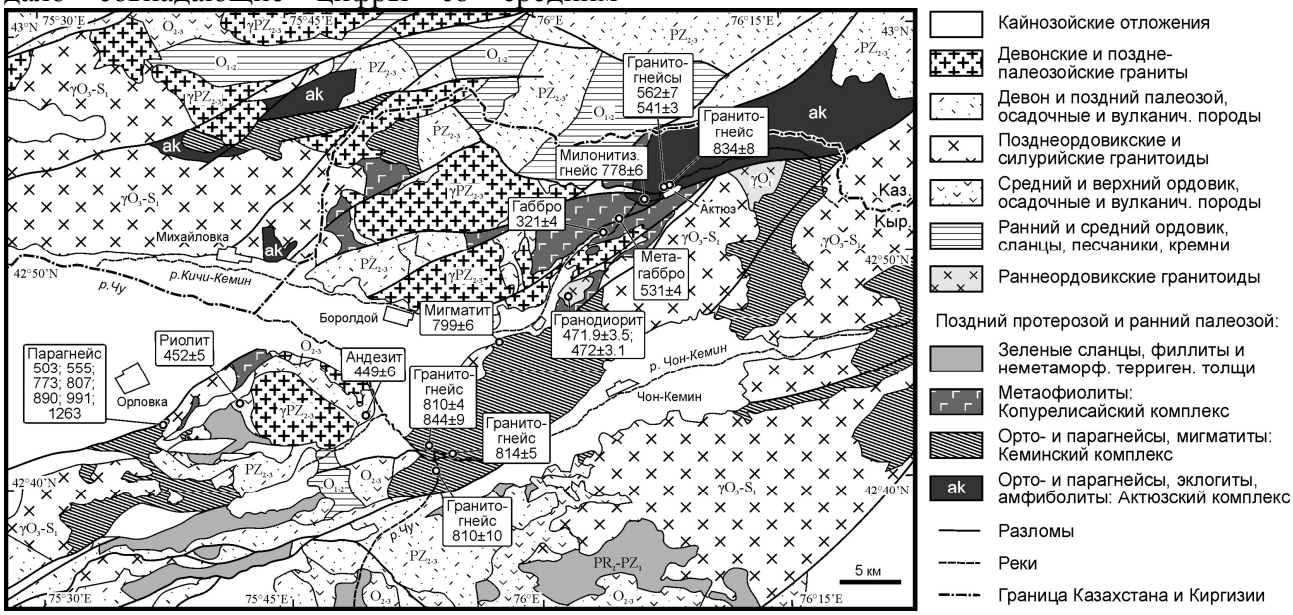


Рис. 3 Геологическая карта Актюзского блока (составлена по опубликованным геологическим картам масштабов 1:500 000 и 1:200 000 с привлечением данных Морозова В.П. и Ефремова И.В.)

В гранат-мусковитовых сланцах, вмещающих блоки пород высоких давлений, присутствуют только обломочные цирконы. Зерна имеют тонкие метаморфогенные каймы, однако толщина их слишком мала для датирования. Возраста обломочных цирконов 2557, 1882, 1598, 1318, 1314, 1026, 1070, 992, 955, 947, 943, 934, 878, 858, 709, 694 млн. лет указывают, что сланцы развивались по породам, представляющим продукты размыва докембрийского блока, и определяют возраст осадочного протолита как неопротерозойский или моложе [7].

Возраст гранатового пироксенита ~490 млн. лет отвечает времени аккреции и накопления флиша в Джалаир-Найманском поясе, и указывает на возможную связь метаморфизма с субдукцией. Block-in-matrix структура высокобарического пояса типична для субдукционных меланжей и предполагает, что эксгумация могла происходить в субдукционном канале. Находки пород высоких давлений в гальке среднеордовикских конгломератов, ложащихся на метаморфические толщи, указывают, что эксгумация происходила достаточно быстро, в период времени между 490 и ~475 млн. лет.

Актюзский блок, находящийся к югу от Джалаир-Найманского пояса (рис. 1 и 3), сложен гранитоидными гнейсами, мигматитами и метаморфизованными офиолитами [3, 4, 9]. Севернее пос. Актюз гнейсы включают тела гранатовых амфиболитов и эклогитов, ранее рассматривавшихся как пластины пород офиолитовой ассоциации [3], но по нашим наблюдениям, представляющих метаморфизованные основные дайки. По составу породы близки железистому габбро. Внедрение их происходило, предположительно, во внутриплитной обстановке [9].

Возраст метаморфических пород считался архейским и раннепротерозойским на основании альфа-свинцовых и U-Pb датировок [3, 4]. Гнейсы прорываются неметаморфизованными гранитоидами долпранского комплекса, для которых существует U-Pb дата 692±15 млн. лет [4], и перекрываются кислыми вулканитами, сопоставлявшимися с рифейской свитой Большого Нарына. На основании этих данных Актюзский блок рассматривался как фрагмент раннедокембрийского фундамента Северотяньшаньского микроконтинента.

Результаты U-Pb (SHRIMP) датирования метаморфических и магматических пород в Актюзском блоке заставляют пере-

смотреть представления о возрасте и позиции метаморфического комплекса. Для гранитоидных гнейсов из района пос. Актюз, долин рек Чу, Чон- и Кичи-Кемин (рис. 3) получены две группы дат, отражающих возраста протолита гнейсов. Первая группа **844±9, 834±8, 814±5, 810±10, 810±4.2, 799±6, 778±6** млн. лет отвечает этапу кислого магматизма, фиксируемого в регионе от Тарима до Центрального Казахстана и связанного, по разным оценкам, либо с эволюцией активной окраины, либо с эпизодом рифтогенеза, обусловившего распад Родинии. Более молодые возраста **562±7** и **540.8±3.1** млн. лет отражают независимый эпизод, предположительно связанный с формированием островной дуги в позднем докембрии и раннем кембрии. Гнейсы имеют значения $\varepsilon_{Nd(t)}$ от -1.9 до -12.3 и модельные возраста от 1.3 до 2.1 млрд. лет, свидетельствующие о плавлении палеопротерозойского субстрата [9].

Для образца мигматизированного парагнейса из района пос. Орловка на восточном окончании Киргизского хребта (рис. 3) получен возрастной спектр обломочных цирконов: 1263±10; 991±8; 890±7; 807±6; 773±6; 555±5; 503±8 млн. лет (U-Pb, SHRIMP). Последняя цифра в этом ряду определяет возраст протолита как позднекембрийский или моложе.

Для рассланцеванного лейкогаббро из офиолитов на р. Кичи-Кемин установлен возраст **531.2±3.7** млн. лет. Полученное значение близко возрасту офиолитов Джалаир-Найманского пояса и предполагает возможную генетическую связь [9].

Датирование двух образцов постдеформационных диоритов долпранского массива дало совпадающие в пределах погрешности значения **471.9±3.5** и **472.0±3.1** млн. лет, отвечающие раннему ордовику. В породах выявлены также древние зерна с возрастами 1180±9 и 783±7 млн. лет, присутствие которых, по-видимому, объясняет удревнение возраста до 692 млн. лет в пробе датированной ранее традиционным U-Pb методом [4].

Кислые вулканиты, перекрывающие метаморфический комплекс, и лежащие на них андезито-базальты, относившиеся ранее условно к рифею и кембрию соответственно, имеют позднеордовикские возраста **451.9±4.6** и **448.9±5.6** млн. лет. Недеформированные габбро, прорывающие офиолиты на р. Кичи-Кемин, датированы ранним карбоном **320.9±4.1** млн. лет и относятся к Балхаш-Илийскому поясу [9].

Позднекембрийский 503 млн. лет возраст наиболее молодых цирконов в парагнейсах и раннеордовикский 472 млн. лет возраст посткинематических интрузий определяют время основных деформаций и метаморфизма в Актюзском блоке в пределах позднего кембрия и раннего ордовика. Полученная Ar-Ar дата ~**470** млн. лет по мусковиту в гнейсах, также указывает на раннеордовикский возраст метаморфизма.

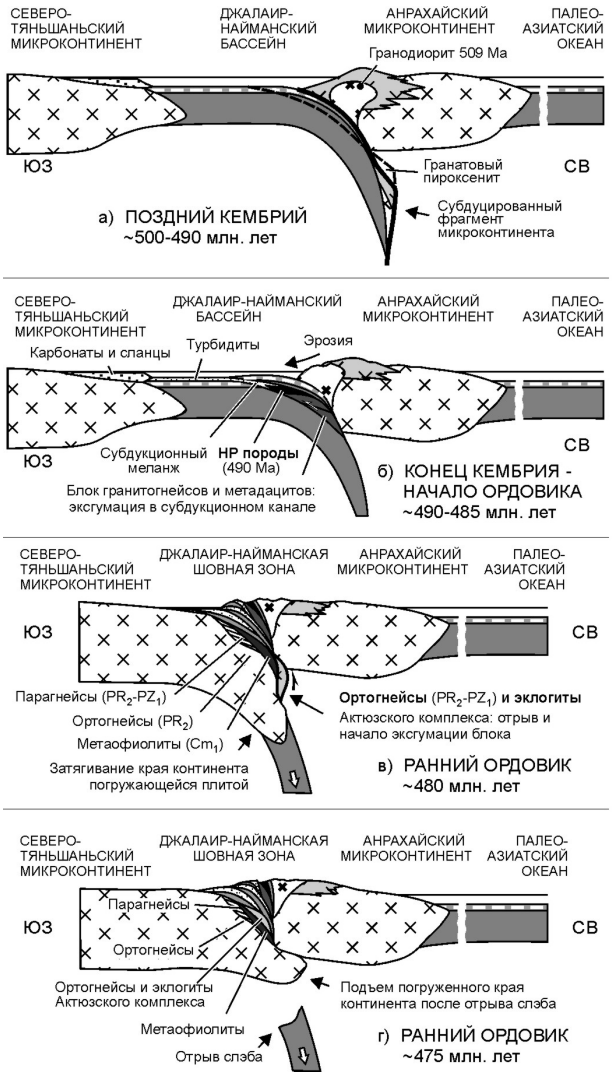


Рис.4 Модель эволюции коллизионного пояса Чу-Илийских гор и Северного Тянь-Шаня

Палеотектонические реконструкции Южного Казахстана и Северного Тянь-Шаня предполагают, что субдукция, обусловившая сближение Анрахайского и Северотяньшаньского микроконтинентов, происходила в северо-восточном направлении (рис. 4 а, б) [2, 5, 7]. Об этом свидетельствуют офиолитовые аллохтоны, надвинутые со стороны Джалаир-Найманского шва на Северный Тянь-Шань, слабовыраженная общая ЮЗ вергентность структур коллизионного пояса [2, 5], а также устанавливаемое нами положение кембрийской дуги к северо-востоку от аккреционного комплекса [7].

Анрахайский высокобарический пояс находится в тыловой части аккреционного клина, непосредственно на границе с магматической дугой. Узкий блок гнейсов и кембрийских метадацитов, обнажающийся к юго-западу от высокобарического пояса (рис. 2), представляет фрагмент микроконтинента, по-видимому, вовлекавшийся в субдукцию, на что указывает метаморфизм развитых здесь кембрийских вулканитов. Эксгумация этого сиалического блока могла сопровождаться захватом пород верхней мантии из висячего крыла зоны субдукции и подъемом их к поверхности в Анрахайском поясе (рис. 4б). О возможной субдукции и эксгумации блоков континентальной коры в этом районе также свидетельствуют находки лавсонит-глаукофановых сланцев по риолитам в гальках среднеордовикских конгломератов [2, с. 146].

В Актюзском блоке, находящемся в пределах нижней литосферной плиты, эклогиты развиваются по дайкам основного состава, прорывающим докембрийские гранитоиды. Это предполагает, что край Северотяньшаньского микроконтинента, к которому очевидно принадлежат гранитоиды, вовлекался в субдукцию и достигал глубин эклогитового метаморфизма. Возможной причиной погружения края континента могло быть затягивание опускающейся литосферной плитой (рис. 4в).

Гнейсы с эклогитизированными дайками актюзского комплекса слагают тектоническую пластину, надвинутую на метаофиолиты [3], возраст которых определен нами как раннекембрийский. Наблюдаемые соотношения предполагают, что эксгумация пород высоких давлений в Актюзском блоке сопровождалась отрывом фрагмента погруженного края континента, подъемом его и вклиниванием в пакет пластин, сложенных метаморфизованными породами кристаллического основания, раннепалеозойскими метаосадками и метаофиолитами (рис. 4в). Общий подъем края континента, сопровождавшийся заклиниванием субдукции, вероятно происходил после отрыва океанического слэба (рис. 4г).

Работа выполнена при поддержке Программы ОНЗ РАН №10, грантов DFG KR590/90-1, РФФИ 09-05-91331-ННИО-а, и РФФИ 09-05-00933

Литература

14. Абдулин Д.А. (Ред.) Чу-Илийский рудный пояс. Алма-Ата, Наука, 1980, 504с.
15. Авдеев А.В., Ковалев А.А. Офиолиты и эволюция юго-западной части Урало-Монгольского складчатого пояса. М., МГУ, 1989, 229с.
16. Бакиров А.Б., Тагири М., Сакиев К.С., Ивлева Е.И. Нижний докембрий Тянь-Шаня и геодинамические условия его формирования. // Геотектоника, 2003, №5, С.27-40.
17. Киселев В.В., Апаяров Ф.Х., Комарцев В.Т., и др. Изотопные возраста цирконов кристаллических комплексов Тянь-Шаня. / Козаков И.К. (Ред.) Ранний докембрий Центральноазиатского складчатого пояса. Санкт-Петербург, Наука, 1993, С.99-115
18. Гесь М.Д. Террейновая структура и геодинамическая эволюция каледонид Тянь-Шаня. Бишкек, 2008, 159с.
19. Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю., Дегтярев К.Е. и др. Геохронологическое и биостратиграфическое обоснование возраста офиолитов Джалаир-Найманской зоны Казахстана // Общие и региональные проблемы геотектоники и геодинамики. Матлы XLI тектонического совещания. Т.2, М., ГЕОС, 2008, С.214-219.
20. Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A., et al. Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan. J. Asian Earth Sciences, 2010 doi:10.1016/j.jseaes.2010.09.004 (in press)
21. Kröner, A., Windley, B.F., Badarch, G., et al.

Accretionary growth and crust-formation in the Central Asian orogenic belt and comparison with the Arabian-Nubian shield. In: Hatcher, R.D., et al. (eds.) 4-D Framework of Continental Crust. GSA Memoirs, 2007, 200, pp.181-209.

22. Kröner, A., Alexeiev D.V., Hegner E., et al. Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan (in review)

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ Fe-РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (АНГАРО-ИЛИМСКИЙ ТИП)

Амиржанов А.А.

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, (amir@crust.irk.ru)

К настоящему времени вполне определены генезис и формационная принадлежность железорудных месторождений юга Сибирской платформы ("ангаро-илимский тип"), хотя и сохраняется целый комплекс ложных стереотипов, таких как отнесение месторождений к скарновой и магномагнетитовой формациям, к вулканогенно-гидротермальному типу, а также отрицание генетической связи руд с траппами, равно как и признание, как ни парадоксально, таковой; ложны также модели рудно-силикатной ликвации вследствие взаимодействия трапповых магм с породами, рассолами осадочного чехла.

Петрологию месторождений необходимо рассматривать комплексно в рамках единой непротиворечивой концепции.

Предварительно отметим: 1) Fe-оруденение проявилось в пермо-триасовое время тектоно-магматической активизации Сибирской платформы синхронно как с трапповым магматизмом, так и с кимберлитовым и пикритовым (кимберлиты Далбыхской группы в Маймеча-Котуе, Чадобец), а также со щелочно-ультраосновным, включающим карбонатиты и магнетитовые руды фоскоритового (магнетит-форстерит-апатит) типа. Оруденение фиксируется и в центральной части Тунгусской синеклизы – это Fe-карбонатитовые (г. Чавида и др.), Fe- или Fe-Sr-рудные месторождения Таймуро-Илимпейского и других районов. Ни в одной трапповой провинции мира подобные месторождения не установлены; 2) месторождения контролируется единой сетью долгоживущих, преимущественно субмеридиональных протяженных глубинных зон разломов (линеаментов). В этих зонах зафиксирован подъем поверхности Мохоровичича; с ними же связано формирование системы долгоживущих рифтоподобных структур, контролирующих до 75 % кимберлитовых полей и щелочно-ультраосновных массивов. Из рудоконтролирующих линеаментов наиболее важен субмеридиональный Таймыро-Байкальский, прослеживающийся от Таймыра на территорию Монголии. Эти два положения позволяет предполагать связь месторождений Ангарской провинции с глубинными щелочно-ультраосновными комплексами (ЩУОК) и фоскоритовую природу руд, что подтверждено их петролого-геохимическими характеристиками.

Исследования магнетита и руд показали ошибочность выделения магномагнетитовой формации, поскольку Mg-магнетит в основном вторичен и развит в апофоскоритах. По комплексу данных – геологических, текстурно-структурных, по особенностям вещественного состава – можно констатировать, что ранний, главный продуктивный этап рудогенеза представлен магматической фоскоритовой серией с типоморфным шпинель-магнезиоферрит-магнетитовым магнетитом с очень высокими содержаниями изоморфных Al (до 11,7 масс. % Al_2O_3) и Mg (до 10,2 масс. % MgO). Для ранних дифференциатов (рудные форстерититы) характерны Al-Mg-титаномагнетиты, титанистые Al-Mg-магнетиты в ассоциации с акцессорными перовскитом, Mg-Mn-ильменитом, а для поздних (апатит-магнетитовые руды) – малотитанистые Si-, Ca-содержащие Al-Mg-магнетиты [6]. Низкие содержания TiO_2 (0,n %) в рудах и их концентратах исключают механизм генерации руд в результате ликвации трапповых магм,

поскольку в этом случае образовывались бы титаномагнетитовые руды.

Ранее установлено, что с глубиной качество руд ухудшается. Эти данные объяснимы исходя только лишь из магматического генезиса и фоскоритовой природы руд, а именно процессами дифференциации рудных расплавов. На микроуровне дифференциация расплавов фиксируется в текстурно-структурных характеристиках руд. Например, в массивных рудных форстерититах устанавливается следующий порядок кристаллизации:
шпинель→форстерит→Al-Mg-титаномагнетит + Al-Mg-магнетит (ксено-, гипидиоморфный) + перовскит + Mg-Mn-ильменит→Si-, Ca-содержащий Al-Mg-магнетит (идиоморфный) + пирит→интерстициальные серпентин и хлорит. В ритмично-полосчатых рудах полосчатость конформна поверхности обломков гетеролитовых брекчий; на удалении от обломков текстура нередко трансформируются в массивную. Ритмичность обусловлена чередованием прослоев форстерита и магнетита (± апатит). Форстерит вследствие его физико-химических свойств начинает кристаллизоваться раньше магнетита; на удалении от контактов его количество уменьшается. Порядок кристаллизации в атакситовых породах соответствует периодичному ряду с заметным убыванием количеств форстерита: форстерит→Al-Mg-магнетит (± апатит)→форстерит и т.д., т.е способствуя обогащению остаточных расплавов рудной и флюидной компонентами. Следствиями такой сепарации форстерита является: 1) обогащение верхних горизонтов рудной компонентой (магнетитолиты, апатит-магнетитовые руды), а нижних – форстеритом (форстерититы, рудные форстерититы); 2) формирование латеральной рудной зональности, обусловленной “намораживанием” форстерититов на стенки; аналогичную природу имеет латеральная зональность Ковдорского Fe-рудного месторождения. Данный механизм дифференциации достаточно эффективен, поскольку диатремы выполнены брекчиями [7].

Таким образом, ангаро-илимская рудная формация должна быть отнесена к особой группе полигенных месторождений исходной фоскоритовой природы с магматическими рудами, ассоциирующими с более поздними гидротермально-метасоматическими и другими видами руд, вплоть до обломочно-осадочных из наддиатремовых чашеподобных структур. Генетически месторождения сходны с фоскоритовыми Fe-рудными месторождениями Кольской, Маймеча-Котуйской и Алданской щелочно-ультраосновных провинций.

Наиболее распространённый стереотип – это отнесение месторождений к скарновой формации [10], игнорирующее вывод геологов, разведывавших месторождения. Так, указывается [8], что нигде не фиксируются типичные скарновые ситуции, а именно контакт магматитов с известняками. При этом отмечается, что клинопироксен-гранатовые породы образуются при воздействии гидротермальных растворов, связанными с глубинными трапповыми очагами. Т.е., определение пород как скарнов основано лишь на минералогическом сходстве. В дальнейшем метасоматиты были отнесены к автореакционным образованиям [9], что, однако, не определяло их природу. Вместе с тем необходимо отметить, что известково-магнезиальные метасоматиты (ИММ) образуется и других комплексах – в кимберлитах (диопсид-геденбергит, гросссуляр-андрадит), пикритах, гипербазитовых массивах (родингиты), метаморфических породах. Известно также, что автореакционные скарны впервые выделены именно в ЩУОК, а Ковдорское и Арбарастахское фоскоритовые Fe-рудные месторождения поначалу относились к скарновой формации.

Метасоматиты широко распространены внутри диатрем, в их экзоконтактах и формируются по обломочному алюмосиликатному материалу (долериты, песчаники,

аргиллиты, алевролиты) на магматической и постмагматической стадиях вследствие щелочного Mg-Ca-метасоматоза. Цементом пород являются фоскориты и апофоскориты. Среди метасоматитов выделяются пироксеновые, пироксен-гранатовые, гранатовые, пироксен-гранат-волластонитовые, пироксен-гранат-плагиоклазовые, пироксен-гранат-амфиболовые, пироксен-гранат-тальковые, пироксен-эпидотовые разности. Характерная особенность пород – это наличие клинопироксеновой эндоконтактовой зоны; далее следует гранатовая и, в зависимости от соотношения активностей Mg и Ca, тальковая либо волластонитовая, плагиклазовая и другие. Сопряженность вертикальной метасоматической зональности, характеризующейся увеличением с глубиной отношения пироксен/гранат, с рудной (увеличение магнезиальности руд или доли форстерита в них) однозначно свидетельствуют о тесном генетическом родстве фоскоритов и известково-магнезиальных метасоматитов.

Геофизические данные выявляют глубинный характер агентов метасоматизма, который согласно главным компонентам (Mg, Ca, Fe) может быть определён как базификация, затрагивающая и осадочный чехол, и фундамент Сибирской платформы.

Специфика диатремового метасоматизма обуславливает инертное поведение Ti, что позволяет реставрировать состав и генезис исходного субстрата. Поскольку траппы и их туфы более титанистые (около 2 масс. % TiO_2), чем осадочные породы (до 0,5-0,7 масс. %), то из значительной выборки составов ИММ (Коршуновское и Капаевское месторождения) следует, что их основным субстратом являлись именно осадочные породы; доля траппового материала составляет менее 5 %. Т.е. формирование структур во многом определялось процессами рыхления осадочных пород под воздействием флюидов (газы, растворы), связанных с внедрением или, точнее, “втеканием”, ввиду их крайне низкой вязкости, рудных фоскоритовых магм. Одним из примеров структурообразующей роли рудных расплавов является Капаевское месторождение, где прослеживается такая стадийность формирования: куполовидное вздутие → образование радиальных трещин → их заполнение рудной магмой → обрушение центральной части. Безусловно благоприятным обстоятельством для рудообразования являлись субвертикальные разрывные нарушения [1,5]. Обилие прожилково-вкрапленных, брекчиевидных руд подтверждает низкую вязкость рудных магм, магмо-флюидов, осуществлявших как пропитку, так и рудный метасоматоз субстрата.

Таким образом месторождения представляют собой верхушки ЩУОК, не вскрытых на юге платформы, в отличие от её севера, что вполне согласуется с: 1) выделяемой особой разновидностью месторождений, называемых «отщеплёнными» [11]; 2) прослеживанием руд в фундаменте платформы (мощность осадочного чехла около 3 км); 3) крайне высокой текучестью преимущественно оксидных (ферритных, на основе феррит-иона $Fe_2O_4^{2-}$) фоскоритовых расплавов, обусловленной наличием летучих компонентов, включая водород. Уникальные реологические свойства фоскоритовых расплавов объясняют как формирование в Ангарской провинции крупных вертикальных и горизонтальных рудных тел, в том числе подсилловых залежей, так и отсутствие в диатремах продуктов быстро полимеризующихся силикатных магм ультраосновного, щелочно-ультраосновного и щелочного составов из классического набора ЩУОК. Ярко проявленная автономность фоскоритовых расплавов также вполне согласуется с наблюдаемыми соотношениями между породами в ЩУОК, со значительной вертикальной протяжённостью этих комплексов, составляющей около 10 и более километров [13]. В отличие от месторождений юга Сибирской

платформы (Иркутская обл., юг Красноярского края) ЩУОК и Fe-рудные месторождения в них севера платформы вскрыты, что обусловлено высокой проницаемостью коры в связи с перикратонными (Енисейско-Хатангский окраинный прогиб) и субмеридиональными структурами (Таймыро-Байкальский вулканогенный пояс или линеамент и др.). Здесь же наряду со ЩУОК (Маймеча-Котуйская провинция), проявилась богатая палитра магматических формации, в частности, ультраосновные-основные породы, а также пермо-триасовые кимберлиты (Далбыхский район Маймеча-Котуйской провинции). Тем не менее гидравлические характеристики фоскоритового магматизма севера и юга платформы близки; в частности магматиты занимают одинаковые уровни геоида.

Трапповый магматизм проявлен двояко: с одной стороны траппы слагают силлы, которые прорываются диатремами, но с другой, в месторождениях в разной степени – от единичных тел (Молдаванское месторождение) до значительного развития (Рудногорское месторождение) – распространены пострудные жилы, дайки магматитов, том числе туффизитоподобного облика с постепенными переходами в дайки. Для отображения этих соотношений было введено понятие «петрологическая вилка», учитывая не столько промежуточное положение руд между силикатными магматитами, а близкоодновременное проявление руд и пострудных магматитов [2].

В отличие от раскристаллизованных преддиатремовых траппов, которые представлены разнообломочным материалом, обычно сильно замещённым метасоматитами, пострудные магматиты плохо раскристаллизованы и слабо изменены; например, весьма показательна сохранность интерстициального стекла в пикритах Капаевского месторождения, жилы которых обнаружены в мощной рудно-метасоматической зоне. Наоборот, воздействие пострудных магматитов проявляется в формировании апофоскоритов клинопироксеновой фации, т.е. в замещении более ранних апофоскоритов серпентиновой и хлоритовой фаций. Петрографически этот ретроградный процесс выражен в замещении апофорстеритовых серпентиновых или серпентин-хлоритовых псевдоморфоз агрегатами клинопироксена, часто высокотемпературного высокоглинозёмистого (фассаитового).

Пострудные магматиты отличаются также повышенной щелочностью, широкими вариациями содержаний SiO_2 – от пикритов, К-пикритобазальтов до трахибазальтов, калиевых трахитов и натриевых дацитов. Полистадийность магматизма, выраженная как в геологических взаимоотношениях магматитов, так и во многофазном строении туфогенных образований, отражена в формировании пород резко варьирующей щелочности – натриевой (Na_2O/K_2O > 4), калиево-натриевой (Na_2O/K_2O = 1-4) и калиевой серий (Na_2O/K_2O < 1). В месторождениях преобладают низкоглиноземистые, а также меланократовые магматиты K-Na- и K-серий. Одними из ярких представителей базальтоидов Na-серии являются глобулярные анальцимовые тефриты, анальцимиты базанит-фонолитового типа флюидно-магматической ликвации [4]. В целом магматиты формируют антидромную серию.

Одними из ключевых моментов в выявлении характера связи руд с породами трапповой формации являются: 1) отрицание процессов рудогенеза с ассимиляционнами механизмами на уровнях чехла или железистых кварцитов фундамента платформы; 2) признание видимой в пределах чехла Сибирской платформы базификация как органического процесса, взаимоувязанного с процессами флюидно-магматической проработки более глубинных литосферных уровней, приводящей к повышенной сейсмической прозрачности и размытости границы М в рудных районах Сибирской платформы [12]; 3) факт формирование руд в узком интервале – между становлением силлов и

пострудных магматитов, в том числе глубинных ультраосновных и калиевых; 4) катастрофичность трапповых проявлений, занимающих весьма узкий интервал – первые миллионы лет.

Эти данные, а также особенности термического поля и, весьма вероятно, фиксируемые на платформе гигантские кольцевые структуры, позволяют предполагать, что процессы рудогенеза обусловлены возникновением в литосфере крупных очагов щелочно-ультраосновных магм под воздействием подлитосферных трапповых линз («астенолинзы», «астеносферные подушки»). Необходимое для формирования щелочно-ультраосновных магм тепло генерировалось этими линзами; температуры образования фоскоритов не превышали температур трапповых расплавов и составляли 700-1000 °С.

В заключение необходимо подчеркнуть, что эндогенные Fe-рудные месторождения Сибирской платформы в соответствии с их специфическими соотношениями с траппами можно выделить в качестве особого вида мобилизатов. В данном случае глубинные трапповые линзы являются спусковым крючком (триггером) для генерирования рудоносных ЩУОК. Механизм флюидно-магматической генерации ЩУОК в толще литосферы подтверждается их удивительной петрологической универсальностью (стандартностью), проистекающей из строгой детерминированности условий формирования ЩУОК в достаточно простой системе – астенолинза, среда (литосфера) и факторы генерации [3].

Литература

1. Амиржанов А.А. Геохимия и минералогия пород фоскоритовой серии и связанных с ними метасоматитов в железорудных месторождениях Ангарской провинции // Автореф. дис. на соиск. к. г.- м. н. Иркутск. 1996.
2. Амиржанов А.А. Новая концепция минерагении юга Сибирской платформы // Геология, минерагения и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов. Мат-лы межд. научн.-практ. конф. «Сатпаевские чтения», Алматы, 2009. С. 131-136.
3. Амиржанов А.А. Фундаментальная проблема соотношения рудогенеза и траппового магматизма на Сибирской платформе // Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья: материалы Всероссийской научно-практической конференции. Улан-Удэ: ЭКОС, 2010, с. 18-21.
4. Амиржанов А.А., Воронцов А.Е. Петрохимические особенности процессов ликвации в щелочных базальтоидах из диатрем юга Сибирской платформы // Геохимия, 1982, № 10, С. 1510-1516.
5. Амиржанов А.А., Воронцов А.Е., Пискунова Л.Ф., Смирнова Е.В. Фоскориты в железорудных месторождениях Ангарской провинции Сибирской платформы // Докл. РАН. 1996. Т. 350. № 3. С. 388-389.
6. Амиржанов А.А., Суворова Л.Ф. Особенности состава и генезис магнетита из железорудных месторождений Ангарской провинции // Геология рудных месторождений, 1999, т.41, № 2, с. 171-182.
7. Амиржанов А.А., Воронцов А.Е. К петрологии фоскоритового магматизма в рудоносных диатремах Ангарской провинции // Мат-лы Второго Всерос. петрогр. сов.: “Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы”. Сыктывкар. 2000. С. 9-12.
8. Ангаро-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы / Антипов Г.И., Иващенко М.А., Корабельникова В.В. и др. М., 1960.
9. Вахрушев В.А., Воронцов А.Е. Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы. Новосибирск, 1976. 199 с.
10. Мазуров М.П. Скарновые железорудные формации (типоморфизм руд, геолого-генетические мудели образования): Автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. Наук. Новосибирск:ИгиГ СО АН СССР, 1986, 32 с.
11. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1968, 720 с.
12. Павленкова Н.И. Дегазация Земли как источник расслоенности верхней мантии, землетрясений и формирования месторождений // Дегазация Земли:

геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. Тез докл. М. 2008. С. 377-380.
13. Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. М.: НИА-Природа, 2003, 494 с.

МОДЕЛЬ ЗОН ВОЗМОЖНЫХ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДЛЯ ЮЖНЫХ КУРИЛ

Андреева М.Ю., Патрикеев В.Н.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Для вероятностного анализа сейсмической опасности территории Южных Курильских островов необходима модель зон источников сейсмических колебаний (или зон ВОЗ – возможных очагов землетрясений), которая описывает распределение очагов землетрясений разной магнитуды в пространстве, окружающем острова, и с помощью которой задаются основные параметры самих очагов (размеры, ориентация, тип смещений в очаге и т.п.). В основу создания модели зон возникновения землетрясения и сейсмического районирования ОСР-97 положена линеаментно-доменно-фокальная (ЛДФ) модель зон ВОЗ, разработанная на основе решеточной регуляризации [4]. Основным каркасом ЛДФ-модели являются домены, сплошь покрывающие всю территорию и характеризующиеся диффузной сейсмичностью; потенциальные очаги землетрясений, указывающие на наиболее опасные участки и, как правило, приуроченные к линеаментным структурам. Предполагается, что более надежно определеляются линеаменты, генерирующие землетрясения с $M \geq 6.0$. Но в ОСР-97 для Курильской сейсмоактивной зоны линеаменты не были выделены.

Выделение зон поверхностных разрывов нами осуществлено на основе изучения деформаций осадочного чехла и акустического фундамента островного склона Курильского глубоководного желоба по сейсмическим материалам метода отраженных волн [3]. Сейсмические материалы были получены ИМГиГ ДВО РАН и трестом «Дальморгеофизразведка» в период 1976 – 1989 гг. с использованием спутниковой навигационной системы «Транзит», обеспечивающей реальную точность привязки профилей первые сотни метров.

Исследование южной части Курильских о-вов до пролива Буссоль проведено на основе двух профилей (ПР 1700 и ПР 1620) (рис. 1) методом общей глубинной точки (МОГТ), отличающихся глубинностью исследований под дном до 8-10 км. В дополнение к ним использовались профили одноканального сейсмического профилирования, полученные с применением мощного (до 200-300 КДж) электроискрового источника, обеспечивающего в условиях внутреннего склона желоба глубинность исследований под дном до 2 км. Таким образом, эти данные дали возможность получить плотность профилей вдоль Курильского склона в среднем 1 профиль на 50 км.

Сейсмический разрез ПР-1700 (рис. 1) из [3], иллюстрирующий строение внутреннего склона Курильского желоба, позволяет авторам выявить участки склона с наиболее интенсивными деформациями осадочного чехла и фундамента. На сейсмических разрезах в пределах осадочного чехла эти деформации проявляются в отсутствии фазовой корреляции волн отраженных от кровли фундамента и дна, резком ослаблении их интенсивности, обилием дифрагированных волн, что свидетельствует о наличии уступов амплитудой сотни метров. Анализ разрезов МОГТ показывает, что наиболее интенсивными деформациями отличается нижняя часть внутреннего склона в районе фронтальной пластины. Здесь не только отсутствует фазовая корреляция отражений в осадочном чехле и резко ослабляется их интенсивность, но очень слабо проявляется расслоенность в карманах, заполненных самыми молодыми позднеплейстоценовыми осадками. Множество уступов в рельефе фундамента и дна также свидетельствуют о современной тектонической активности этой части склона. Сейсмическими материалами устанавливается, что основная часть разломов фокальной зоны

выходит на дно в районе фронтальной пластины. На юге Курильской островной дуги в структуре островного склона выделяются две крупные тектонические пластины, характеризующиеся однотипным строением. Пластины представляют собой моноклинали с взброшенным северо-западным и опущенным юго-восточным крыльями.

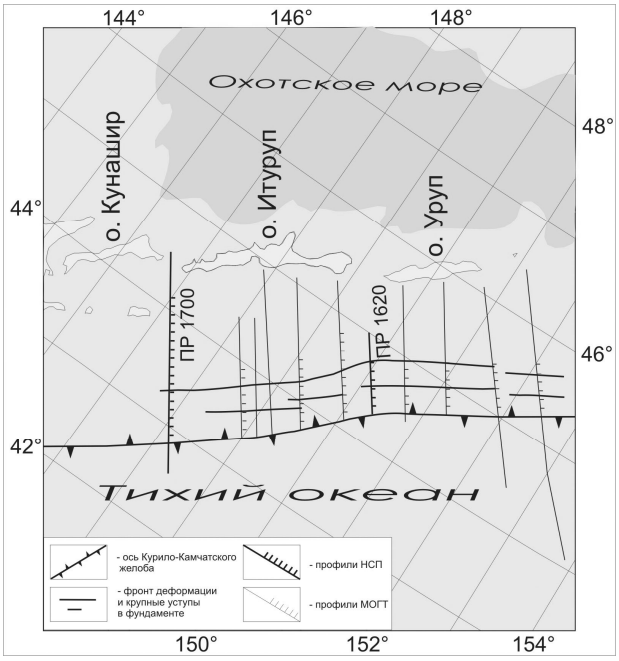


Рис. 1. Карта выхода вероятных поверхностных разрывов Курильскойсейсмоактивной зоны на дно океана.

Авторами на основании этих материалов представлена карта выхода плоскости разломов на дно океана (рис. 1). Кроме того, на ней показаны крупные, коррелируемые на многие десятки и даже сотни километров, уступы в рельефе фундамента, которые связываются с наиболее активными разломами в пределах фронтальной пластины. Одни из этих разломов активны в настоящее время и уступы прекрасно выделяются на дне, другие проявляли большую активность в недавнем прошлом и в рельефе дна выражаются существенно слабее.

Модель зон ВОЗ. Модель зон ВОЗ постоянно изменяется с учетом усовершенствованных методов вероятностного анализа сейсмической опасности (ВАСО). Принцип модификации зон ВОЗ в зонах субдукции заключается в том, что площадная зона ВОЗ зонируется дополнительно по глубине.

Настоящая модель включает в себя 5 площадных зон источников, которые отвечают определенным структурным элементам Курильской островной дуги. Кроме того, в модели сейсмоактивный слой разделен по два-три слоя по глубине. В пределах исследуемой области на глубинах от 0 до 200 км выделены следующие зоны возможных очагов землетрясений: Курило-Тихоокеанская (КТ), Курильский желоб (КЖ), Курило-Континентальная (КК), Курило-Приостровная (КП), Курило-Охотская (КО) (рис. 2).

Зона КЖ ограничивается с запада выходом западной границы сейсмофокальной зоны на дневную поверхность, восточный ее край располагается в 10-40 км западнее оси глубоководного Курило – Камчатского желоба. Эта зона включает основную часть гипоцентров землетрясений наклонной сейсмофокальной зоны с глубинами до 70-80 км [2]. Она разбита на две подзоны КЖ-

1 (до глубин 40 км) и КЖ-2 (до глубин 60 км) (рис. 3). Первое, достоверно известное сильное землетрясение в этой зоне произошло 25.4.1843 г. (M=8.4; h=70 км) в районе северной оконечности о-ва Хоккайдо (КЖ - 2). Наиболее сильным было землетрясение 22.3.1894 г. (M=8.8; h=40 км), произошедшее восточнее городов Немуро и Кусиро (КЖ-1). 11.8.1969 г. в 90 км юго-восточнее о-ва Шикотан произошло землетрясение с M_w=8.2 на глубине h=40 км.

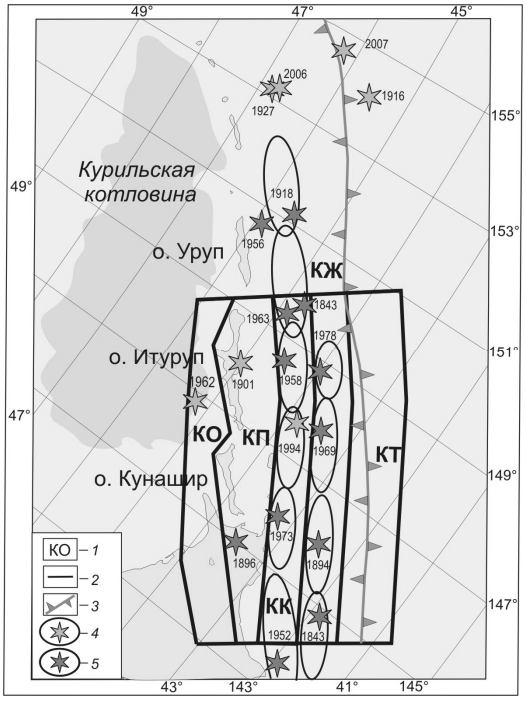


Рис. 2. Модель зон ВОЗ с очагами сильнейших землетрясений Южно-Курильскойсейсмоактивной зоны. 1 - зоны ВОЗ; 2 – сейсмолинеаменты; 3 – глубоководныйжелоб; эпицентры и области очагов (по материалам [Балакина, 1995]) сильнейших в зоне землетрясений с M≥7.0 с глубиной: 4 – H≤30 км; 5 – H>30 км.

По сейсмическим данным [3] верхняя часть этой зоны располагается в пределах фронтальной пластины, выделяемой к северо-западу от аккреционной призмы, и прослеживается до глубоководной террасы. Ее ширина в крест простирания дуги составляет 60 км. В поперечном сечении она представляет собой клин, обращенный на юго-восток. С обеих сторон пластина имеет тектонические ограничения.

Из сейсмических материалов [3] следует, что этот участок склона глубоководного желоба отличается наиболее интенсивными деформациями осадочного чехла и фундамента. В направлении глубоководной террасы фундамент внутреннего склона резко погружается, в осадках улучшается корреляция отраженных волн, они становятся расслоенными, а верхняя их часть практически не деформированными. Поэтому этот участок склона предлагается рассматривать как фронт деформации, связанный с выходом западной границы фокальной зоны на дно. Следовательно, сейсмическими материалами устанавливается, что основная часть разломов фокальной зоны выходит на дно в районе фронтальной пластины, а тектоническими ограничениями этой пластины являются линеаменты.

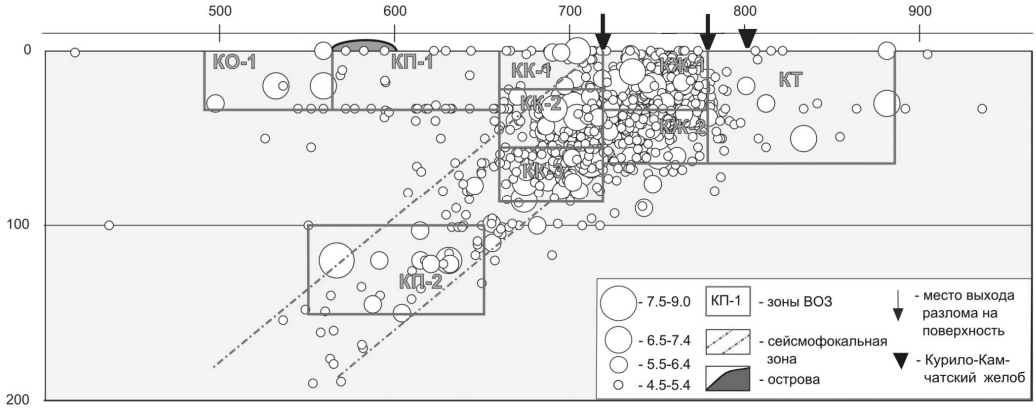


Рис. 3. Районирование зон ВОЗ Южно-Курильской сейсмоактивной зоны по глубине (по горизонтали и вертикали – расстояния в км).

Зона КТ (рис. 2) с западной стороны ограничена зоной КЖ, а с восточной стороны оконтуривает все землетрясения, происходящие за Курило-Камчатским желобом и находится за ним в пределах до 100 км [2].

По сейсмическим данным [3] верхняя часть этой зоны располагается в пределах аккреционной призмы и океанического борта желоба, осложненного разломами юго-восточного падения, разделяющими склон на блоки шириной 2-5 км. Вертикальная амплитуда разломов максимальна в нижней части склона и уменьшается в направлении вала Хоккайдо. На этом основании можно определить положение юго-восточной границы верхней части этой зоны в 70 км от оси желоба. По результатам детальных исследований эти разломы прослеживаются параллельно оси желоба, а их протяженность часто превышает 40-50 км.

Зона КК (рис. 3) включает очаги землетрясений с глубины приблизительно от 20 до 80 км [2], неравномерно распределенные по глубине, поэтому разделена на несколько подзон: КК-1, КК-2, КК-3.

По сейсмическим данным [3] эта подзона располагается в пределах глубоководной террасы и хребта Витязя. Последний представляет собой тектоническую пластину или пластину внешней дуги, имеющую с обеих сторон тектонические ограничения, которые проявляются в деформациях осадочного чехла во фронтальной ее части и несогласиях в тылу пластины. Она имеет моноклинальное строение с взброшенным северо-западным и опущенным юго-восточным крыльями. Хребет Витязя на большем его протяжении срезан абразией. В его пределах наблюдается множество малоамплитудных разломов, предположительно сбросового характера, в большинстве своем не выходящими на дно. Тектонические ограничения внешней дуги являются линеаментами, прослеживающимися на северо-восток до пролива Буссоль. Предполагается, что в настоящее время, особенно северо-западный линеамент, мало активны.

В подзоне КК-2 (рис. 2) было сильное сейсмическое событие 6.11.1958 г. (M=8.2; h=40 км) вблизи о-ва Итуруп. В северной оконечности очага Итурупского землетрясения юго-восточнее о-ва Уруп отмечено одно из сильнейших землетрясений региона 13.10.1963 г. (M_w=8.4; h=47 км) [2]. 4.10.1994 г. произошло подобное событие с эпицентром восточнее о-ва Шикотан (M_w=8.3; h=26 км).

В подзоне КК-3 можно выделить землетрясение 17.6.1973 г., очаговая область которого располагалась юго-восточнее п-ва Немуро.

Кроме основных (КТ, КЖ и КК) выделены также две второстепенные зоны

возможных очагов землетрясений КП и КО (рис. 3), которые также показаны на вертикальном разрезе.

Зона КО включает очаги землетрясений шельфовых участков Курильских островов. Западная граница этой зоны проходит примерно по дну Курильской глубоководной впадины Охотского моря, а восточная – ограничена островами Курильской гряды. В этой зоне стоит отметить землетрясение 7.5.1962 г., западнее о. Итуруп (M=7.1; h=20 км).

Особое положение занимает зона КП-1 (рис. 2, 3). Она включает в себя землетрясения с эпицентрами непосредственно под Курильскими островами, их очень мало. В этой зоне стоит выделить два землетрясения: 18.11.1896 г. на северо-восточной оконечности о. Хоккайдо (M=7.6; h=40 км) и 5.4.1901 г. на восточной оконечности о. Итуруп (M=7.5; h=30 км) [2].

По сейсмическим данным [3] эта зона располагается в пределах островной дуги и Срединно-Курильского прогиба. Поскольку позднеплейстоценовые осадки в прогибе залегают спокойно и практически не нарушены деформациями, то можно полагать, что тектоническая активность этой части тихоокеанского склона незначительна.

Зона КП-2 (рис. 3) представляет собой часть наклонной сейсмофокальной области под Курильскими островами. Очаги землетрясений в ней расположены на промежуточных глубинах 100-200 км. Зона КП-2 отличается от зоны КЖ, КК по характеру и интенсивности сейсмического процесса. Здесь не отмечены землетрясения с M>7.8, а общее их количество резко понижается. Зона КП-2 образована очагами с глубинами, большими 100 км, ниже которой располагается астеносферный слой пониженной прочности.

Количественная оценка параметров сейсмичности зон ВОЗ. Построенные эмпирические графики повторяемости для каждой из подзон (как нормальные, так и кумулятивные) были аппроксимированы в интервале магнитуд $M_{min} < M < M_{max}$ с помощью уравнения Гутенберга-Рихтера. Коэффициенты графиков повторяемости, определялись по эмпирическим данным методом максимального правдоподобия.

В соответствии с основными положениями BACO, зависимые события (форшоки и афтершоки) были удалены из каталога по методикам, предложенным в работах [5, 6, 7]. Тем самым, три каталога независимых землетрясений были построены при использовании трех различных определений афтершоков. Из этих каталогов были получены три альтернативных распределения для параметров повторяемости во всех зонах сейсмических источников. Для каждой зоны источников эти три распределения были включены с одинаковым весом в логическое дерево модели сейсмической опасности и проведены расчеты сейсмической опасности для территории четырех населенных пунктов (Южно-Курильск, Курильск, Малокурильское и Крабозаводское).

Результаты детального сейсмического районирования населенных пунктов Южных Курильских островов, полученные BACO с использованием логического дерева дают уменьшение расчетных оценок сейсмической интенсивности сотрясения на 0.5-1 балла по сравнению с результатами ОСР-97. Результаты BACO достаточно хорошо согласуются с максимально наблюденными макросейсмическими сотрясениями в населенных пунктах Курильских островов за период 1901-2009 гг.

Выводы. На основании сейсмологических данных разработана трехмерная модель зон ВОЗ для юга Курильских островов. Возможность уточнения сейсмическими методами границ структурных элементов зон ВОЗ (линеаментов) позволяет более точно оценить сейсмическую опасность в населенных пунктах.

Работа была проведена по федеральной целевой программе «Мировой океан» на 2008-2012 годы на основе каталога землетрясений [2] в 2009 г.

Литература

1. Балакина Л.М. Курило-Камчатская сейсмогенная зона – строение и порядок генерации землетрясений // Физика Земли. 1995. № 12. С.48-57.
2. Ким Чун Ун, Андреева М.Ю. Каталог землетрясений Курило - Камчатского региона (1737-2005 гг.). – Препринт. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2009. 126 с.
3. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря: к 60-летию основания Института морской геологии и геофизики ДВО РАН / О.В. Веселов, Е.В. Грецкая, А.Я. Ильев и др. / отв. ред. К.Ф. Сергеев. М.: Наука, 2006. 130 с.
4. Уломов В.И. Моделирование зон возникновения очагов землетрясений на основе решеточной регуляризации // Физика Земли. 1998. № 3. С. 4-8.
5. Gardner J.K and Knopoff L. Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian? // Bul. Seismol. Soc. Am. 1974. Vol. 64. P. 1363–1367.
6. Reasenberg P. Second-Order Moment of Central California Seismicity, 1969- 1982 // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90. P. 5479-5495.
7. Uhrhammer, R.A. Characteristics of Northern and Central California Seismicity (abs). Earthquake. Notes. 1986. Vol. 57(1). P.21.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССА ИСКУССТВЕННОГО ВОСПОЛНЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Антоненко В.Н., Кульдеев Е.И.

Казахский национальный технический университет имени К.И.Сатпаева; Алматы, Республика Казахстан (kuldeev_erzhan@mail.ru)

Экологическая обстановка в аридных районах планеты, в целом, и в Казахстане, в частности, обуславливает поиски путей решения проблем обеспечения водой населения и различных отраслей экономики. Одним из способов такого решения может стать искусственное восполнение запасов подземных вод. Общие вопросы, связанные с этим процессом достаточно детально освещены как в отечественной [1, 2, 3], так и в зарубежной литературе [4, 5]. Тем не менее, ряд вопросов требует дальнейшего изучения. К ним относятся особенности гидродинамики, гидрохимии и др., возникающие при искусственном восполнении.

Процесс инфильтрации при восполнения подземных вод неглубокого залегания можно разделить на три фазы [5].

Первая – наполнение инфильтрационных бассейнов водой и начало нисходящего движения фронта влажности (вода-воздух). Движение происходит главным образом за счет всасывающей способности грунтов зоны аэрации вследствие разницы коэффициентов их водонасыщения. Гидравлический градиент однозначно больше 1. В течении этой фазы, хотя через дно бассейна инфильтрация и не равна нулю, восполнение водоносного пласта отсутствует поскольку имеет место увлажнение ненасыщенных периферийных участков зоны аэрации и накопление там воды. Продолжительность этой фазы инфильтрации зависит от состава верхнего слоя грунта и зоны аэрации, начальной степени их насыщения, пьезометрического напора и глубины залегания уровня грунтовых вод.

Вторая- бахрома увлажнения достигает зеркала грунтовых вод. Причем смыкание с водоносным горизонтом еще не произошло. Вода заполняет поры капилляров и, по сути, является капиллярной. Под воздействием начинающегося питания горизонта происходит подъем его уровня. Влажность грунта в верхних слоях зоны уравновешивается и приближается к максимальной величине насыщения (около 100%), проницаемость также стремится к величине, свойственной зоне насыщения, всасывающая способность грунта в этой зоне практически исчезает, движение жидкости становится гравитационным, гидравлический градиент около 1, однако имеет тенденцию к его незначительному возрастанию.

Третья - устанавливается гидравлическая связь между плоскостью инфильтрации и поверхностью водоносного горизонта. Движение жидкости происходит в среде, полностью заполненной водой. Гидравлический градиент становится характеристикой всей водонасыщенной среды (от долей % до нескольких %), в которой происходит движение нисходящего инфильтрационного потока, и уменьшается до предела, соответствующего стационарному режиму фильтрации.

Это положение очень важно, поскольку определяет, что для поддержания оптимального режима процесса инфильтрации и обеспечения максимального объема поступления воды необходимо соблюдать режим, соответствующий второй фазе.

Время, за которое фильтрующийся из инфильтрационного бассейна поток достигает зеркала естественного потока, определяется по формуле (1):

$$T = \frac{m}{K}\left(h_0 - (H + H_K)\ln\frac{H + H_K + h_0}{H + H_K} \right)$$

где m - недостаток насыщения грунта, т.е. разность между полной влагоемкостью породы и естественной влажностью, в объемном выражении;

H – глубина воды в инфильтрационном бассейне;

h_0 - глубина залегания грунтовых вод от дна водохранилища;

H_K - капиллярное давление менисков на границе воды и сухой породы;

Общий объем профильтровавшейся в грунт воды к моменту смыкания фильтрационных вод с грунтовыми водами или с водоупорным слоем определяется по формуле:

$$V_{об} = mBh_0$$

где B- средняя ширина инфильтрационного бассейна по урезу воды

Выбор места расположения инфильтрационных устройств должен учитывать следующие противоречия. Глубина залегания уровня воды должна быть не очень большой, в противном случае первая фаза займет слишком длительный период (накопление воды в ненасыщенной зоне весьма ощутимо без продуктивного влияния на водоносный горизонт). С другой стороны, изначальная глубина до воды должна быть достаточной, иначе вторая фаза будет слишком короткой и не даст возможности достичь и поддерживать максимальный расход инфильтрационного потока [5].

Оптимальный вариант расположения бассейнов выбирается на основе проведенных опытов, состоящих из периодов инфильтрации и покоя и сравнений результатов.

Процесс кольматации. В процессе искусственного восполнения запасов подземных вод на факторы, имеющие явно выраженный гидравлический характер, обусловленные движением потока жидкости в ненасыщенной среде, накладываются явления, связанные с качеством воды. Предварительная обработка воды, как правило, не производится, в составе инфильтрационных сооружений соответствующие приспособления отсутствуют. Комплекс процессов, приводящих к снижению проницаемости грунтов в плоскости инфильтрации, называют кольматацией(3).

Присутствие взвешенных частиц в воде, предназначенной для искусственного восполнения запасов подземных вод, является фактором, прямо или косвенно, снижающих проницаемость поверхности инфильтрации. Взвесь, которую содержит инфильтрационная вода, фильтруется через плоскость инфильтрации. Размеры взвешенных частиц, которые формируют пористую среду, обуславливают природу и структуру осадочного слоя. После того как этот слой становится достаточно однородным, происходит образование слоя более мелких частиц. Возникает обратный фильтр, на котором происходит отложение частиц уже разного размера. Дифференциация по размерам не наблюдается, осадок уплотняется, мощность слоя возрастает. Даже если изначальный механический состав не способствует формированию слоя осадка, он будет возникать достаточно быстро после начала процесса кольматации на поверхности пористой среды. Интенсивность процесса, таким образом, обуславливаться соотношением размеров взвесей и механического состава пористой среды. Индекс фильтрации, (показатель предложенный Schippers и Verdouw, 1980), позволяет оценить кольматирующую способность инфильтрационной воды в образующемся слое осадка.

Развитие бактерий. Как правило, вода содержит растворенные органические вещества, что ведет к образованию бактерий. Они будут отлагаться в пористой среде, обволакиваясь пленочной водой. Образование подобной органической мембраны близ инфильтрационной поверхности является фактором, ограничивающим ее проницаемость, что проявляется даже в условиях отсутствия взвешенной суспензии.

Установлено, что потребность в кислороде в инфильтрационной воде должна быть ниже 350 мг/л, чтобы

избежать образования биологической кольматирующей пленки [4].

В начале инфильтрации условия процесса являются аэробными, именно на первых этапах микроорганизмы адаптируются к возникающей физико-химической обстановке. Фактором, угнетающим их рост, является диффузия кислорода за пределы биофильтра. Когда объем массы аэробных микроорганизмов достигает соответствия с количеством доступного кислорода, режим фильтрации стабилизируется. Подавляющее количество растворенного кислорода немедленно поглощается в непосредственной близости от поверхности, возникает анаэробная среда, которая углубляется в толщу осадка и способствует развитию анаэробных бактерий, деградирует остатки первоначального органического состава, который еще сохранился. Таким образом, формируется двойная биологическая мембрана, состоящая из аэробных микроорганизмов с поверхности и анаэробных в основании фильтра.

Развитие микробиологической плёнки в анаэробных условиях приводит к быстрому снижению скорости инфильтрации. Опыт искусственного восполнения показывает, что чередование циклов питания и пауз позволят восстановить аэробную обстановку и существенно увеличить производительность установки. Этого можно достигнуть путём применения водонепроницаемых чехлов, которыми устилается дно инфильтрационного бассейна для остановки процесса (пауза) [5].

Некоторые микроорганизмы выделяют малорастворимые газы, пузырьки, которые вызывают закупоривание пор фильтрационной среды. Это слабовыраженное визуально и растянутое во времени снижение проницаемости локализируется выделением диазота, продуктом реакции денитрификации.

Рост водорослей. Различные виды водорослей могут также влиять на производительность работы инфильтрационной установки. Различают плавающие водоросли и их сообщества, цепляющиеся за ложе бассейна (голубые водоросли). Сообщества водорослей, которые формируют некое подобие волокнистого ковра, резко снижают инфильтрационную способность установки. Кроме этого это растительное волокно захватывает выпадающие осадки. Этот процесс ведёт к полной либо частичной кольматации инфильтрационной поверхности. Впрочем, лабораторные опыты на колонках с песком показали, что пузырьки кислорода, образующиеся в результате фотосинтеза, могут периодически прорывать плотный слой водорослей. В таких случаях растительный покров приподнимается, и ложе бассейна естественным путём очищается.

Размножение водорослей можно ограничить, снижая время пребывания воды в бассейне. В любом случае оно должно быть, возможно более коротким.

Также желательно сократить до минимума расстояние между источником воды и инфильтрационной установкой, так же как и уровень воды в самом бассейне. В умеренном климате продолжительность жизни водорослей невелика. Первое же понижение температуры вызывает их быструю гибель, и микроорганизмы откладываются на плоскости инфильтрации. Образование и рост водорослей косвенно связан с поглощением растворённого CO_2 в инфильтрационной воде в результате фотосинтеза. Снижение концентрации углекислого газа, обусловленное жизнедеятельностью водорослей, может вызвать возрастание pH до 9-10, и в случае если вода содержит карбонат кальция, возникает риск его осаждения и цементирования пор.

Набухание и дисперсия глин. Глины, зачастую имеющиеся в разрезе, под воздействием инфильтрационной воды, характеризующейся определёнными физико-химическими свойствами, могут набухать и подвергаться дисперсии в поровой среде. Ионы кальция и магния не гидратированы в случае если они связаны с глинистыми частицами. Натрий является элементом глинистого комплекса, занимает большой объём. Набухание ведёт к снижению проницаемости. Более того, расстояние между глинистыми частицами,

связанными с катионами натрия сравнительно больше, силы взаимного притяжения между ними слабее; в результате может происходить разрушение их структуры и мелкие частицы мигрируют в раствор. Они могут образовывать хлопья, либо находятся во взвешенном состоянии. В первом случае на поверхности зёрен пористой среды образуется плёнка. Во взвешенном состоянии частицы аккумулируются и агломерируются, образуя структуры, характерные их способностью к катионному обмену. Рано или поздно межпоровое пространство залечивается, а движение воды прекращается. В общем случае, вода некоторого состава может характеризоваться абсорбционным отношением, где концентрация выражается в моль [1].

$$SAR = \frac{1.414Na^{+}}{\sqrt{Ca^{++} + Mg^{++}}},$$

Как правило, подземные воды характеризуются низкими значениями SAR, поскольку пористая среда состоит в основном из минералов, в составе которых имеется кальций и магний. Внедрение в пористую среду вод с повышенным значением SAR (например речные воды незначительной загрязнённости) усиливает ионный обмен и дисперсию глинистых частиц. Снижение проницаемости будет незначительным, если величина SAR подземных вод будет ниже 8-10 и инфильтрационные воды имеют низкую минерализацию, и ниже 4-6 при инфильтрационных водах повышенной минерализации.

При внедрении пресных инфильтрационных вод в пласт с высокой минерализацией могут возникать явления различного характера. Так, глинистые частицы, находящиеся в среде с повышенным содержанием катионов имеют между собой прочные связи, несмотря на повышенное содержание натрия и соответственно SAR. Пресные воды, которые внедряются в эту пористую среду, имеют такой же SAR, что и воды горизонта в результате ионного обмена и возникающего равновесия. Однако содержание растворенных солей значительно ниже значений, достаточных чтобы удержать взвешенные глинистые частицы. Для грунтов, содержание глинистых частиц которых превышает несколько процентов, этот процесс может вызвать практически полный кольматаж пористой среды вокруг водоподающих устройств. Например, для песков, снижение проницаемости происходит по экспоненте от содержания глинистых частиц в пористой среде.

Особенности инфильтрации в присутствии кольматирующего слоя. В ходе инфильтрации характеристики, параметры и условия этого процесса могут изменяться. Вода из бассейнов инфильтруется через слой незначительной мощности и низкой проницаемости. Инфильтрационный поток, его характеристики, обуславливаются, с одной стороны, влиянием кольматирующего слоя (мощность, проницаемость), с другой, условиями насыщения, которые имеют место в грунте ниже поверхностного слоя, т.е., когда уровень грунтовых вод повышается и достигает отметки дна инфильтрационного бассейна. Состояние насыщения характерны для всей толщи, расположенной ниже устройства. Интенсивность инфильтрационного потока незначительна, поскольку гидравлический градиент ниже величины гидравлического напора. Однако, если ниже плоскости инфильтрации сохраняются условия ненасыщения пористой среды, происходит приращение всасывающей способности к приложенной гидравлической нагрузке. Интенсивность инфильтрационного потока тем выше, чем ниже степень насыщения пород. Когда проницаемость кольматирующего слоя стабилизируется, возможно прогнозировать и моделировать гидравлические переменные (дебит инфильтрации, уровень воды, влажность). Они будут стремится к конечным значениям, которые зависят от характеристик поровой среды и кольматирующего слоя.

Может показаться целесообразным увеличить объем загружаемой в бассейн воды, повысить ее уровень. Однако,

повышение давления на кольматирующий слой может вызвать уплотнение последнего и снижение проницаемости.

Устройства для искусственного восполнения водоносных горизонтов. Выбор устройства обуславливается следующими факторами(1, 3):

- наличием доступных ресурсов воды для восполнения
- гидрогеологическими условиями
- наличием свободных площадей
- целью восполнения

Инфильтрационные бассейны. Чаще всего инфильтрационные бассейны сооружается с помощью землеройной техники и последующим обвалованием подготовленных котлованов. Предварительная подготовка воды, ее необходимость, зависит от ее качества. Инфильтрация происходит главным образом через дно бассейна и в меньшей степени, через его стенки. Продуктивность такого рода технологий восполнения зависит от процессов кольматации и предусматривает обеспечение надлежащего качества воды и определенные эксплуатационные мероприятия по поддержанию оптимальных характеристик бассейнов. При этом важна экономическая оценка мероприятий. Также имеется опыт использования для восполнения предварительно очищенных сточных вод.

Как правило, для удобства очистки и оптимизации инфильтрации сооружают несколько бассейнов, работающих поочередно. Их размеры и расположение зависят от естественной проницаемости грунтов, кольматирующей способности инфильтрационной воды и от потребности восполнения [4].

Литература

1. Антоненко В.Н. Водоснабжение и ирригация. Учебник. Алматы, Каз НТУ им. К.И.Сатпаева. 2001
2. Антоненко В.Н. Перспективы магазинирования подземных вод в Юго-Восточном Казахстане. Тр.междун.научно-практ.конф. «Вода: ресурсы, качество, мониторинг, использование и охрана вод», Алматы,2008
3. Плотников Н. И. и др. Гидрогеологические основы искусственного восполнения запасов подземных вод. М., «Недра», 1978
4. Bize J., Bourquet L., Lemouane J., Alimentation artificielle des nappes souteraines. Massonet Cie Editeur,Paris.1972
5. Jauffret D.-Possibilités de recharge artificielle de la nappe alluviale de la Loire en Saone-et-Loire pour sγcuriser l'alimentation en eau potable. BRGM/RP-53087-FR, 27 p., 1 ill., mai 2004

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕЩЕСТВА МАНТИИ В ПРОЦЕССЕ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККУМУЛЯЦИИ ЗЕМЛИ

В.Н.Анфилогов[а], Ю.В. Хачай[б]

[а] *Институт минералогии УрО РАН. 456317. Миасс. (Anfilogov@mineralogy.ru)*
[б] *Институт геофизики УрО РАН. 620016. Екатеринбург. (Yu-Khachay@yandex.ru)*

Внутреннее строение Земли и развитие в ней тектонических, магматических и метаморфических процессов решающим образом зависят от способа ее формирования как планеты. Принятая большинством исследователей модель гомогенной аккумуляции вещества Земли из холодного газово-пылевого облака [1,2] предполагает, что разделение первично гомогенной Земли на ядро и силикатную мантию могло начаться только после разогрева ее верхнего слоя на завершающем этапе формирования. Серьезные возражения против такой модели дифференциации вещества Земли высказаны О.Л.Кусковым и Н.И. Хитаровым [3]. Кроме того на основе модели гомогенной аккумуляции не удается построить механизм раннего разделения резервуаров ядра и мантии, согласованный с геохимическими данным [4].

В [5] мы рассмотрели принципиально новую модель гетерогенной аккумуляции Земли. Она позволяет объяснить механизм образования частично расплавленного железо-никелевого ядра на начальном этапе формирования Земли и допускает возможность развития процессов плавления и кристаллизационной дифференциации при формировании силикатной оболочки Земли. На основе численного моделирования теплового режима в процессе гетерогенной аккумуляции Земли, нами получены варианты решения задачи, из которых следует, что вещество мантии могло отлагаться на разогретой поверхности, практически, полностью сформированного железо-никелевого ядра [6]. В настоящей работе рассмотрен возможный механизм дифференциации вещества силикатной оболочки, которая происходила в процессе отложения силикатного материала на сформированном разогретом ядре. Варианты дифференциации вещества мантии в процессе аккумуляции Земли зависят как от Р-Т условий в растущей планете, так и от состава вещества, из которого формируется мантия. В соответствие с рассмотренным в работах [5,6] механизмом разделения химических резервуаров ядра и мантии, выпадающее на поверхность ядра вещество при формировании мантии Земли было близким к составу обыкновенных хондритов.

Возможное распределение температуры в ядре и на его поверхности, на момент начала отложения вещества мантии получено на основе численного решения задачи о распределении температуры в растущей планете в процессе ее аккумуляции. Постановка задачи и методы ее решения приведены в [5,6]. Некоторые варианты полученных результатов представлены на рис.2 в [6]. Из приведенных результатов видно, что для большей части вариантов к началу формирования мантии температура на поверхности ядра оказывается выше температуры ликвидуса модельных составов. Дальнейшее развитие процессов плавления и дифференциации силикатного вещества мантии определяется тепловым режимом растущей Земли и, прежде всего, вкладом потенциальной энергии, падающих на поверхность Земли планетезималей в тепловую энергию. Величина этого вклада зависит от степени не упругости столкновения аккумулируемых тел с поверхностью растущей Земли.

Рассмотрим процесс формирования силикатной оболочки. В [6] приведены рассчитанные распределения температуры, которые устанавливаются к моменту, когда радиус планеты достигает

указанного значения (непрерывные кривые 1-6), а также зависимости температуры ликвидуса перидотита KLB-1 от литостатического давления в силикатной мантии. Температура в слое силикатного материал на границе с расплавленным ядром для ряда вариантов выше температуры плавления и силикатный материал мантии на контакте с ядром начнет плавиться. Температура, необходимая для плавления, поддерживается как за счет высокой теплопроводности вещества ядра, так и выделения тепла при неупругом соударении аккумулируемых тел. С превышением критических условий в слое силикатного расплава возникнет тепловая конвекция, которая обеспечивает эффективный теплоперенос в нем. В результате верхняя граница расплава будет перемещаться к поверхности растущей Земли вдоль кривой плавления, подобно процессу, описанному в работе [8]. Это будет продолжаться до тех пор, пока потери тепла через поверхность слоя не скомпенсируют приток тепла от его нижней границы. При увеличении мощности силикатной оболочки и литостатического давления возрастает температура ликвидуса силикатного материала на границе ядро-мантия. Когда ее мощность достигнет 800 км, температура ликвидуса станет больше 3000К. Поскольку температура ликвидуса модельного перидотита при повышении литостатического давления растет быстрее, чем температура ядра на границе ядро-мантия, наступит момент, когда слой силикатного расплава на границе с ядром начнет кристаллизоваться. Мощность слоя силикатного расплава, при которой начнется его кристаллизация можно рассматривать как глубину «океана» магмы, который образуется в процессе формирования мантии Земли. В полученных вариантах численного решения мощность слоя расплава может достигать 800 – 900 км. Первыми кристаллическими фазами, которые будут кристаллизоваться на дне магматического «океана», исходя из принятого состава, являются Mg-пироксен со структурой перовскита и магнезиовюстит. Кристаллизация магнезиовюстита и Mg-пироксена приведет к образованию в основании мантии слоя из смеси этих минералов.Наиболее важным моментом начального этапа кристаллизации является распределение железа между расплавом и твердыми фазами. Металлическое железо, поступающее на поверхность Земли в составе хондритового материала, будет плавиться, образуя капли не смешивающейся с силикатным расплавом жидкости, насыщаться оксидом железа и опускаться на поверхность ядра. Имея меньшую плотность, чем плотность расплавленного ядра, оксид железа и металлическое железо, насыщенное оксидом, может сформировать слой расплава на границе ядро-мантия, который будет иметь диффузионную границу с расплавленным ядром. Учитывая, что содержание FeO в хондритовом материале выше, чем в модельном перидотите, Mg-перовскит и магнезиовюстит также будут обогащены оксидом железа по сравнению с составом этих фаз в опытах по плавлению перидотита KLB-1 [9,10]. Высокое содержание FeO при низком парциальном давлении кислорода допускает диспропорционирование оксида железа с образованием Fe и Fe_2O_3. Это открывает возможность для перехода образованного таким путем железа в ядро. Трехвалентное железо вместе с алюминием может входить в состав Mg-перовскита [11] или образовывать магнетит. Следует заметить, что процесс кристаллизации в слое расплава, который постепенно перемещается к поверхности, происходит в условиях открытой системы, так как в него постоянно поступает новый материал, осаждающийся на поверхность Земли в процессе аккумуляции. В этих условиях процесс дифференциации становится подобным зонной плавке. Но поскольку кристаллизация происходит только в основании слоя расплава, а состав поступающего в систему материала варьирует в ограниченных пределах, то минеральные ассоциации, которые формируются в основании слоя в процессе кристаллизации можно определить

достаточно точно. По мере наращивания слоя кристаллического материала на поверхности ядра, удаления нижней границы слоя расплава от границы ядро-мантия и уменьшения размеров и числа планетезималей, падающих на поверхность растущей Земли, мощность магматического «океана» будет уменьшаться. Если остановиться на вариантах численного решения тепловой задачи, в которых уменьшение мощности слоя расплава начнется, когда его верхняя граница приблизится к уровню поверхности современной Земли, то мы можем определить положение нижней границы верхней мантии Земли как глубину основания слоя расплава, которая установилась на завершающем этапе аккумуляции Земли. После достижения этой глубины кристаллизация расплава в слое проходила в режиме закрытой системы и его мощность постепенно уменьшалась. Если мощность слоя расплава, который перемещался от границы ядро-мантия к поверхности, была около 900 км, то это станет нижней границей верхней мантии. В схеме Ю.М. Пущаровского на этой глубине находится основание раздела I в средней мантии [12]. Первичные состав и структура верхней мантии будет определяться составом расплава, в момент, когда мощность слоя расплава начала уменьшаться и его дифференциацией в процессе охлаждения и кристаллизации в условиях закрытой системы. При уменьшении мощности слоя расплава до 680 - 700 км вместо Mg-перовскита в его основании будет кристаллизоваться гранат и магнезиовюстит, а затем гранат, B-фаза, имеющая состав $Mg_{12}Si_5O_{24}$ и γ- гранат [9,10]. Эта граница фиксируется в современной Земле на глубине 680 км по скачку плотности. Остаточный расплав на этом этапе обогащается CaO и обедняется глиноземом, который переходит в состав граната. Когда мощность слоя расплава уменьшится до 450 км, ликвидусной фазой в его основании становится оливин. Можно ожидать, что в результате кристаллизации оливина на этой глубине сформируется преимущественно оливиновый кристаллический слой, положение которого в современной Земле фиксируется на глубине 350 - 420 км по скачку плотности, обусловленным γ – β фазовым переходом оливина. Кристаллизация оливина приведет к увеличению в остаточном расплаве содержания Al_2O_3. В конечном итоге остаточный расплав приобретет состав близкий к составу лунных пикритовых стекол, содержащих 7 – 8 масс.% Al_2O_3 и около 20 масс.% FeO [13,14]. Это позволяет утверждать, что составы расплавов на конечных стадиях формирования Земли и Луны и механизм их дифференциации были по крайней мере близки. Такой же вывод сделан в работе Е.В. Шаркова и О.А. Богатикова [15]. В соответствие с предложенной моделью [5,6], в последнюю очередь на поверхности Земли будет отлагаться вещество близкое по составу к углистым хондритам CI, которое содержит наиболее низкотемпературные продукты конденсации протопланетного вещества. Возможно, что материал углистых хондритов некоторое время отлагался одновременно с материалом обыкновенных хондритов. В этом случае мощность верхней, содержащей воду оболочки может увеличиться. По мере охлаждения слоя расплава кристаллизация будет происходить не только в его основании, но и на контакте с перекрывающим его твердым слоем, сложенным материалом углистых хондритов. При понижении температуры 1200 – 1250°C на этом контакте начнет кристаллизоваться плагиоклаз и у поверхности слоя расплава образуется магматическая «каша», состоящая из кристаллов плагиоклаза и остаточного расплава. Легкая анортитовая магматическая «каша», в виде диапиров будет выдавливаться через перекрывающий расплав слой углистого хондрита на поверхность, образуя на поверхности Земли крупные скопления анортозита, аналогичного анортозитам, слагающим древнюю кору Луны. Механизм формирования ферроанортозитов, детально рассмотрен в

работах Уоррена [16]. Дифференциация расплава в процессе его кристаллизации привела к повышению содержания FeO, увеличению плотности расплава, флотации плагиоклаза и накоплению его в верхней части слоя расплава. Возможность флотации плагиоклаза в расплаве основного состава экспериментально подтверждена И. Кампбеллом с соавторами [17]. При прогреве расплавом внешнего твердого слоя Земли, сложенного материалом углистых хондритов, из него выделилась основная масса воды и углекислоты, в результате чего его плотность увеличилась и блоки, сложенные материалом углистых хондритов, стали погружаться в слой расплава, опускаясь до его основания. При их взаимодействии с расплавом сформировался верхний гибридный, неоднородный слой мантии. Состав этого слоя может быть близок к составу пиролита А.Е. Рингвуда. Возникшая в результате этого процесса неоднородность мантии фиксируется до глубины 300 – 350 км по скоростям поперечных волн для разных типов коры. При прогреве расплавом верхнего твердого слоя Земли и выделения основной массы воды и углекислоты, содержащихся в составе углистых хондритов произошло мгновенное в геологическом масштабе времени образование океана и атмосферы, обогащенной CO_2. К такому же выводу о времени образования океана пришел Л.И. Салоп, на основе анализа условий формирования наиболее древних пород катархея [18]. Есть все основания предполагать, что древнейшие кварциты, лежащие в основании разреза катархея, образовались в результате размыва и химического выветривания ферроанортозитов. Это подтверждается отсутствием в кварцитах реликтов обломочной структуры, а также их переслаивание с высокоглиноземистыми породами – силлиманитовыми и корунд содержащими гнейсами. Химическому выветриванию анортозитов способствовали высокая температура воды океана (более 150°C) и ее высокая кислотность [18]. Благодаря высокой кислотности, кальций, выделившийся при разложении анортозитов, удерживался в растворенном состоянии и при понижении температуры воды вошел в состав карбонатов вышележащей федоровской свиты катархея. Внедрение ферроанортозитов, образование океана и формирование древнейших кварцитов сопровождалось подводными излияниями базальтов, поступающих из слоя расплава. Они фиксируются в разрезе горизонтами пироксеновых и амфиболовых кристаллических ортосланцев. Глобальный характер процессов формирования фундамента катархейской протокоры подтверждается корреляцией разрезов катархейских комплексов, приведенной в работе [18].

Из этой схемы следует, что наиболее древняя земная кора была представлена морскими хемогенными осадочными породами и вулканитами основного состава, которые также формировались в подводных условиях. Заметим, что при таком составе древних пород в них чрезвычайно трудно найти радиоактивные метки, пригодные для определения абсолютного возраста. Такие метки обнаружены только в отложениях с возрастом 4.0- 4.1 млрд. лет, в которых появляются первые обломочные породы [15,19].

Появление в отложениях катархея грубообломочного материала является чрезвычайно важным моментом формирования катархейской протокоры, так как оно фиксирует начало образования в катархейском океане, фрагментов суши. Грубообломочный материал появляется в этих отложениях только в конце катархейской эры перед саамским диастрофизмом [18]. Можно предположить, что с этого момента изменился тектонический режим, началось формирование континентов и интенсивная вертикальная аккреция земной коры [20]. Вероятно, именно на этом этапе произошло разделение земной коры на континентальную и океаническую.

Следующим после саамского диастрофизма был этап, который протекал в интервале 3600 – 2600 млн. лет. В

течение этого периода был сформирован комплекс супракрустальных и плутонических пород палеопротерозоя. На этом же этапе сформировалась блоковая структура земной коры, которая фиксируется на континентах по распределению эократонов и раннепротерозойских подвижных поясов [21]. Можно предположить, что причиной ее образования было погружение блоков первичной твердой оболочки Земли, сложенной материалом углистых хондритов в слой расплава, который существовал под твердой оболочкой.

Значительный объем в разрезах этого комплекса занимают граниты и серые гнейсы, состав которых варьирует от гранодиоритов до гранитов. Происхождение кислых расплавов на раннем этапе формирования земной коры можно объяснить дифференциацией, содержащих воду, базальтовых расплавов, которые насыщались водой при их внедрении в оболочку, сложенную материалом углистых хондритов [22]. По мере накопления обломочного материала и его метаморфизма в процессе образования кислых расплавов вовлекались гнейсы и кристаллические сланцы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ. Грант № 09-05-00983.

Литература

1. *Сафронов В.С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
2. *Витязев А.В, Печерникова Г.В., Сафронов В.С.* Планеты земной группы. М.:
3. Наука,1990. 296 с.
4. *Кусков О.Л., Хитаров Н.И.* Термодинамика и геохимия ядра и мантии Земли. М.: Наука. 1982. 279 с.
5. ***Harper C, Jacobsen S.*** Evidence for ^{182}Hf in early Solar system and constraints of the timescale for terrestrial accretion and core formation// Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V.60. No 7. P.1131-1153.
6. *Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В.* Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли// Доклады РАН. 2005. Т. 405.№ 6.С. 803-806.
7. ***Khachay Y.V., Anfilogov V.N.*** Variant of temperature distributions in the Earth on its accumulation // Prpceeding of the conference " The stady of the Earth as planet by methods of geophysics, geodesy and astronomy. Kiev. 2009. P.197-203.
8. *Мэйсон Б.* Метеориты. М.: Мир. 1965. 306 с.
9. *Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К* Об эволюции зон проплавления в термической истории Земли. ДАН СССР. 1969. т. 188. №2, стр.338-342.
10. ***Herzberg C., Zang J.*** Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: Compositions of magmas in the upper mantle and transition zone// J. Geophys. Res. 1996. V. 101 NO B4 P. 8271-8295.
11. ***Agee C.B., Li J. Shannon M.C, Circone S.*** Pressure-temperature phase diagram for the Allende meteorite// J. Geophis. Res. 1995. V. 100. NO B9. P. 17725-17740.
12. ***Ozava H.,Hirise K.,Mitome M., Bando Y. Sata N., Ohishi Y.*** Experimental study of reaction between perovskite band molten iron to 146 GPa and implication for chemically distinct buoyant lauer at the top of the core // Phys. Chem. Minerals. 2009. V. 36. P. 365-363.
13. *Пущаровский Ю.М.* Тектоника Земли. Т. 1. Тектоника и геодинамика. М.: Наука. 2005. 350 с.
14. ***Wieczorek M.A. et al.*** The constitution and structure of the lunar interior //New views of the Moon. Reviews in mineralogy and geochemistry. V. 60. 2006. P. 221-365.
15. ***Shearer C.K. et al.*** Thermal and magmatic evolution of the Moon // New views of the Moon. Reviews in mineralogy and geochemistry. V. 60. 2006. P. 365-518
16. *Шарков Е.В., Богатиков О.А.* Эволюция тектономагматических процессов в истории Земли и Луны // Геотектоника 2010. № 2. С. 3-22.
17. ***P.H. Warren*** A concise compilation of petrologic information on possible pristine nonmare Moon rocks // Amer. Miner.1993. V. 78. P. 360-376.
18. ***Campbel I.H., Roeder P.L., Dixon J.M.*** Plagioclase buoyancy in basaltic liquids as determined with centrifuge furnace. // Contrib. Miner. Petrol. 1978. V. 67. No 4. P. 369-378.
19. *Салоп Л.И.* Геологическоеразвитие Земли в докембрии. Л.,: Недра. 1982. 343 с.
20. *Балашов Ю.А., Виноградов А.Н., Митрофанов Ф.П.* Изотопно-геохимические и петрологические данные о формировании и преобразовании

протокоры // Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука. 1991. С. 102-112.
21. *Леонов М.Г., Леонов Ю.Г.* Понятие «консолидированная кора», природа ее границ и явление вертикальной аккреции // Вертикальная аккреция земной коры. Труды ГИН РАН. Вып. 542. М.: Наука. 2002. С.398-408
22. *Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра. 1988. 382 с.
23. *Анфилогов В.Н.* Происхождение андезитов и риолитов комплиментарных магматических серий // Литосфера. 2010. №1. С. 37-46.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ И ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ ПОЛЕЙ ВНЕШНЕЙ ЗОНЫ ОЧВП И КРИТЕРИИ ВЫЯВЛЕНИЯ В НИХ ПРОМЫШЛЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ.

Аплеталин А.В., Калько И.А.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия (aplet@geol.msu.ru)

Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) является одним из основных тектонических и металлогенических сегментов северо-восточной окраины Азии и протягивается почти непрерывной полосой (длиной около 3300 км при ширине 100-300 км) от западного побережья Охотского моря до восточной части Чукотского полуострова. В структуре ОЧВП принято выделять две продольные зоны: "внешнюю" и "внутреннюю", а также несколько поперечных сегментов. [1]

По данным Ю.Н. Николаева [11], в Западно-Чукотском сегменте, относящемуся к внешнему сегменту ОЧВП, наиболее высокими значениями удельных продуктивностей и коэффициентов концентрации металлов характеризуются АГХП, соответствующие золотосодержащей медно-порфировой и ассоциированной с ней золото-сульфидно-кварцевой формаций.

Отличительной особенность аномальных геохимических полей золото-серебряной формации являются невыдающиеся геохимические параметры, прежде всего продуктивности вторичных ореолов и потоков рассеяния золота и серебра. Так, продуктивности вторичных ореолов Au крупных золото-серебряных месторождений Северо-Востока РФ меньше продуктивностей вторичных ореолов средних по масштабам месторождений золото-кварцевой формации в сходных ландшафтных условиях в 3-5 раз.

Для оценки перспективности золото-серебряных АГХП одним из важнейших факторов является корреляция их параметров со степенью эродированности вулканоструктур. Для вулканических поясов Северо-Востока РФ и Камчатки золото-серебряным узлам с крупными ресурсами отвечают АГХП с невысокой интенсивностью и степенью концентрации Au, приуроченные к слабо- и среднеэродированным вулканоструктурам [10,11]. В тоже время слабо охарактеризованными остаются объекты приуроченные к средне- и высокоэродированным вулканоструктурам.

В данной работе представлены результаты обработки данных литохимических съёмок по вторичным ореолам и потокам рассеяния, проведенных в 2003-2010 гг на территории, относящейся к Верхне-Яблонской и Илирнейской металлогеническим зонам, входящим в состав Западно-Чукотского сегмента ОЧВП.

Для разработки критериев выделения, типизации и оценки рудных полей по геохимическим данным были изучены закономерности строения, определены параметры и характеристики эталонных АГХП, на площади которых развиты ведущие типы оруденения, выявленные в северной части Верхне-Яблонской металлогенической зоны.

Эталонными объектами, на основе которых разрабатывались модели АГХП, послужили:

1. Рудное поле месторождения Купол - золото-сульфосольный тип золото-серебряной формации;
2. Рудное поле проявления Токай - золото-галенит-сфалеритовый тип золото-серебряной формации;
3. Рудное поле Горностаевое – серебро-полиметаллическая формация;
4. Рудное поле Китеп-Малышка – золото-сульфидно-кварцевая формация;
5. Рудное поле Пеледон – собственно золотой тип оруденения;
6. Рудное поле Снежное – молибден-порфировая формация;

В ассоциациях АГХП эталонных объектов, представляющих ведущие типы

оруденения, главную роль играют Au, Ag, Pb Mo. Занимая первые места в ранжированных рядах, главные элементы, как правило, образуют наиболее крупные аномалии, которые являются определяющими при выделении рудных полей.

Структурно-морфологические особенности АГХП тесно связаны с геологическим строением и рудно-формационной принадлежностью объектов. Во всех АГХП эталонных объектов выделяются внутренняя (ядерная), промежуточная и внешняя зоны, которые имеют различную морфологию, размеры, состав и степень концентрации главных и сопутствующих элементов.

АГХП золото-серебряных (золото-сульфосольных) рудных полей приурочены к умеренно эродированным вулканоструктурам Они имеют небольшие размеры (<20 км^2), эллиптически-зональную структуру, в которой выделяется узкая ядерная часть, занимающая менее 10% от общей площади.

АГХП серебро-полиметаллического типа приурочены к умеренно эродированным вулканоструктурам и характеризуется наиболее крупными по отношению к АГХП других типов размерами ($S_{об}$ > 60 км^2), имеют, как правило, полиядерную структуру. Ядерные части в сумме занимают около 7%-10% от общей площади АГХП.

АГХП золото-сульфидно-кварцевой формации приурочены к краевой части ОЧВП, насыщенной интрузиями среднего-кислого состава, прорывающими нижнемеловые образования глубоко эродированной вулканоструктуры Они отличаются небольшими размерами (до 25 км^2). Доля ядерных частей в общей площади составляет 13-16%. Форма АГХП этого типа отвечает морфологии изометричных и линейно-изометричных штокверков с прожилковым оруденением.

АГХП собственно золотого типа приурочены к глубоко эродированным вулканоструктурам с выходами складчатого терригенного основания пояса. АГХП характеризуются небольшими размерами (<20 км^2) и имеют эллиптически-зональное строение. Отличительной особенностью АГХП данного типа является крупная ядерная часть (17 % -20% от общей площади). Эллиптическая форма ядер с соотношением осей 2.5:1 соответствует морфологии и параметрам жильно-прожилковых зон этого типа оруденения.

Строение АГХП молибден-порфирового рудного поля, приуроченного к глубоко эродированным вулканоструктуре, отражает структурно-морфологические особенности этого типа оруденения и сходно с строением аномальных полей медно-порфировых объектов Баимского района, расположенного на сопредельной территории. Размеры АГХП (17 км^2) и его ядерной части (S<3 км^2) близки к параметрам средних по масштабу объектов этого типа.

Состав ядерных частей основных типов АГХП характеризуется:

1) для золото-сульфосольного типа, ($Au_{31}Ag_7As_7W_2Mo_2$) - доминирующей ролью золота, основными спутниками которого являются мышьяк и серебро;

2) для золото-галенит-сфалеритового типа ($Ag_{16}Au_9As_4Pb_3Zn_2Mo_2Mn_2$) - доминирующей ролью серебра и золота, основные спутники - мышьяк и свинец;

3) для серебро-полиметаллического типа ($Pb_{20}Ag_{12}Zn_8Au_6Cu_3As_2Mo_2Bi_2$) - доминирующей ролью свинца и серебра, основные спутники цинк, медь и золото;

4) для золото-сульфидно-кварцевого типа ($Au_{28}As_{21}Ag_{16}Pb_6Zn_5Bi_3Cu_2Mo_2Sn_2$) - доминирующей ролью золота, максимальным числом элементов в ассоциации, среди которых ведущая роль принадлежит мышьяку, серебру, свинцу, цинку;

5) для собственно золотого типа ($Au_{34}As_7Ag_3Zn_2Mo_2Cu_2$) - доминирующей ролью золота, главным спутником которого является мышьяк;

6) для молибден-порфирового типа ($Mo_{17}Au_4As_3Ag_3Zn_2$) – доминирующей ролью молибдена, основным спутником которого является золото.

Элементы	Кс	Р		Δq, т/м/км^2
		м^2%	% от $P_{об}$	
Золотс-сульфосольныйтип (золотс-серебряная формация)				
Au	31	29	70	0,6
Ag	7	1360	97	28
Золотс-галенит-сфалеритовый тип (золотс-серебряная формация)				
Au	9	9,3	63	0,15
Ag	16	881	81	14
Pb	3	16250	81	258
Серебро-полиметаллическая формация				
Au	6	35	39	0,2
Ag	12	1069	54	6
Pb	20	234600	66	1303
Золотс-сульфидно-кварцевая формация				
Au	28	55	77	0,4
Ag	16	1044	74	8
Pb	6	97700	76	746
Собственно золотой тип оруденения				
Au	34	74	87	0,6
Молибден-порфировая формация				
Au	4	8	47	0,07
Mo	17	18400	81	161

Полученные результаты показывают, что использование ранжированных рядов, рассчитанных по ядерным частям, более эффективно для определения рудно-формационной принадлежности АГХП на стадии поисковых геохимических работ.

В качестве индикаторных отношений для типизации золоторудных АГХП целесообразно использовать:

1) золото-серебряное отношение, которое дискретно и контрастно убывает от собственно золотого к золото-галенит-сфалеритовому типу оруденения; является определяющим при разбраковке близких по составу объектов АГХП золото-сульфидно-кварцевой формации и собственно золотого типа оруденения;

2) отношение AsSb/PbZn является определяющим при разбраковке близких по составу АГХП серебро-полиметаллической и золото-серебряной формаций;

3) отношение PbZn/CuMo, которое является определяющим для идентификации АГХП молибден-порфировой формации.

К числу важнейших геохимических параметров АГХП, используемых для оценки рудных объектов, относятся коэффициенты концентрации, площадные и удельные продуктивности металлов во вторичных ореолах. В таблице 1 представлены геохимические параметры, рассчитанные для ядерных частей основных эталонных АГХП Верхне-Яблонской зоны.

Таблица 1. Геохимические параметры эталонных АГХП

Коэффициенты концентрации главных элементов, рассчитанные по их средним содержаниям в контуре ядерных частей АГХП, могут рассматриваться в качестве критерия «богатства-бедности» руд в рамках групп выделяемых рудных формаций со сходными структурно-морфологическими типами оруденения.

Удельные продуктивности (Δq) главных и сопутствующих элементов в ядерных частях АГХП являются показателем концентрированности оруденения и указывают на его близость к промышленным кондициям.

Удельные продуктивности Au в АГХП соответствующих типов убывают в ряду: золото-сульфосольный - собственно золотой - золото-сульфидно-кварцевый - золото-галенит-сфалеритовый - серебро-полиметаллический) - молибден-порфировый. Более высокие значения удельной продуктивности характерны для АГХП с узкими линейными ядерными зонами (жильный сульфосольный тип), менее высокие – для АГХП с крупными изометричными ядрами (штокверковое золото-сульфидно-кварцевое и собственно золотое оруденение), в то время как максимальные площадные продуктивности золота присущи последним. Таким образом, удельная продуктивность АГХП напрямую связана со структурно-морфологическими особенностями оруденения.

Площадные продуктивности золота в эталонных АГХП золоторудных формаций (за исключением золото-галенит-сфалеритового типа) характеризуются одним порядком значений с тенденцией их возрастания от жильных типов золото-серебряной формации к штокверковым объектам золото-сульфидно-кварцевого и собственно золотого типов оруденения.

Площадные продуктивности серебра в АГХП серебро-полиметаллической и других серебросодержащих рудных формаций имеют наименьшие вариации и также характеризуются одним порядком значений.

По объектам на территории Верхне-Яблонской зоны были разработаны критерии оценки ресурсов золото-серебряного оруденения, которые приводятся в таблице 2.

На территории Илирнейской металлогенической зоны известно крупное по запасам золота месторождение Двойное, которое может быть отнесено по используемой в работе классификации к золото-серебряной формации.

Таблица 2. Геохимические критерии оценки ресурсов в АГХП рудных полей

Главные и сопутствующие элементы	Параметры АГХП				
	Кс	Δq, т/м/км^2	$P_{кр}$, м^2%	$P_{ср}$, м^2%	$P_{мелк}$, м^2%
Золото-сульфидно-кварцевая формация, собственно золотой тип оруденения					
Золото	≥ 100	≥ 0,5	≥ 200	40-200	10 - 40
Серебро	≥ 15	≥ 10	-	-	-
Серебро-полиметаллическая формация					
Серебро	≥ 15-100	≥ 30	$\geq 8\cdot10^3$	$1{,}8\cdot10^3$-$8\cdot10^3$	$4\cdot10^2$-$1{,}8\cdot10^3$
Свинец	≥ 40	≥ 3000	$\geq 5\cdot10^5$	$1\cdot10^5$-$5\cdot10^5$	$2\cdot10^4$-$1\cdot10^5$
Молибден-порфировая формация					
Молибден	10-20	30-90	$1\text{-}4\cdot10^3$		-

По результатам съемки на площади Илирнейской зоны выделяются 9 потенциально рудоносных структур. Характеристические отношения (табл. 3), используемые для типизации проявлений, позволяют ожидать по результатам съемки по вторичным ореолам рассеяния золото-сульфидно-кварцевые, собственно золотые и серебро-полиметаллические объекты.

Большинство выявленных структур слабо перспективны на выявление промышленного золотого оруденения. Среди выделенных полей выделяются две структуры с высокими площадными и удельными продуктивностями золота. В них прогнозируется золото-сульфидно-кварцевый и собственно золотой тип оруденения. Размер площадной продуктивности, позволяет ожидать на территории этих полей среднее и мелкое по запасам золота месторождения.

Таблица 3. Характеристики ядерных частей АГХП в Илирнейской металлогенической зоне

АГХП	$P_{(Au)}$, м^2%	S, км^2	$\Delta q_{(Au)}$, т/м/км^2	Ag/Au	AsSb/PbZn	PbZn/CuMo
I	61	11	0.14	80	0.67	247
II	0.35	1.2	0.007	192	0.56	242
III	10	1.7	0.14	8	0.68	20
IV	0.12	0.8	0.004	39	0.05	12
V	0.5	1.5	0.009	32	0.08	20
VI	0.44	2.2	0.005	439	0.02	187
VII	0.16	2.6	0.002	198	0.07	61
VIII	0.18	3.0	0.001	535	0.02	15
IX	0.11	1.0	0.003	513	0.05	7

Перспективность зоны в целом может быть пересмотрена в связи с наличием предпосылок на выявление не вскрытого эрозией оруденения. Такими предпосылками являются:

- слабоинтенсивные и прерывистые вторичные ореолы золота и его спутников;
- наличие повышенных содержаний золота (0,n-n г/т) в штуфных пробах и индикаторные отношения Au:Ag = 2:1 - 1:3;
- наличие типоморфных ассоциаций элементов в элювио-делювии и коренных рудоносных образованиях;
- геологическая позиция выявляемых потенциально-рудоносных жил и зон.

Потенциальная рудоносность Илирнейской зоны подтверждена штуфным опробованием. Максимальное содержание золота 35 г/т выявлено на площади I АГХП. На площади III АГХП в штуфной пробе содержание золота 0,8 г/т. Перспективными по результатам штуфного опробования выглядят АГХП IV и V. Максимальное содержание золота в штуфных пробах из этих АГХП достигает 10 г/т.

Средние характеристики первичных рудных образований в пределах ядерных частей приведены в таблице 4.

Наиболее перспективными на территории Илирнейской зоны являются объекты отнесенные по геохимическим данным в собственно золотому типу и золото-сульфидно-кварцевой формации.

Перспективность собственно золотого типа оруденения и золото-сульфидно-кварцевой формации на территории Верхне-Яблонской зоны может быть пересмотрена в связи с предпосылками выявления признаков неэродированных объектов и во внешней зоне ОЧВП.

Таблица 4. Характеристики первичных рудных образований по результатам штуфного опробования

АГХП	Au, г/т	Ag, г/т	Ag / Au	AsSb / PbZn	PbZn / CuMo
I	0.4	11	25	7.2	1086
II	0.003	0.6	213	0.2	50
III	0.3	0.2	0.7	0.3	48
IV	3.2	9	3	0.6	24
V	1	4	4	2.9	56
VI	0.18	1.5	8	0.1	66
VII	0.01	0.9	99	0.0	33
VIII	0.01	1.7	189	0.0	4
IX	0.2	3.7	19	0.1	6

Литература

1. *Белый В.Ф.* Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с
2. *Вартанян С.С., Лоренц Д.А., Сергиевский А.П., Щепотьев Ю.М.* Золото-серебряные руды Кайемравеемского узла (Чукотский АО) //Отечественная геология, 2005, № 4, с.10-16
3. *Калько И.А.* Геохимическая характеристика и зональность золото-серебряного месторождения Купол (Чукотка) /В сб. Прогнозно-поисковая геохимия – современное состояние и перспективы развития (к 100-летию со дня рождения профессора А.П. Соловова) - М., ИМГРЭ, 2008, с. 195-208
4. *Николаев Ю.Н., Аплеталин А.В.* Критерии прогнозирования золото-серебряного оруденения вулканогенных поясов по геохимическим данным /В сб. Прикладная геохимия, вып. 7, кн. 1: Минералогия и геохимия. - М., ИМГРЭ, 2005, с.202-217
5. *Николаев Ю.Н., Аплеталин А.В., Калько И.А.,* Геохимические параметры и критерии прогнозной оценки золоторудных узлов и полей. // Разведка и охрана недр. №4-5, 2008, с. 21-27.
6. *Сидоров А.А.* Золото–серебряное оруденение Центральной Чукотки. – М, Наука, 1974, 145 с.
7. *Справочник* по геохимическим поискам полезных ископаемых /Соловов А.П., Архипов А.Я., Бугров В.А. и др. - М.,Недра,1990,335 с.
8. *Умитбаев Р.Б.* Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). - М., Наука, 1986
9. *Шило Н.А., Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н. и др.* Минералогия и генетические особенности золото-серебряного оруденения северо-западной части Тихоокеанского обрамления. - М., Наука, 1992
10. *Щепотьев Ю.М., Вартанян С.С. и др.* Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана / - М., ЦНИГРИ 1989, 244 с.
11. *Николаев Ю.Н.,* Критериальные геохимические модели рудных районов и узлов и их использование для прогноза оруденения /В сб. Прогнозно-поисковая геохимия – современное состояние и перспективы развития (к 100-летию со дня рождения профессора А.П. Соловова) - М., ИМГРЭ, 2008, с. 64-82

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИТОВ МАШАКСКОЙ (СРЕДНИЙ РИФЕЙ) И БИЧУРСКОЙ (РАННИЙ-СРЕДНИЙ ТРИАС) СВИТ ЮЖНЫЙ УРАЛ

Ардисламов Ф.Р.

Институт геологии УНЦ РАН, Россия, Республика Башкортостан, г Уфа
(Ardislamov_Faniz@mail.ru)

Машакская свита прослеживается только на восточном крыле Башкирского мегантиклинория полосой 2-10 км от г. Златоуст на севере до пос. Верхний Авзян на юге (протяженностью около 270 км) и приурочена к крыльям Ямантауского, Иремельского и Маярдакского антиклинориев. Образования свиты представлены вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами, среди которых наибольшим развитием пользуются метабазальты, риолиты, их туфы и туфобрекчии, полимиктовые песчаники, алевролиты, конгломераты, глинистые и углеродисто-глинистые сланцы. Мощность свиты порядка 2000 м.

На восточном склоне Южного Урала наибольший интерес представляет эпиконтинентальный рифтогенный комплекс туринской серии (бичурская свита), возраст которой на основе находок в песчаниках филлопод надежно датирован ранним-средним триасом. Отложения бичурской свиты представлены преимущественно базальтами, реже риолитами. В подчиненном количестве (<5%) отмечены туфы основного состава, пестроцветные терригенные породы, туфопесчаники. В основании разреза отмечены красноцветные конгломераты, образующие базальный горизонт, который в свою очередь, несогласно залегает на более древних отложениях. Мощность вулканогенных отложений свиты составляет порядка 1000 – 1200 м. Следует отметить тот факт, что базальты и риолиты бичурской свиты на поверхности не обнажаются и вскрыты только немногочисленными скважинами.

По петрогеохимическим характеристикам базальты бичурской и машакской свит представлены в основном нормальнощелочными, реже субщелочными разновидностями. Подавляющая часть рассматриваемых базальтов нормальной щелочности, обеих свит, относится к толеитам, реже – к известково-щелочной серии.

При сопоставлении базальтов машакской и бичурской свит с таковыми породами стандартных (“эталонных”) геодинамических обстановок, основанные на большом банке (порядка 1000) опубликованных химических анализов, [2; 3; 6], вулканиты основного состава бичурской и машакской свит попадают в область траппов древних платформ, либо континентальных рифтов. Преобладающая часть анализов базальтов бичурской свиты, расположена вокруг средних составов траппов.

Для кремнекислых пород машакской и бичурской свит характерно преобладание K_2O над Na_2O при умеренной сумме данных окислов (5-8%). Более того, на диаграмме (K_2O + Na_2O) - K_2O/Na_2O фигуративные точки риолитов и риодацитов образуют тренд, свидетельствующий об отрицательной зависимости между рассматриваемыми показателями. По мнению Л.А. Карстен с соавторами [1], данные соотношения имеют первичную природу и не являются следствием наложенных процессов.

Интересен еще тот факт, что поле кремнекислых эффузивных пород машакской свиты изолировано от поля таковых орогенных и островодужных формаций, тренды их имеют различную направленность. Риолиты и риодациты машакской свиты обнаруживают сходство с аналогичными породами внутриплитных и рифтогенных ГДО. Общим для них является некоторое увеличение отношения K_2O/Na_2O при уменьшении суммы щелочей.

Сходство риолитов машакской свиты Ямантауского антиклинория и бичурской Челябинского грабена обнаруживается также в наличии в обеих ассоциациях двух типов пород – нормальные и с повышенным содержанием тугоплавких сидерофильных элементов (Cr, Ni). Как в машакской, так и в бичурской свите присутствуют риолиты, обогащенные данными элементами (до 200-300 г/т).

Анализ величин содержаний редкоземельных элементов, а также диаграммы нормализации их к хондриту демонстрируют следующие особенности состава РЗЭ в вулканитах бичурской свиты. Во-первых, высокий уровень концентрации РЗЭ, в среднем в десятки раз превышающий уровень хондрита. Во-вторых, для всех базальтов характерна высокая степень дифференциации концентраций легких и тяжелых РЗЭ. Нормированные к хондриту содержания лантана (La_N) составляют 105-170 ед., а значения Lu почти во всех пробах около 15-20 ед

Базальты машакской свиты также характеризуются значительным преобладанием (более 65%) вулканических пород, обогащенных легкими РЗЭ по отношению к тяжелым и высокими содержанием в них лантаноидов. Содержание РЗЭ в базальтах варьирует в диапазоне от 10 до 200 г/т. В 70% проб зафиксировано преобладание легких РЗЭ над тяжелыми (La_N=10-100; Sm_N=10-60; Lu_N=3-20), что является характерным для внутриплитных и континентально-рифтогенных базальтов. В 30% проб отмечаются различные типы распределения: 1) N-MORB (6%); 2) W-образный при La_N=2-40; Sm_N=0,1-10; Eu_N=5-50; Lu_N=5-10 (12%); 3)La_N~Sm_N~ Lu_N=10 (12%). Скорее всего такой разброс значений связан как с различием во флюидном режиме в различных частях потоков, так и с процессами кристаллизационной дифференциации.

На диаграмме (La*(Ce)/Lu*(Yb) - La*(Ce)) базальты бичурской свиты образуют довольно компактное поле, близкое к континентальным рифтам. В тоже время отличительной особенностью рассматриваемых вулканитов, по сравнению с базальтами КР, является повышенное содержание кремнезема. Базальты машакской свиты ложатся между полями континентальных рифтов и эффузивными траппами.

В риолитах машакской свиты 70% проб показали преобладание легких РЗЭ над тяжелыми, при этом в 53% образцов зафиксированы высокие содержания лантаноидов (La_N=200-900; Sm_N=60-90; Lu_N=10-70), а в 17% - низкие (La_N=10-80; Sm_N=10-50; Lu_N=2-20). В небольшом количестве встречены породы с равномерным распределением всех РЗЭ (La_N~Sm_N~ Lu_N) и W-образной формой кривой (La_N=5-10; Sm_N=0,5-1; Eu_N=0,2-50; Lu_N=52-9). Риолиты бичурской свиты также характеризуются преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми, отрицательной европиевой аномалией.

По петрогеохимическим параметрам вулканиты Челябинского грабена наиболее близки к колумбийским платобазальтам Американской платформы [5]. Для них характерны: насыщенность кремнеземом, преобладание железа над магнием, натрия над калием. Однако по сравнению с траппами древних платформ базальты бичурской свиты имеют свои особенности химизма. Так, например, от траппов тунгусской и путоранской провинции Сибирской платформы их отличает повышенное содержание TiO_2 (1,7-1,9% против 1,1-1,5%) и K_2O (1,0-1,7% против 0,6-0,7%), что говорит о более глубинных условиях их выплавления, но меньшее MgO (4,6-4,7% против 6,5-7,5%), CaO (6,7-7,5% против 10-11%). Но в тоже время они схожи с оливиновыми толеитами Байкальского рифта, которые по Б.Г. Лутцу [5] являются переходными к известково-щелочным базальтам и характеризуются повышенным содержаниями K_2O (1–1,5%).

При сопоставлении базальтов бичурской свиты с типичными океаническими толеитами [5] отчетливо просматривается иной тренд по целому ряду пар элементов: K-Ti, Ti-Zr, P-K, Ti-V, Co-Ni и т.д., что указывает на индивидуальность режима развития континентальной коры в

платформенную стадию. От океанических толеитов траппы отличаются повышенными содержаниями K, P, элементов группы железа; вместе с тем, по ряду элементов (Ti, V, Co, Ni, Cr) они сопоставимы с океаническими базальтами, но резко отличаются от последних по РЗЭ, особенно легкой их группе (в 10-50 раз больше), а также Rb, Sr, (в 3-8 раз больше).

Характер и последовательность залегания вулканогенно-осадочных пород рассматриваемых комплексов и петрогеохимические особенности вулканитов позволяют сделать вывод, что данные свиты образовались в обстановке континентального рифтогенеза.

Базальты бичурской свиты по типу распределения РЗЭ, по их содержанию, отношению содержаний легких и тяжелых РЗЭ (La_N-Sm_N-Lu_N), сходны с базальтами казавдинской подсвиты машакской свиты.

При изучении зависимости между содержаниями Rb и Sr в базальтовых выплавках и глубиной их возникновения, базальты бичурской и машакской свит ложатся близ изолинии в 30 км. Близкие значения глубинности получены и с помощью зависимости между легкой и тяжелой группой РЗЭ в базальтах, выявленной И.В. Семеновым [4].

Обе свиты по минералого-петрографическим особенностям и химическому составу характеризуются как контрастные базальт-риолитовые серии, с резким преобладанием пород основного (базальтового) состава над кислыми. Причем следует отметить, что разрез машакской свиты начинается с формаций преимущественно кислого состава с возрастанием роли вулканитов основного состава. Бичурская свита, практически полностью состоит из пород основного состава, кислые эффузивы представлены незначительно.

Литература

1. Карстен Л.А., Иванов К.С., Банквиц П., Дульски П. Природа машакской вулканогенно-осадочной ассоциации Башкирского мегантиклинория: новые геохимические данные // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 155–156.
2. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск. 1985. 198 стр.
3. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. / Отв. ред. О.А.Богатиков. М: наука. 1987. 336 стр.
4. Семенов И.В. Состав РЗЭ в палеоокеанических базальтах Урала и океаничеких толеитах как индикатор глубин парциального плавления в верхней мантии. Препринт. Свердловск: УрО РАН, 1990. 57 стр.
5. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 стр.
6. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. Издательство Московского университета, 1997. 320 стр.

ФЕНИТЫ В КОНТАКТАХ ХИБИНСКОГО И ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВОВ: ГЕОХИМИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия
(arzamas@geoksc.apatity.ru)

Представлены результаты изучения процессов, происходивших в зонах сочленения крупнейших интрузий агпаитовых сиенитов с архейскими гнейсами фундамента. Исследования по разрезам вкрест простирания контактов включали определение состава фаз и анализ минеральных парагенезисов, изотопную оценку возраста процессов, анализ поведения в приконтактовых породах петрогенных, летучих элементов и элементов-примесей.

Элементы-примеси в приконтактовых сиенитах распределены весьма неравномерно. Концентрации LILE близки к средним значениям для массивов. Во всех изученных разрезах непосредственно вблизи контакта обнаружено резкое повышение концентрации Sr, которое в хибинских породах положительно коррелируется с содержанием P_2O_5. Эндоконтакты ловозерских пород резко обогащены HFSE, причем концентрации Zr и Nb в приконтактовых сиенитах и апогнейсовых фенитах превышают средние по массиву более чем на порядок. В хибинских нефелиновых сиенитах пик концентрации HFSE вблизи контакта наблюдается в меньшей степени.

Распределение REE в сиенитах эндоконтактовых зон обоих массивов существенно различается. Если спектры распределения REE в приконтактовых нефелиновых сиенитах и апогнейсовых фенитах Хибин близки средним для пород массива (рис. 6), то луявриты из ловозерского контакта характеризуются отчетливо выраженным обеднением тяжелыми REE: отношение $(La/Yb)_N$ превышает значение 370. По мере удаления от контакта вглубь массива спектры REE луявритов постепенно выполаживаются и они становятся близки средним для пород дифференцированного комплекса луявритов-фойяитов-уртитов

При изучении распределения редких элементов в разрезах экспериментальных метасоматических колонок, моделирующих взаимодействие нефелинового сиенита и гнейса со щелочным флюидом, был зафиксирован привнос в гнейс Zr, Nb и REE, причем если Zr и Hf устойчиво сохраняются в нефелиновом сиените ("эндоконтакте"), то Nb, Ta, Ce и Yb накапливаются преимущественно в апогнейсовом фените. Сопоставление полученных данных с натурными наблюдениями в северном контакте Хибинского массива показывает интенсивный привнос в гнейсы не только HFSE и REE, но и Sr, Ba, Rb. Проведенная количественная оценка привноса-выноса компонентов также показывает, что как на ранне- так и на позднемагматической стадиях контактового взаимодействия наиболее мобильными элементами в ходе щелочного метасоматоза гнейсов являлись Nb, Ta, Zr, Hf и REE. Действительно, в фенитах отмечены такие минералы, как высокостронциевый и редкоземельный фторапатит, Nb- и Zr-содержащий титанит, Nb-содержащий ильменит, лоренценит, новообразованный циркон, торит, U-пирохлор.

Важной особенностью всех изученных природных разрезов, а также экспериментальных колонок является отчетливое повышение концентрации указанных элементов непосредственно на границе агпаитовых сиенитов и гнейсов и частично захватывающее узкую зону наиболее измененных фенитов. В работе С. Сальви с соавторами (Salvi et al., 2000) показана возможность повышения мобильности HFSE и Ti в условиях присутствия флюида с повышенным содержанием фтора. Экспериментальные

работы и геологические наблюдения (Giere, 1990, 1993; Rubin et al., 1993; Van Baalen, 1993, Жариков, Горбачев, 2004) позволяют предполагать участие лигандов F^-, SO_4^{2-}, Cl^- и PO_4^{3-} в переносе HFSE и REE в условиях контактового метасоматоза гнейсов. Имеющиеся материалы по флюидному режиму агпаитовых расплавов (Когарко, Кригман, 1981), а также наши данные (Арзамасцев и др., 2001) показывают, что в нефелиновых сиенитах массивов Хибин и Ловозера фтор, сера и хлор, наряду с H_2O и CO_2 , являлись главными летучими компонентами, содержание которых в породах варьирует в пределах F 0.06 - 0.32, $S_{tot.}$ 0.07 - 0.48, Cl 0.01 - 1.09 мас. %. В частности, в фенитах изученных участков содержания F достигают 0.58 - 0.70 мас.%. Присутствие в контакте концентрационного пика может быть обусловлено соединением F с Ca, экстрагированным из гнейсов в ходе растворения плагиоклаза состава An_{47-51} с образованием флюорита. Согласно натурным наблюдениям, флюорит присутствует только в тыловой зоне интенсивной фенитизации, в то время как в остальных породах экзо- и эндоконтакта этот минерал не обнаружен. Одним из признаков участия серы (в сульфатной форме) в переносе REE является присутствие в породах барита, образование которого в фенитах обусловлено, с одной стороны, сульфатсодержащими постмагматическими флюидами и, с другой – ионами бария, перешедшего в раствор в результате растворения K-полевого шпата гнейсов, содержащего BaO (0.85 мас. %).

Полученные данные изучения контактовых зон крупнейших агпаитовых интрузий мира показывают весьма специфические условия проявления щелочного метасоматоза на контакте палеозойских нефелиновых сиенитов и архейских гнейсов фундамента. Они сводятся к следующему.

1. Воздействие агпаитовых расплавов на докембрийские гнейсы проявилось как на минералогическом уровне, с образованием фенитов, содержащих реликты минералов протолита и новообразованные фазы, так и в скрытой форме, выраженной в изменении состава "сквозных" минералов, повышении в них концентраций ряда летучих и редких элементов, а также в изменении изотопных характеристик пород. Последнее, судя по данным изучения Rb-Sr системы в породах, прослеживается на значительные расстояния как в пределах экзо-, так и особенно эндоконтактов.

2. Контактовые зоны массивов представлены продуктами ранне- и позднемагматической стадий взаимодействия агпаитовых расплавов с гнейсами, отражающих последовательные этапы единого процесса контактовых преобразований, начинавшегося с момента заполнения расплавами магматического резервуара и заканчивая поздне- и постмагматическими процессами, связанными с развитием в гнейсах системы щелочных жил и тел пегматоидов. В Хибинах процессы раннего щелочного метасоматоза имели локальный диффузионный характер и были связаны с прямым термальным и химическим воздействием щелочных расплавов на гнейсы. В Ловозерском массиве метасоматоз был преимущественно связан с влиянием позднемагматических жил, формировавшихся в период 359 ± 5 млн. лет, имел инфильтрационный характер и проходил непосредственно после консолидации главных интрузивных серий.

3. Метасоматические преобразования, происходившие на ранне- и позднемагматической стадиях контактового взаимодействия, определили разные условия закрытия и, соответственно, поведение Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем в приконтактовых метасоматических процессах: если в ходе взаимодействия агпаитовых расплавов с гнейсами произошло резкое смещение отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{(T=370\ млн.\ лет)}$ в результате обогащения радиогенным Sr из архейских пород рамы, то Sm-Nd изотопные характеристики сиенитов зоны эндоконтакта и жил сохранили мантийные значения, отвечающие средним для пород внутренних частей интрузий.

4. Экспериментальные данные, модельные расчеты и натурные наблюдения

свидетельствуют о высокой подвижности Nb, Ta, Zr, Hf и REE в зоне контактового воздействия агпаитовых расплавов на гнейсы основания. Учитывая данные по флюидному режиму агпаитовых расплавов и содержаниям летучих компонентов в зонах контактов, можно предположить участие лигандов F^-, Cl^- и SO_4^{2-} в переносе HFSE и REE в условиях контактового метасоматоза гнейсов. Присутствие концентрационных пиков HFSE и REE непосредственно в контактах массивов вызвано связыванием летучих на фронте взаимодействия флюидов с гнейсами, содержащими ионы Ca^{2+} и Ba^{2+}, с образованием комплексов CaF_2 и $BaSO_4$, осаждение которых привело к развитию в фенитах флюорита и барита.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СИСТЕМЫ АГПАИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА НА ОСНОВЕ НОВЫХ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ, СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ И 3D ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В. , Жирова А.М.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия
(arzamas@geoksc.apatity.ru)

Представлены результаты комплексного петролого-геофизического исследования структуры и вещественного состава пород палеозойской магматической системы, образованной крупнейшими массивами агпаитовых нефелиновых сиенитов, щелочными интрузиями-сателлитами, останцами субщелочных и щелочных пород вулканогенного комплекса кровли и многочисленными дайками щелочных лампрофиров и фонолитов. Анализ материалов глубокого бурения и результаты трехмерного плотностного моделирования в комбинации с данными сейсморазведки позволяют предполагать существование на нижних горизонтах как Хибинского, так и Ловозерского комплексов значительных объемов пород, типичных для щелочно-ультраосновных массивов провинции: перидотитов, пироксенитов, мелилитолитов и фоидолитов.

Хибинский массив. Щелочные ультрамафиты располагаются по периферии массива и имеют максимальную мощность в его северной части, где под нефелиновыми сиенитами на глубине более 3 км располагается крупное кольцевое тело высокоплотных пород. Прямым доказательством присутствия в этой зоне щелочных ультрамафитов являются результаты буровых работ, в ходе которых скважинами пересечены значительные по мощности зоны, сложенные ксенолитами перидотитов, пироксенитов и мелилитолитов. Ультраосновные фоидолиты формируют расслоенную серию, на современном эрозионном срезе образующую коническое тело, со стороны центра срезанное интрузией фойяитов. Главной особенностью интрузии фоидолитов является четко выраженная ритмическая расслоенность [1, 3], причем многие маркирующие горизонты (например, такситовых слюдяных мельтейгитов) прослеживаются на всем ее протяжении. Исходя из опыта изучения классических расслоенных интрузий, образование стратифицированных магматических тел в узких (1-2 км) протяженных (длина кольцевого тела фоидолитов на поверхности превышает 45 км) конических телах представляется маловероятным. Полученные нами геофизические данные свидетельствуют о существовании в центральной части Хибинского комплекса пластинообразной гравитационной и сейсмической аномалий, располагающихся на глубинах от 3 до 5 км и по плотностным характеристикам отвечающих породам фоидолитового ряда. Эти аномалии интерпретируются нами как центральная часть расслоенного комплекса ийолитов-мельтейгитов, смещенная по кольцевому разлому в ходе завершающего этапа формирования Хибинской кальдеры и внедрения интрузии фойяитов.

Ловозерский массив на глубине более 2 км состоит из двух зон, резко различающихся по плотности. Юго-западная зона, с учетом поверхностных наблюдений и данных бурения, имеет корытообразную форму с крутыми внешними контактами, и до глубины 8 км выполнена породами лопаритоносного продуктивного расслоенного комплекса. В центральной части массива, в районе озера Сейдявр, установлена локальная отрицательная аномалия силы тяжести, отвечающая телу цирконсодержащих щелочных сиенитов. Северо-восточная зона массива имеет двухъярусное строение.

Верхний ярус, прослеживаемый до глубины 1-2 км, как и в юго-западной части, сложен породами комплекса эвдиалитовых луявритов и дифференцированного лопаритоносного комплекса. В нижнем ярусе, судя по обнаруженным в скважинах ксенолитам мельтейгитов, пироксенитов и мелилитовых пород располагается относительно крупная интрузия щелочных ультрамафитов и, возможно, карбонатитов, сходных по составу и строению с известными интрузиями провинции. Следует отметить, что северо-восточная зона на глубине 7 - 8 км обнаруживает признаки соединения с породами близлежащего Кургинского массива субщелочных ультрамафитов.

Модель формирования магматической системы. Совокупность геолого-геофизических и петролого-геохимических данных позволяет предложить для Хибинского и Ловозерского комплексов модель полисериального развития, согласно которой плутоны могли сформироваться в ходе синхронной эволюции двух разноглубинных мантийных источников, имевших единую систему магмовыводящих каналов и параллельно продуцировавших базанит-фонолитовые и фоидитовые расплавы. С учетом полученных нами и имеющихся изотопных датировок пород, можно предложить следующую модель.

Предмагматический этап:

427±6 млн. лет назад. Проявления метасоматоза в мантии, предшествовавшего мощному циклу палеозойского магматизма [2].

Раннемагматический этап:

404±6 млн. лет назад. Заложение серии разломов в позднеархейском комплексе тоналитов, трондьемитов, гранодиоритов, внедрение интрузивных (массив Курга) и эффузивных (ранняя ловозерская толща субщелочных вулканитов) ультраосновных и субщелочных расплавов в северо-восточной части будущей ловозерской кольцевой структуры.

Главный магматический этап:

388±6 млн. лет назад. Образование системы кольцевых разломов и заложение хибинской кальдеры проседания на контакте позднеархейского комплекса тоналитов, трондьемитов, гранодиоритов и палеорифтогенного раннепротерозойского пояса Печенга - Имандра – Варзуга, внедрение первых порций меланефелинитовой магмы, сформировавших кольцевые дайки обрамления.

388 - 371 млн. лет назад. Внедрение щелочно-ультраосновных расплавов в северной части хибинской и северо-восточной части ловозерской кальдеры, формирование тел оливиновых пироксенитов, мелилитолитов, оливиновых мельтейгитов.

371 - 362 млн. лет назад. Формирование главных плутонических комплексов агпаитовых сиенитов и фоидолитов Хибин и Ловозера [4].

367- 366 млн. лет назад. Внедрение штока карбонатитов и образование штокообразного тела пуласкитов в восточной части Хибинского массива.

363 - 362 млн. лет назад. Формирование постинтрузивного дайкового комплекса Хибин и Ловозера. Внедрение даек и трубок взрыва щелочных пикритов, оливиновых меланефелинитов, нефелинитов, фонолитов.

Позднемагматический этап:

359±5 млн. лет назад. Образование в обрамлении Ловозерского массива поздних микроклин-альбитовых пегматоидов с ильменитом и цирконом.

347±8 млн. лет назад. Позднемагматические процессы в щелочных сиенитах центральной части Ловозерского массива, фиксирующие завершение магматической активности в хибинской и ловозерской кальдерах.

Финансовая поддержка: Программа 8 ОНЗ РАН и РФФИ (грант 09-05-00224).

Литература

1. *Арзамасцев А.А., Иванова Т.Н., Коробейников А.Н.* Петрология ийолит-уртитов Хибин и закономерности размещения в них залежей апатита. Л.: Наука, 1987. 112 с.

2. *Арзамасцев А.А., Беляцкий Б.В.* Эволюция мантийного источника Хибинского массива по данным Rb-Sr и Sm-Nd изучения глубинных ксенолитов. Доклады АН, 1999, т.366, № 3, с.387-390.
3. *Калинкин М.М.* Маркирующие горизонты в ийолитах Хибинского массива и их поисковое значение. Изв. ВУЗов. Геология и разведка, 1974, № 6. С.59-65.
4. *Kramm U., Kogarko L.N.* Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres, Kola Alkaline Province, Russia. Lithos. 1994. Vol.32. P.225-242.

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ОТКЛИКА РЕГИОНОВ АЛЬПИЙСКОГО СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА НА ВОЕННЫЕ КОНФЛИКТЫ КОНЦА XX – НА ЧАЛА XXI ВЕКА

Архипова Е.В.

Международный Университет природы, общества и человека «Дубна»
г. Дубна, Россия (olenageo@mail.ru)

Введение.

Одним из фундаментальных трудов В.Е. Хаина стала монография, посвященная региональной геотектонике Альпийского Средиземноморского пояса (АСП) [1]. Предлагаемая работа также посвящена современной геодинамике этой самой протяженной и долгоживущей мегаструктуры современной Евразии и направлена на прояснение особенностей сейсмического отклика регионов Альпийского Средиземноморского пояса (АСП) и смежных территорий на инициирующие воздействия современных военных событий.

Исходные материалы и методика исследований.

В пределах АСП выделяется около одной пятой всей сейсмической энергии Земли. Исторически сложилось, что основные военные конфликты конца XX – начала XXI века происходят вблизи АСП или на его территории (табл. 1, рис. 1).

Современными исследованиями установлено влияние боевых действий, в особенности массированных бомбардировок, на естественный ход сейсмичности воюющих государств, но характер и степень этого влияния для различных регионов до конца не ясны [2,3]. Фактическим материалом исследования стал каталог землетрясений Геологической службы США с 1973 по 2008 гг. [4], а также информация о датах ведения боевых действий [5]. Анализ долговременных изменений сейсмичности регионов АСП проводился на основе графиков временных рядов годового числа землетрясений со скользящим осреднением по 5 годам и со сдвигом в один год. Одна группа графиков строилась для всех землетрясений с магнитудой от 4,4, вторая группа – для верхнекоровых землетрясений той же магнитуды с очагами глубиной до 10 км.

Таблица 1. Сейсмоактивные регионы, прямо и косвенно пострадавшие от боевых действий.

Государство, Координаты доменов (φ_1^o: λ_1^o ; φ_2^o : λ_2^o)	**Хронология ведения боевых действий**
Югославия (42 :16; 47 26)	24.03.99 – 10.06.99 гг. Операция НАТО «Союзная сила»
Ирак (28 : 26; 38 : 36)	22.09.80 – 20.08.88 гг. Война между Ираном и Ираком
	17.01.91 – 27.03.91 гг. Операция НАТО «Буря в пустыне
	17.12.98 – 20.12.98 гг. Операция НАТО «Лиса в пустыне»
	20.03.03 –1.05.03 гг. Атака США и стран-союзников
Чечня (38 : 41; 44 : 50)	29.11.94 – 14.08.96 гг. Первая контртеррор. операция
	30.09.99 – 29.02.00 гг. Вторая контртеррор. операция
Афганистан (25 : 60; 40 : 77)	12.12.79 – 15.12.89 гг. Афганская война СССР
	27.11.01 – ныне Война НАТО в Афганистане
Турция (38 : 26; 42 : 41)	–

С тем, чтобы более точно отследить периоды относительной активизации и покоя, на графиках отражены относительные значения, где среднее за весь

период наблюдений годовое количество землетрясений принято равным 1, а остальные значения рассматриваются как отклонения от среднего.

В пределах АСП рассмотрено четыре государства, на территории которых велись активные боевые действия: 1 – Югославия, 2 – Ирак; 3 – Чечня; 4 – Афганистан (см. табл. 1). Анализ изменения числа землетрясений проводился и для Турции, которая хоть и не вела военных действий на своей территории, но с 1973 по 2008 г. находилась «в кольце» воюющих государств и чутко реагировала на ближайшие военные события.

Основные результаты.

Рассматривая тенденции временного хода землетрясений в условиях боевых действий, удалось показать, что реакция литосферы далеко не всегда бывает однозначна. Выяснилось, что массовые бомбардировки Югославии, несмотря на их достаточно продолжительный и интенсивный характер, не вызвали катастрофических последствий и привели лишь к незначительному повышению сейсмичности Карпато-Балканского региона. Вместе с тем, мощным отголоском бомбардировок в Югославии в 1999 г. стали два землетрясения в Турции 17 августа и 12 ноября 1999 г. с магнитудой 7,6 и 7,2. Сильные землетрясения сопровождались пиковой активизацией сейсмичности, подобной которой более не происходило в периоде с 1973 по 2008 гг. Сходная пиковая активность землетрясений Турции наблюдалась лишь в середине прошлого века, во время Второй мировой войны, и, возможно, также была спровоцирована боевыми действиями на территории Европы [6,7].

Регионы Ближнего Востока в период с 1973 по 2008 гг. неоднократно и сами становились ареной боевых действий, и испытывали на себе последствия окрестных войн. Самым активным их участником оказался Ирак – государство, расположенное во фронтальной части перемещающейся к северу Аравийской плиты [8] (рис. 1, а).

Особенно эффективный отклик на воздействия отмечается у графика землетрясений Ирака с глубинами очагов до 10 км: после первой операции «Буря в пустыне» он испытывает осциллирующий подъем, чутко реагируя на две последующие военные кампании.

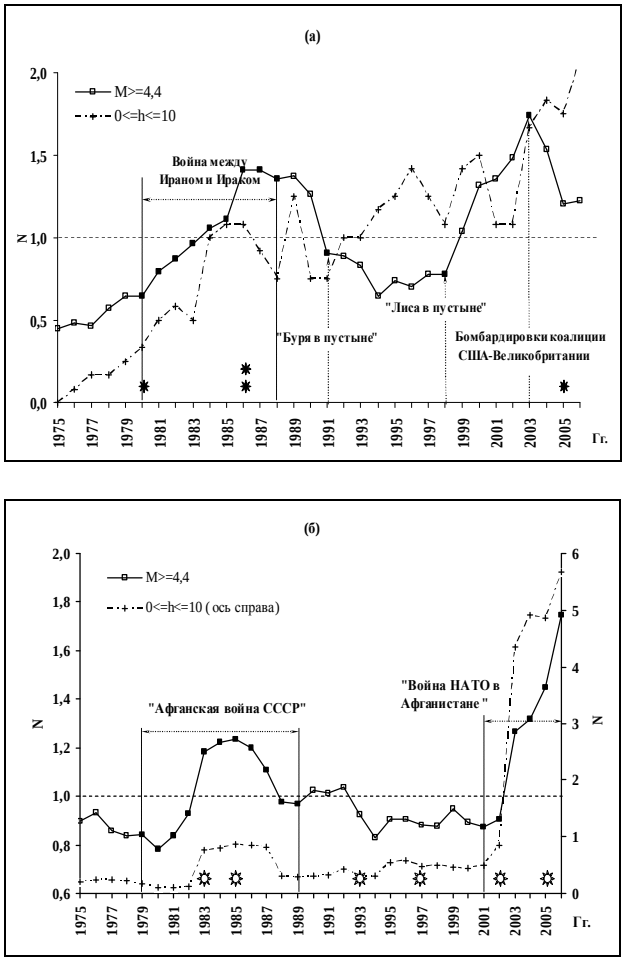


Рис. 1. Временной ход среднегодового числа землетрясений : а – Ирак, б – Афганистан.
Звездочки: крупные – землетрясения с M>=7; мелкие – землетрясения предельных для региона магнитуд.

Первая контртеррористическая операция в Чечне в 1994 – 1996 гг. не оказала заметного воздействия на долговременное изменение сейсмичности Кавказа. После завершения первой операции намечается слабый подъем активности, который на общем графике достигает средних значений во время второй военной операции 1999–2000 гг. и затем медленно идет на спад. На графике землетрясений с глубинами очагов до 10 км этот подъем постепенно продолжается

вплоть до конца наблюдений. Во время заключительной стадии военной кампании в Чечне в 2000 г. на Кавказе происходит два сильных землетрясения с M=7 и M=6,8.

Наиболее очевидной иллюстрацией к влиянию военных событий на сейсмичность являются графики изменения числа землетрясений Афганистана (рис. 1, б). Здесь наблюдается сравнительно невысокая активизация во время войны СССР в Афганистане и очень наглядная пиковая активизация с началом войны США в этом регионе, которая отражена и в общей кривой и на графике землетрясений с глубиной до 10 км.

Выводы.

В итоге выяснилось, что характер и интенсивность отклика геологической среды на индуцирующие воздействия военных событий АГП зависит от многих факторов. Среди них: 1) степень энергетической готовности самой среды; 2) интенсивность, продолжительность и пространственное распределение воздействий; 5) уровень горизонтов, способных генерировать сильные землетрясения; 3) конкретное строение литосферы в «точке удара», ее роль в «коллективной жизни» геодинамических систем, частью которых она является; 4) наличие геодинамических взаимосвязей «точки удара» с окрестными регионами. Отмечены также различная скорость и интенсивность проявления сильных землетрясений в ответ на инициирующие воздействия в сегментах АСП с различной мощностью земной коры.

Литература

1. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс, М., Недра, 1984. 344 с.
2. Жигалин А.Д., Николаев А.В., Васютинская С.Д. / Усиление сейсмичности при воздействии на литосферу / http://geo.web.ru
3. Экологическая геодинамика: учебник / В.Т. Трофимов, М.А. Харькина, И.Ю. Григорьева; под. ред. проф. В. Т. Трофимова. – М.:КДУ, 2008. – 473 с.
4. Earthquake Data Base USGS 1973–2008 гг. http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/database.php
5. Википедия http://ru.wikipedia.org/wiki/
6. Архипова Е.В. Закономерности пространственно-временного распределения сейсмичности Анатолии в XX веке // Вулканология и сейсмология. №5. 2003 г. С. 60 – 64.
7. Архипова Е.В. О связи долговременных вариаций сейсмичности Анатолии и Карпат // Геотектоника 2004. №2. С. 73-77.
8. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии / Научный мир, 1999. – 252 с.

АНОМАЛЬНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ В ПОВЕДЕНИИ ВЕРХНЕКОРОВОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ АЛЬПИЙСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА В УСЛОВИЯХ СОВРЕМЕННЫХ ВОЕННЫХ ДЕЙСТВИЙ

Архипова Е.В.

Международный Университет природы, общества и человека «Дубна»
г. Дубна, Россия (olenageo@mail.ru)

Введение.

Влияние современных боевых действий, в особенности бомбардировок с использованием боеприпасов объемного взрыва, на сейсмичность в настоящее время не вызывает сомнений. Так, в марте 2002 г. вблизи афганского города Гардеза авиацией НАТО было сброшено 100 тонн фугасных бомб и впервые несколько мощных вакуумных бомб нового типа с особой поражающей способностью на большой площади. Суммарный эффект вакуумной бомбардировки превысил эффект ядерной бомбы в 10 кт [1]. После этих событий зарегистрировано увеличение сейсмической активности: всего с мая по октябрь 2002 г. на территории Афганистана зарегистрировано около 40 землетрясений, часть из которых можно связать с воздействием тяжелой авиации во время проведения контртеррористической операции [2]. Сейсмические наблюдения показали, что после массированных бомбардировок территорий Югославии в 1999 г. Афганистана в 2001 г. и Ирака в 2003 г. в первые дни и по прошествии 4,5-6 месяцев в этих регионах на расстояниях до 1500 км были зарегистрированы многочисленные землетрясения с магнитудой $M \geq 5$-7. При этом отношение числа землетрясений перед бомбардировками к числу землетрясений за такой же предшествующий период составляет примерно 1,6 [3].

Инициирующие воздействия бомбардировок играют роль триггера, который провоцирует сброс энергии, накопленной в месте воздействия, а также способен вызвать перераспределение полей напряжений, потерю естественной устойчивости и усиление синергетических эффектов в среде. Вместе с тем, вопрос о том, как распределяются в литосфере индуцирующие воздействия, пока детально не прояснен. Очевидно, что при боевых действиях непосредственное воздействие оказывается, в первую очередь, на верхнюю часть верхней коры и естественно предположить, что отклик литосферы на воздействие, в первую очередь, проявляется на уровне верхней коры. Данное исследование выполнено с тем, что бы проверить это предположение.

Исходные материалы и методика исследований.

В качестве объекта рассмотрены 14 регионов вблизи и в пределах Альпийско-Средиземноморского коллизионного пояса (АСП). Одни из этих регионов в последние десятилетия, становились, порой неоднократно, жертвами массированных бомбардировок, другие реагировали на индуцирующие воздействия за счет способности геологической среды транслировать такие воздействия на значительные расстояния. Для всех регионов построены временные ряды, которые отражают вариации числа землетрясений с магнитудой от 4,4 для всех глубин, а также для глубин до 10 км включительно.

Данные для построения временных рядов взяты из каталога землетрясений Геологической службы США с 1973 по 2008 гг. [4], информация о датах ведения боевых действий, получена с использованием Википедии [5]. Для анализа регионы подразделены на три группы: I – Юго-Восточная Европа: 1 - Сербия, G – Эллиниды и Эгейское море, It – Южные Аппенины и Сицилия, A – Альпы и северные Аппенины, Ms – Средиземноморье; II – Ближний Восток: 2 –

Ирак, 3 – Чечня, T – Анатолия, Ir – Иранское нагорье, Kg – Копетдаг; III – Центральная и Юго-Восточная Азия: 4 – Афганистан, Ik – Индокитай, Tsh – Тянь-Шань, Gm – Гималаи – Тибет. Регионы группы I расположены в пределах или в окрестности Периадриатического сегмента АСП, группа II относится к Периаравийскому сегменту, группа III принадлежит Перииндийскому сегменту АСП, названия сегментов приведены в соответствии с классификацией М.Л. Коппа [6]. С тем, чтобы выявить возможное изменение средней глубины очагов мощных землетрясений, для трех групп построены графики средней глубины очагов землетрясений с магнитудой от 4,4 и от 5,5, включающие точки для интервалов с 1973 по 2000 гг. и с 2001 по 2008 гг. (рис. 1,2).

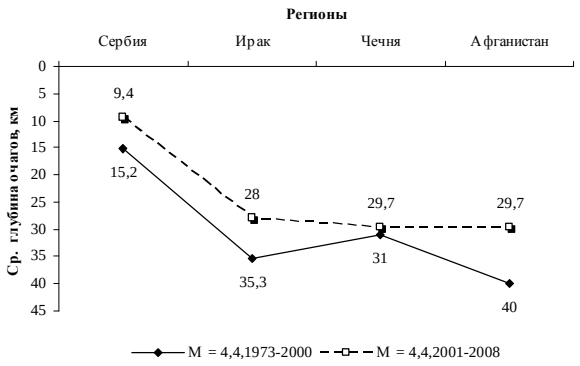


Рис. 1. "Всплывание" очагов землетрясений с M >=4,4 в период с 2001 по 2008 гг.

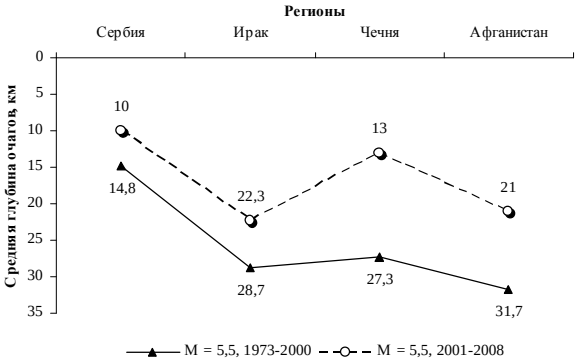


Рис. 2. "Всплывание" очагов землетрясений с M >=5,5 в период с 2001 по 2008 гг.

Анализ полученных результатов.

Сопоставление полученных результатов указывает на общее повышение уровня сейсмичности АСП там, где ведутся боевые действия, а также на появление сильных землетрясений, индуцированных ударными воздействиями, в сопредельных регионах. Еще более масштабным и, возможно, не менее опасным, является рост сейсмичности самых верхних горизонтов коры, которые, действительно, наиболее чутко реагируют на военные события. Для семи регионов из четырнадцати, расположенных на ближнем Востоке и в Азии, начиная с 2001 г. наблюдается лавинообразный рост землетрясений с глубинами очагов до 10 км, еще в трех регионах происходит плавная активизация близповерхностной сейсмичности. Пока в стороне от этого процесса находятся только расположенные на западе Аппенины, Альпы и Балканы, в Анатолии верхнекоровая сейсмичность идет на спад после недавней пиковой активизации, но остается пока выше среднего уровня.

Активизация верхних горизонтов коры АСП может быть опасна по нескольким причинам. И в первую очередь, это увеличение катастрофических последствий от сильных землетрясений. Поверхность Земли – среда обитания человека, и известно, что наиболее разрушительными являются землетрясения с очагами вблизи земной поверхности. Пример Турции показывает, что там, где близповерхностные горизонты способны аккумулировать энергию для реализации сильных землетрясений, последние могут вызываться эпизодическими ударными воздействиями даже в сопредельных регионах [1, 3, 7]. До начала войны США в Афганистане в 2001 г. на Ближнем Востоке и в Азии сильные землетрясения возникали в среднем на глубинах около 30 км. Начиная с 2001 года происходит как бы «всплывание» сильной сейсмичности, то есть уменьшение глубины очагов сильных землетрясений в среднем на 10 км (см. рис. 2). По данным Геологической службы США в 2009 – 2010 гг. на территории АСП произошло несколько достаточно сильных землетрясений [4]. Среди них землетрясение на северо-западе Грузии в июне 2009 г. с M=6 и h=15 км, в Гиндукуше в октябре 2009 г с M=6,1 и h =18 км, в Анатолии в апреле 2010 г. с M=6,1 и h=12 км, в Китае в марте 2010 с M=6,2, и h =13

км и в апреле 2010 г. с M=6,9 и h =10 км. Из этого перечня ясно, что последние сильные землетрясения на территории АСП произошли в верхней части коры на глубине не более 18 км, и это означает, что активизация верхних уровней литосферы АСП продолжается и поныне. Перераспределение в литосфере уровней, ответственных за разрядку тектонических напряжений, может привести к увеличению чувствительности верхних горизонтов коры и росту числа сильных землетрясений с очагами на сравнительно небольших глубинах, приносящих больший ущерб. Кроме того, нарушение естественного процесса накопления и разрядки напряжений в литосфере АСП может вызвать последствия, предугадать которые проблематично. Одним из них может оказаться увеличение магнитуды сильных землетрясений. В период с 2001 по 2008 на территории Афганистана произошло два из шести самых сильных землетрясений с 1973 по 2008 г., и одно из них с магнитудой 7,6 – максимальной для всего рассматриваемого интервала. В смежном Гималайско-Тибетском регионе произошло два землетрясения с максимальными для региона в периоде с 1973 по 2008 г. магнитудами: в 2001 г. с M=7,8 на глубине 10 км и в 2008 г. с M=7,9 на глубине 19 км.

Выводы.

Подводя итог, лавинная активизация верхних уровней коры АСП, совпадающая по времени с началом войны США в Афганистане в 2001 г., может привести к росту количества сильных землетрясений на небольших глубинах, приносящих больший ущерб, и увеличению чувствительности верхних горизонтов литосферы, более восприимчивых к внешним ударным воздействиям. Установлено, что орогены АСП образуют единые геодинамические системы совместно с примыкающими платформами, причем источники энергии развития этих систем находятся в пределах орогенов [8]. Очевидно, что дестабилизация естественных процессов накопления и разрядки напряжений в пределах орогенов АСП может повлечь нарушение функционирования ряда геодинамических систем Евразии и континента в целом и привести к непредсказуемым последствиям, одним из которых, возможно, станет увеличение предельных магнитуд сильных землетрясений.

Литература

1. Пестов С. Судороги земли / Великая Эпоха / 12-04-2007 / www.epochtimes.ru
2. Экологическая геодинамика: учебник / В.Т. Трофимов, М.А. Харькина, И.Ю. Григорьева; под. ред. проф. В. Т. Трофимова. – М.:КДУ, 2008. – 473 с.
3. Жигалин А.Д., Николаев А.В., Васютинская С.Д. / Усиление сейсмичности при воздействии на литосферу / http://geo.web.ru
4. Earthquake Data Base USGS 1973–2010 г. http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/database.php
5. Википедия http://ru.wikipedia.org/wiki/
6. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир. 1997. – 314 с.
7. Архипова Е.В. Закономерности пространственно-временного распределения сейсмичности Анатолии в XX веке // Вулканология и сейсмология. №5. 2003 г. С. 60 – 64.
8. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. – 299 с.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СУЛЬФИД-СИЛИКАТНОЙ НЕСМЕСИМОСТИ: ВЫВОД УРАВНЕНИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ

Арьяева Н.С., Коптев-Дворников Е.В., Бычков Д.А.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(aryana_@mail.ru)

Большинство сульфидных месторождений пространственно и генетически связаны с расслоенными интрузивами основного и ультраосновного состава и являются основным источником металлов платиновой группы, меди, никеля. Их образование связано с расслоением магм на несмешивающиеся силикатную и сульфидную жидкости. Отделившаяся сульфидная жидкость обладает способностью концентрировать в себе медь, никель, платиноиды ,золото. Единственным на сегодня вычислительным средством, которое позволяет исследовать динамику затвердевания расслоенных интрузивов, является программа КОМАГМАТ [1], динамический блок которой моделирует оседание кристаллов на фоне конвективного перемешивания расплава. Однако её возможности моделирования внутрикамерной дифференциации на сегодня практически исчерпаны. Необходима новая модель, симулирующая ритмическую расслоенность и сопряженное с ней магматогенное рудообразование. Такое развитие предполагает разработку модернизированных динамического и термодинамического блоков.

В настоящее время для термодинамического блока новой модели динамики кристаллизационной дифференциации выведены ликвидусные термобарометры для породообразующих минералов базитов (оливина, плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена, пижонита). Если включить в модель сольвусные термобарометры для описания равновесия сульфидный – силикатный расплавы, то можно будет предсказывать, на какой стадии происходила ликвация сульфидной и силикатной жидкостей и определять уровень появления платиноносных пород в разрезе интрузива. Чтобы вывести уравнения, необходимые для разработки численной модели кристаллизации интрузива и распределения в нем сульфидов, нужно иметь экспериментальные данные по равновесию сульфидный–силикатный расплавы в широком диапазоне физико-химических параметров – температуры, давления, летучести кислорода и составов равновесных с сульфидами силикатных расплавов, включая содержания в них серы. Сульфидная жидкость в экспериментах почти всегда представлена пирротином.

Выбор реакции образования расплава FeS из силикатного расплава и статистическая обработка экспериментальных данных.

В литературе приводится несколько уравнений равновесия сульфидная-силикатная жидкости. Ряд исследователей (Fincham и Richardson(1954), Li и Naldrett (1993)[2,3]) предпочли взять за основу модели растворения сульфида в силикатном расплаве следующее уравнение:

$$FeO + 1/2S_2 = FeS + l/20_2 \quad (1)$$

сил. распл. сульф. распл.

Poulson и Ohmoto (1990) [4], в отличие от них, выделили две области составов силикатных расплавов (FeO>10 вес. % и FeO<10 вес. %), в которых, по их мнению, химические реакции растворимости серы описываются различными уравнениями.

Для области составов FeO>10 вес.% ими предложена следующая реакция растворимости серы, в которой принимают участие две молекулы FeO, а сера в силикатном расплаве находится в виде комплекса Fe_3S0_2:

$$FeS_{(сул.р-в.)}+2FeO_{(сил.р-в.)}=Fe_3SO_{2(сил.\ р-в.)} \quad (2)$$

Для области составов FeO<10 вес.% они использовали уравнение вида:

$FeS_{(сил. распл.)} = FeS_{(сульф. распл.)}$ (3)

Wallace и Carmichael (1991) [5] также предложили уравнение (3), однако для всей области составов. Мы решили не рассматривать уравнение (1) (поскольку маловероятно, что в условиях интрузивного процесса летучести серы и кислорода являются независимыми параметрами), а сосредоточится на сравнительном анализе двух других уравнений.

Из константы равновесия реакции (2), насыщенная растворимость серы описывается уравнением:

$$\ln Xs = -(A+\beta P)/T - B - D\lg fO_2 + 2\ln\alpha FeO - \sum E_i X_i \quad (4)$$

Где P - давление в кбарах, T - абсолютная температура, A, p и B - константы, $f0_2$ -летучесть кислорода, αFeO - активность FeO, Xj - мольная доля i-ого компонента расплава, D, Ej-коэффициенты при соответствующих переменных.

В качестве оценки активности железа в силикатном расплаве мы рассмотрели два варианта - мольную долю и мольную долю среди сеткомодификаторов (двухрешёточная модель силикатной жидкости Нильсена с соавторами см. в [1]). Результаты оказались практически одинаковыми.

Для выражения (3) уравнение для насыщенной растворимости серы выглядит так:

$$\ln Xs = -(A + \beta P)/T - B - DlgfO2 - \sum EiXi \quad (5)$$

Примечательно, как показали Mavrogenes и O'Neill [6], преобразование выражения (1) приводит к уравнению для насыщенной растворимости серы того же вида, что и для (3)

Коэффициенты в уравнениях (4) и (5) определены с использованием опции «поиск решения» в Exell'e. Суть метода состоит в минимизации суммы квадратов разностей между экспериментальными и расчётными значениями.

Результаты обработки (270 опытов) по уравнениям (4) и (5) представлены на графиках (Рис. 1, 2):

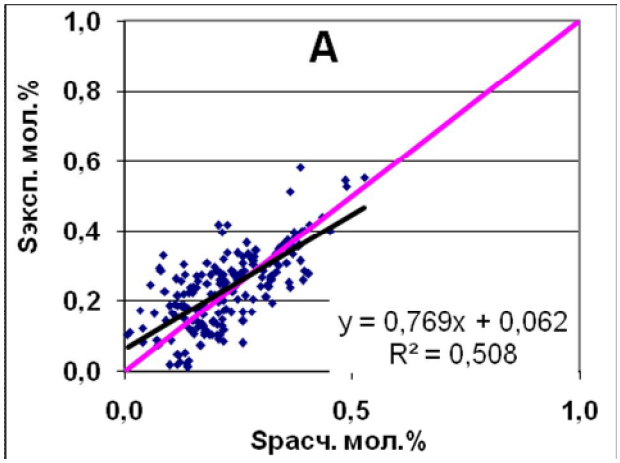


Рис.1. Расчётные по уравнению (4) и экспериментальные насыщенные содержания серы.

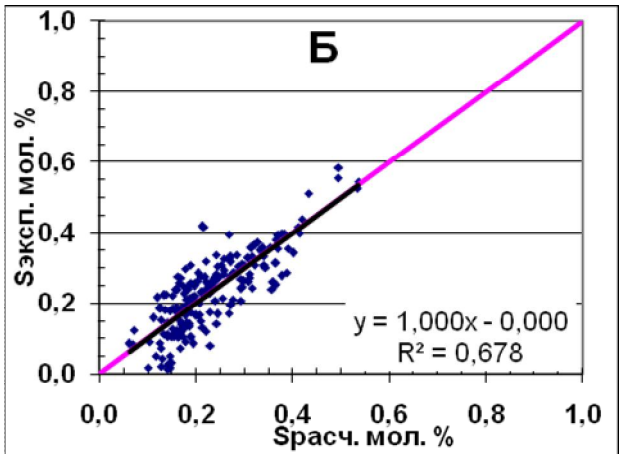


Рис.2. Расчётные по уравнению (5) и экспериментальные насыщенные содержания серы

.

Из графиков видно, что уравнение, выведенное из реакции предложенной Кармайклом лучше описывает экспериментальные данные. Значение коэффициента при аргументе в уравнении линейной регрессии на графике Б практически равно 1.

Таким образом, реакция Кармайкла и отвечающее ей уравнение насыщенной растворимости серы лучше воспроизводит экспериментальные данные. При дальнейшей обработке мы сузили выборку до 200 экспериментов. Результаты представлены на рис. 3, 4. Значения коэффициентов в уравнении приведены в таблице.

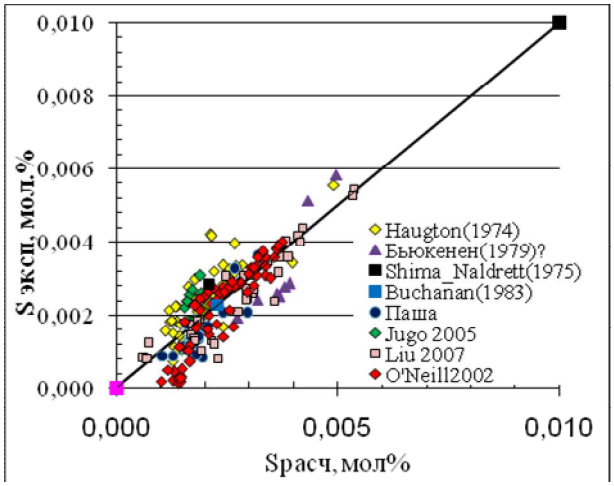


Рис.3. Соответствие расчетных и экспериментальных насыщенных содержаний серы. (200 опытов)

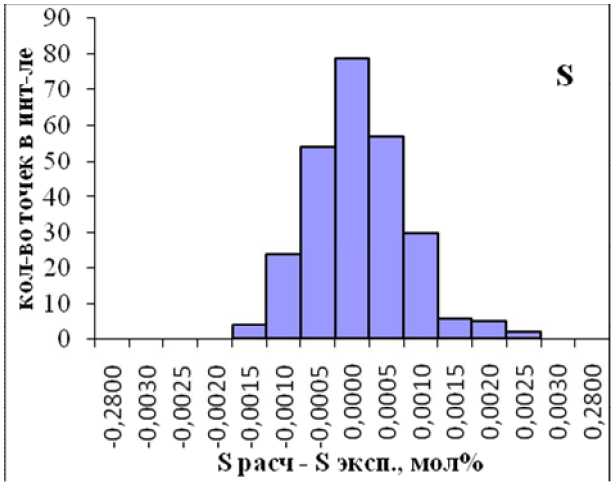


Рис. 4. Гистограммы разностей экспериментальных и расчётных насыщенных содержаний серы.

Влияние состава силикатного расплава на насыщенную растворимость серы. Все исследователи уверены в том, что состав расплава существенно влияет на концентрацию серы, а именно содержание FeO в расплаве. Содержание серы возрастает с увеличением основности расплава, а в однотипных расплавах – в первую очередь с увеличением концентрации в нем FeO. Исследователи ссылаются на работу Haughton(1974) [7], в которой он увеличивал концентрацию FeO, добавляя железо в шихту, без изменения соотношения остальных компонентов. В результате Хотон получил параболическую зависимость концентрации серы от содержания FeO. (Рис.5)

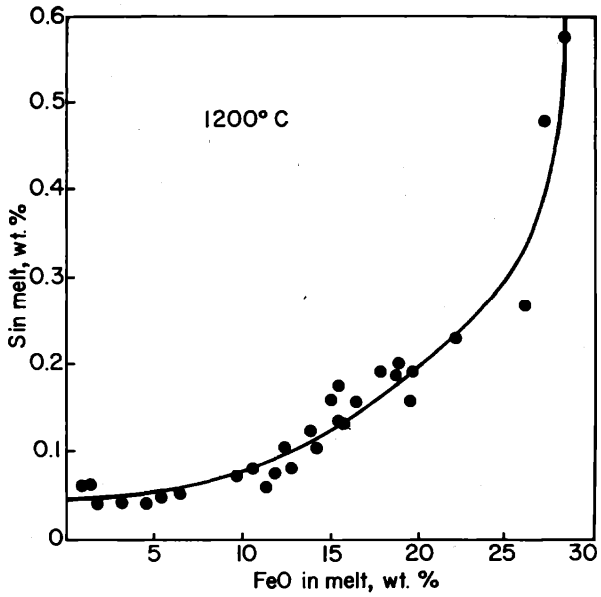


Рис. 5. Влияние состава расплава (здесь-FeO) на концентрацию серы. [7]

Наше уравнение хорошо воспроизводит данные Хотона, а так же полученную им зависимость концентрации серы от содержания FeO (Рис. 6, 7).

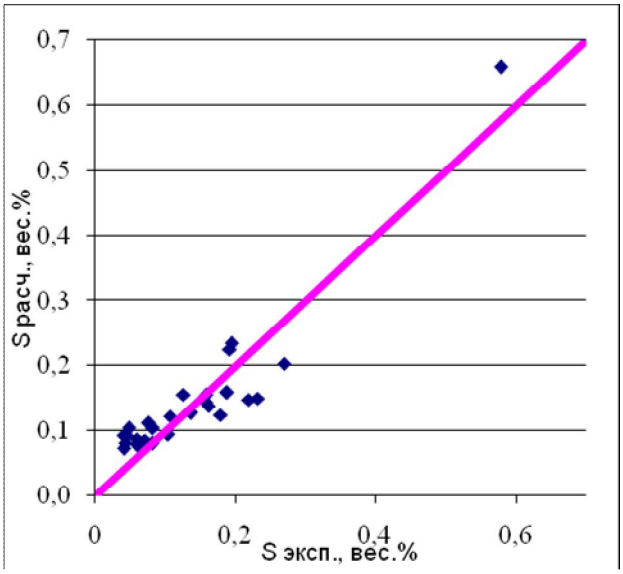


Рис.6. Соответствие расчетных и экспериментальных насыщенных содержаний серы.

Рис.6. показывает, что полученное уравнение(5) хорошо воспроизводит экспериментальные данные Хотона (1974). Рис. 7 демонстрирует расчетную и экспериментальную зависимость насыщенной растворимости серы от содержания FeO в силикатном расплаве для вышеупомянутых экспериментов Хотона.

Особенно убедительно выглядит практическое совпадение параболических трендов.

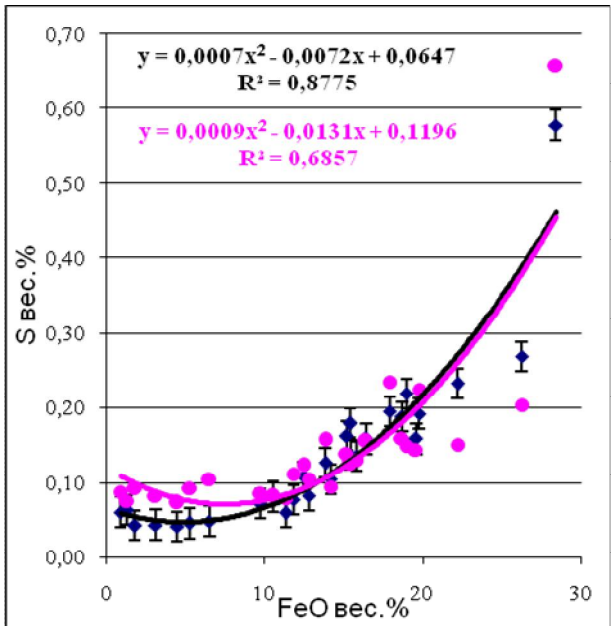


Рис. 7. График зависимости содержания серы от содержания FeO в вес.%

Синими значками обозначены экспериментальные значения концентрации серы, а фиолетовым – значения, рассчитанные по уравнению (5).

Но это не означает, что только содержание FeO влияет на концентрацию серы. Если так же увеличивать концентрацию одного окисла, без изменения пропорций других компонентов, то мы получим заметную положительную зависимость концентрации серы от TiO_2, Al_2O_3 и FeO, отрицательную от SiO_2. Изменение концентраций MgO, CaO в расплаве влияют незначительно (Рис. 8).

Таким образом, можно опровергнуть точку зрения, что содержание серы в расплаве контролируется только концентрацией FeO, остальные компоненты расплава влияют на количество серы в не меньшей степени.

Верификация сольвусного термобарометра на материале Ципрингского *троктолит-габбро-норитового* интрузива. Сульфидная жидкость обладает способностью концентрировать медь, никель, платиноиды, золото. Некоторые платиноносные интрузивы имеют мощность несколько километров, рудные же прослои достигают мощности всего в десятки сантиметров. Используя сольвусный термобарометр можно предсказывать, на какой стадии формирования интрузива происходила ликвация сульфидной и силикатной жидкостей, и определять уровень появления платиноносных пород в разрезе массива.

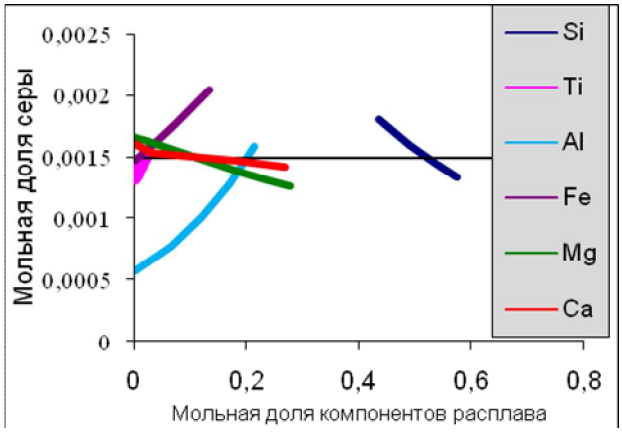


Рис.8. Зависимость мольной доли серы от мольных долей компонентоврасплава.

На рис. 9 показано распределение Cu и Ag в вертикальном разрезе Ципрингского *троктолит-габбро-норитового* интрузива (Сев. Карелия) по данным Н.Ф.Пчелинцевой [8].

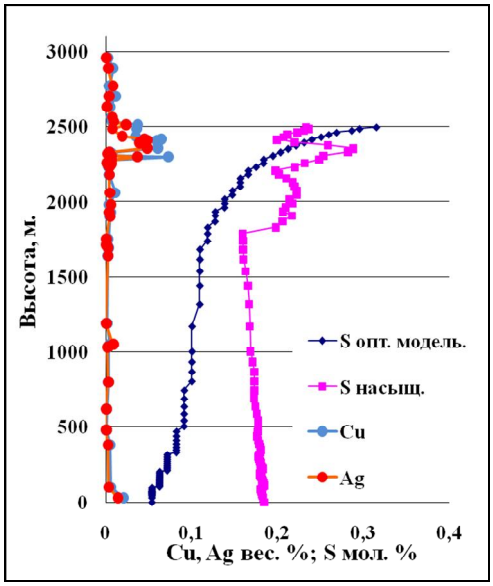


Рис.9 График распределения Cu и Ag и эволюция содержания серы в остаточном расплаве.

Резкое увеличение содержаний халькофильных элементов в породах на высоте около 2400 м от основания интрузива отвечает моменту отделения сульфидной жидкости в камере интрузива и формированию малосульфидной минерализации. На этом же рисунке показана эволюция содержания серы в остаточных расплавах по мере кристаллизации исходной магмы (по данным численного моделирования) и изменение насыщенной концентрации серы (рассчитанной по уравнению (5). Из графиков следует, что содержание серы в расплаве достигло значений, необходимых для сульфид-силикатной ликвации как раз в тот момент, когда кумулус формировался на уровне около 2400 м.

Табл.

A	β	B	D	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mg	Ca	Na	K
0,00	40.49	-181.40	0.07	189.74	181.98	184.88	211.74	185.24	189.61	189.52	188.55	219.15

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (инициативный проект 11-05-01027-а).

Литература

1. *Арискин А.А., Бармина Г. С.* Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. // М.: Наука, МАИК «Наука/Интерпериодика», 2000. – 363 с.
2. *Fincham, C. J. B. & Richardson, F. D.* Behaviour of sulphur in silicate and aluminate melts // Proceedings of the Royal Society of London 223, 1954, p. 40–62.
3. *Naldrett A.J., Li C.* Sulfide capacity of magma: a quantitative model and its application to the formation of sulfide ores at Sudbery, Ontario. Economic Geology, (1993). Vol.88., pp. 1253-1260.
4. *Poulson S.R., and Ohmoto H.* An evaluation of the solubility of sulfide sulfur in silicate melts from experimental data and natural samples // Chem. Geol. 85, 1990, p. 57-75.
5. *Wallace P., Carmachael L.S.E.* Sulfur in basaltic magmas // Geochim. Cosmochim. Acta 56, 1992, p. 1863-1874.
6. *Mavrogenes J.A., O'Neill H.S.* The relative effects of pressure, temperature and oxygen fugacity on the solubility of sulfide in mafic magmas // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V.63. № 7/8. P.1173-1180.
7. *Haughton, D. R., Roeder, P. L. & Skinner, B. J.* Solubility of sulphur in mafic magmas // Economic Geology 69, 1974, p. 451–466.
8. *Семенов В.С., Коптев-Дворников Е.В., Берковский А.Н., Киреев Б.С., Пчелинцева Н.Ф., Васильева М.О.* Расслоенный троктолит-габбро-норитовый интрузив Ципринга: геологическое строение, петрология / /Петрология, 1995, 3 (6), с.1-23. Наука, Москва.

ОБЩИЕ И ИНДИВИДУАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ, РЕГИОНАЛЬНОГО И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ И НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ ЗЕМЛИ

Астафьев Д.А.

ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Московская обл., п. Развилка
(D_Astafiev@vniigaz.gazprom.ru)

Выполненные в различных регионах Мира геофизические работы по картированию недр Земли, включающие ГСЗ, сейсмотомографию, дистанционные геофизические и геодезические съемки GPS и ГЛОНАС, глубокое и сверхглубокое бурение, дали уникальную информацию о строении глубоких недр осадочных бассейнов (ОБ), орогенов и прилегающих территорий. Следует отметить, что даже когда обосновывались районы бурения сверхглубоких скважин в конце 80-х годов прошлого века, не было общепринятых представлений о строении и перспективах нефтегазоносности глубокопогруженных горизонтов осадочного чехла нефтегазоносных бассейнов. Как всегда были пессимисты и оптимисты в отношении перспектив промышленной нефтегазоносности глубин более 5-6 км.

Для отражения глубинного строения ОБ обычно строились пликативные (без разломов) модели строения осадочного чехла, фундамента и переходных комплексов.

Вместе с тем, те, кто имел дело с глубинными разрезами ГСЗ, МОГТ, а также сейсмотомографическими разрезами, начали создавать дизъюктивно-блоковые модели строения ОБ с отображением строения не только осадочного чехла, но и консолидированной части земной коры до раздела Мохоровичича, включая верхние горизонты мантии. Впервые такие модели появились в США на примере Мичиганского бассейна. В СССР современную глубинную геолого-геофизическую модель Припятского нефтегазоносного бассейна (НГБ) в дизъюнктивном варианте с глубинными листрическими разломами в 1987 г. предложил академик Р.Г. Гарецкий с соавторами [6].

В последующий период изучения строения земной коры подобные образы глубинного строения осадочных бассейнов стали фактически универсальными. Они оказались применимыми для любого осадочного бассейна Земли в целом [1,2], независимо от возраста осадочного чехла, геометрии бассейна и его приуроченности к определенным геодинамическим условиям – внутриконтинентальным и окраинноконтинентальным, окраин молодых и древних платформ, орогенных и субдукционных поясов.

Группой специалистов из ВНИГНИ, убедившихся на многочисленных геолого-геофизических данных, что именно такими должны быть региональные и глубинные модели ОБ, в течение нескольких лет были воссозданы подобные модели для всех основных НГБ России и других стран. Ярким примером такого типа моделей строения глубоких ОБ явилась модель Прикаспийской впадины, Волго-Уральского НГБ. Затем подобные модели были построены для Западно-Сибирского, Баренцевоморского ОБ, бассейнов Восточной Сибири, Дальнего Востока, Арктики, Южного Каспия и др.

Главными результатами обобщений материалов по глубинному строению ОБ являются:

-формирование четких представлений, по существу унифицированных стереотипных образов, касающихся механизма формирования и модели глубинного строения любого ОБ;

понимание роли и значения важнейших элементов дизъюнктивно-блоковой тектоники осадочного чехла и фундамента в размещении зон нефтегазонакопления;

- обоснование связи рифто- и бассейногенеза с глубинной и глобальной геодинамикой Земли и вывода о том, что эти образования неизбежны и являются следствием коромантийной (на всю толщину коромантийной оболочки) геодинамики и магмофлюидодинамики;

-обоснование общей закономерности размещения всех известных зон нефтегазонакопления, которые повсеместно приурочены к межрифтовым, внутририфтовым, межразломным и приразломным гипсометрически приподнятым блокам, включая зоны развития ловушек неантиклинального типа;

-обоснование генетического единства (в тектонофизическом смысле) всех осадочных и нефтегазоносных бассейнов Земли и одновременно индивидуальности любого ОБ по конкретным характеристикам (возрасту осадочного чехла, особенностям эволюции, геометрии в плане и в объеме, онтогенезу нафтидов и т.д. – абсолютно по всем параметрам) [3].

Более того, установлен эволюционный ряд ОБ от рифта до орогена и пенеплена с повторными циклами рифто- и бассейногенеза (рис.1).

Переходные комплексы в таком понимании формирования и эволюции ОБ являются фрагментами в разной степени разрушенных ОБ, на месте которых сформировались новые ОБ. Перспективы нефтегазоносности переходных комплексов обычно невысокие.

Стала понятна глубинная коромантийная структура бассейно- и нафтидогенеза и роль планетарной магмофлюидодинамической системы, которая обеспечивает геодинамику коромантийной оболочки в целом, деструкцию земной коры, погружение блоков и миграцию глубинных мантийных флюидов в консолидированную кору и осадочный чехол, в частности, водорода, который в осадочной толще гидрирует до насыщения органику, обеспечивая генезис УВ.

Как известно из материалов ГСЗ, под формирующимися рифтами и надрифтовыми депрессиями поверхность Мохоровичича занимает повышенное гипсометрическое положение. Изучение зависимости амплитуды погружения земной коры и, соответственно, толщины осадочного чехла ОБ от амплитуды подъёма поверхности Мохоровичича позволило установить следующую закономерность, а именно, на каждый объем накопившихся пород осадочного чехла в мантию возвращается два объема вещества консолидированной коры [4] в результате её замещения мантийным веществом и подъёма поверхности Мохоровичича. Установленная зависимость, по существу, является законом для ОБ, находящихся в данный момент в активной фазе формирования. А затем происходит старение ОБ, обусловленное неизбежной аккрецией деструктированного коромантийного сектора области рифтогенеза и надрифтовой депрессии, латеральное и вертикальное выжимание осадочного чехла, формирование орогенов с последующей денудацией и пенепленизацией.

Так происходило и происходит преобразование коромантийной оболочки континентов. Этот же процесс справедлив также для молодых геосинклинальных поясов и зон на окраинах океанов – через зрелые геосинклинали к молодым и древним платформам.

В общегеодинамическом плане стал понятен и планетарный механизм эволюции коромантийной оболочки в цикле Уилсона: от формирования Пангеи путем стягивания всех континентов вокруг мощнейшего пояса (зоны) дайвинга коромантийного вещества, структурированного в конвективную ячейку Бенара g-типа, а затем её распада в результате активизации новых поясов дайвинга на окраинах континентов [5].

Исходными методологическими предпосылками для опережающего прогноза нефтегазоносности крупных и уникальных месторождений УВ, в том числе и на больших глубинах, являются следующие:

1. Осадочные и нефтегазоносные бассейны являются по своей природе следствием общепланетарной и

региональной коромантийной геодинамики в границах группировок коромантийных плит (секторов), образующих конвективные ячейки Бенара g-типа.

2. ОБ формируются в процессе гравитационного неравномерного погружения (дайвинга) вертикальных и субвертикальных столбчатых тел коромантийного вещества, вызванного подплавлением и перераспределением нижнемантийного вещества на разделе внешнее ядро Земли – мантия, в связи с небходимостью и возможностью реализации для планеты Земля конвективного отвода эндогенной энергии.

3. Неравномерный дайвинг вертикальных и субвертикальных столбчатых тел вызывает изменения полей напряжений в мантийной оболочке, декомпрессию и генерацию в микро- и макрозонах бифуркаций на границах столбчатых тел, плавление мантийного вещества, восходящий магматизм, приводящий к неравномерной деструкции области коромантийной оболочки в контурах ОБ, а главное, деструкцию и неравномерное погружение блоков земной коры (рифтогенез), а затем формирование надрифтовой депрессии.

4. Для ОБ, находящихся на этапе формирования надрифтовых депрессий, главной закономерностью размещения зон нефтегазонакопления в осадочном чехле как на малых, так и на больших глубинах является приуроченность месторождений УВ к гипсометрически приподнятым межрифтовым, внутририфтовым, межразломным и приразломным блокам – в осадочном чехле это своды, мегавалы, валы, террасы, структурные мысы, а для ОБ, находящихся на начальных этапах «старения», добавляются в качестве зон нефтегазонакопления инверсионные и надвиговые структуры.

5. Дальнейшая эволюция ОБ связана с их постепенным разрушением, которое обусловлено продолжающимся дайвингом столбчатых коромантийных тел. Этот процесс завершается аккрецией деструктированной области коромантийной оболочки и формированием не только инверсионных и надвиговых структур, но и шарьяжей, вдвигов, то есть структур латерального и вертикального выжимания осадочного чехла, свойственных орогенам. Далее происходит денудация и почти полное (до основания) разрушение ОБ.

Из этих положений вытекают два важных методологических принципа: принцип генетического единства (в тектонофизическом смысле) всех ОБ, включая и нефтегазоносные, даже независимо от их индивидуальных параметров; и принцип индивидуальности, отражающий любые индивидуальные характеристики ОБ, такие как возраст, тектоногеодинамическая приуроченность, стратиграфическая полнота осадочного чехла, размеры и геометрия в плане, геотермический режим, гидрогеология и флюидодинамика, онтогенез нафтидов и т.д.

В настоящее время, когда достигнут высокий уровень освоения УВ ресурсов богатейших НГБ Земли, крупные месторождения УВ могут быть открыты в быстро формирующихся ОБ палеоген-неогенового возраста. Такие бассейны расположены в пределах активных и пассивных окраин континентов, в поясах современного орогенеза. Яркими примерами таких открытий на больших глубинах в недоизученных ОБ коллизионных поясов, на молодых и древних платформах могут быть месторождения Шах-Дениз в Южнокаспийской впадине; Кашаган, Тенгиз, Карачаганак, Астраханское в Прикаспийской впадине; месторождения Лунское, Чайво, Пильтун-Астохское на шельфе о-ва Сахалин в Охотоморском бассейне; Русановское, Ленинградское в Карском море, Каменномысское и Северокаменномысское в Обской Губе, а также в акваториях Баренцева моря – Штокмановское, Лудловское, Ледовое; в северной части Каспийского моря – Ракушечное, Имени Ю. Корчагина, Хвалынское, Центральное. Подобные открытия ожидаются в морях Восточной Арктики, не исключены они и в Российском секторе Чёрного моря.

В целом, глубокие недра ОБ менее благоприятны для формирования скоплений УВ, т.к. на больших глубинах происходит уплотнение пород осадочного чехла и снижение их фильтрационно-емкостных свойств. В возрастном ряду наиболее благоприятны для поисков месторождений УВ на больших глубинах молодые, ныне формирующиеся ОБ, отличающиеся большой скоростью погружения (2-8 мм в год) типа Южно-Каспийского и других бассейнов в пределах современных субдукционных, геосинклинальных поясов и зон. В таких ОБ глубокопогруженные пласты-коллекторы еще не утратили высоких значений пористости (20-25%) и сохраняют высокую проницаемость. Здесь же протекают интенсивные процессы генерации и миграции УВ в ловушки. Наиболее благоприятными условиями для формирования и сохранения крупных и уникальных скоплений УВ, в том числе в глубокопогруженных комплексах, отличаются подсолевые толщи в пределах меж- и внутририфтовых гипсометрически приподнятых блоков, например, Северо-Каспийской системы поднятий, склонов Соль-Илецкого свода и внутренних прибортовых зон Прикаспийской впадины; на севере Западно-Сибирского мегабассейна это Центрально-Карский мегавал, Северо-Малыгинская зона, Преображенский и Юрацкий своды; мегавалы и крупные приподнятые блоки в Тунгусской синеклизе, возможно в Присаяно-Енисейской и Юдомо-Майской впадинах Сибирской платформы.

В связи с накопившимися геолого-геофизическими материалами по региональному и глубинному строению российского сектора Арктики, позволяющих воссоздать макроструктуру осадочного чехла, переходных комплексов и фундамента, имеются все основания ожидать открытий крупных месторождений УВ преимущественно в кайнозойских и мезозойских комплексах пород потенциально газонефтеносных, находящихся в стадии формирования Лаптевоморском, Восточно-Сибирском и Чукотском бассейнах. Значительные газовые скопления здесь прогнозируются в неоген-палеогеновых отложениях, а нефтегазоконденсатные и нефтяные – в мезозойских и верхнепалеозойских комплексах преимущественно на глубинах 3,5-5,5 км.

Литература

1. Астафьев Д.А. Роль рифтогенеза в размещении зон нефтегазонакопления (на примере осадочных бассейнов России)/ Геодинамика, стратиграфия и нефтегазоносность осадочных бассейнов России// М:Тр.ВНИГНИ.СПб., 2001. с.37-58.
2. Астафьев Д.А. Прогноз новых зон газонефтенакопления и направления поисково-разведочных работ на шельфах Охотского и Берингова морей России/ Освоение морских нефтегазовых месторождений: состояние, проблемы и перспективы. Сборник научных трудов. ОАО «Газпром», ООО «ВНИИГАЗ», Москва, 2008. С.231-248.
3. Астафьев Д.А. Генетическое единство и индивидуальные различия в строении осадочных бассейнов // Геология нефти и газа – 2002.№2.С.47-51.
4. Астафьев Д.А. Коромантийные структуры бассейно- и нафтидогенеза// Генезис нефти и газа. – М.: ГЕОС, 2003. – с.24-27.
5. Астафьев Д.А. Группировки коромантийных плит в современной геодинамике Земли. Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания Межведомственного тектонического комитета РАН. М.: ГЕОС, 2007. С.31-35.
6. Айсберг Р.Е., Гарецкий Р.Г. Листрическая тектоника платформ // Доклады академии наук – 1996. –Т.346 - №3 – С.501-504.

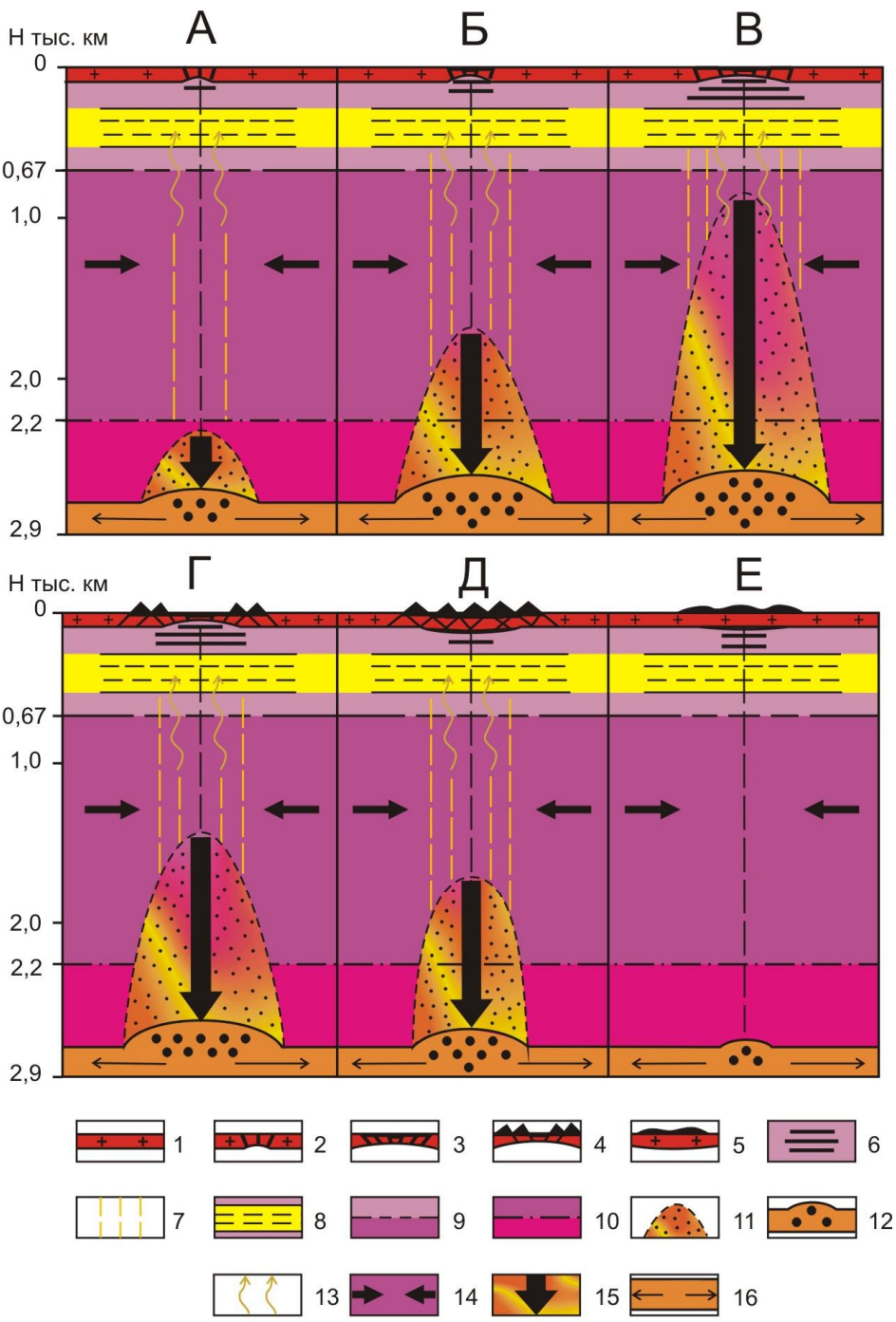


Рис. 1. Этапы геодинамической эволюции осадочных бассейнов Земли

1- земная кора, 2 – континентальные рифты, 3 – надрифтовые депрессии, 4 – аккреционные структуры, орогены, 5 – разрушенные и частично разрушенные орогены, 6 – линзы разуплотненного магматического вещества, 7 – зоны дайвинг-рифтогенной деструкции, 8 – астеносферный слой, 9 – раздел верхней и средней мантии, 10 – раздел средней и нижней мантии, 11- термо-магмоплюм, 12 – зоны плавления в слое «D^{11}», 13 – восходящие к поверхности магматические каналы, 14 – направления смещения коромантийных секторов в результате аккреции, 15 – направление гравитационного погружения (дайвинга) вещества коромантийной оболочки,16 – направление движения мантийного вещества. Этапы бассейногенеза: А – заложение континентальных рифтов, Б – заложение надрифтовых депрессий , В – сформировавшегося осадочного бассейна, Г – начальной трансформации окраин осадочного бассейна, Д – зрелого орогена, Е – частичной или полной денудации и пенепленизации.

ПЛАНЕТАРНЫЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС (ОСНОВНЫЕ КОРОМАНТИЙНЫЕ СТРУКТУРЫ И МЕХАНИЗМ ТЕКТОГЕНЕЗА)

Астафьев Д.А.

ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Московская обл., п.Развилка
(khain2011@gmail.com)

В настоящее время наблюдается стремительный прогресс в изучении Земли с использованием все более высокоразрешающих глубинных сейсмотомографических исследований, космических GPS и ГЛОНАС съемок, глобальных геологических, тектонических и других карт. Появилась возможность использовать в генерализованном виде гигантские базы накопленной геолого-геофизической информации и комплексировать её в различных совместимых сочетаниях с целью получения синергического эффекта при выявлении непознанных глобальных структур Земли и осмысления геодинамических процессов. Так, например, в результате совмещения тектонической карты Мира [4] с выделенными литосферными плитами, поясами спрединга и субдукции с картой траекторий абсолютного движения литосферных плит согласно модели Минстера-Джордана (с учетом знания основных положений тектоники литосферных плит) появилась возможность увидеть не только известный уже более полувека набор земных литосферных плит, но и то, что эти плиты явно образуют группировки (своеобразные «ансамбли»), имеющие свою конкретную коромантийную структуру и фактически строгое взаимоупорядоченное движение от поясов океанского спрединга к поясам и областям альпийского орогенеза и субдукции [1].

Таких группировок на данном этапе геодинамического развития Земли выделяется две. Первая и наиболее крупная группировка включает Африканскую, Аравийскую, Евразийскую, Индо-Австралийскую и Западно-Тихоокеанскую литосферные плиты, которые стягиваются (аккретируют) к Альпийско-Гималайскому складчато-надвиговому орогенному поясу, сочленяющемуся с Евразийским и Океанийским поясами субдукции.

Второй группировкой литосферных плит является Американо-Гренландская, включающая Южно- и Северо-Американские, Гренландскую, Кокос, Наска и Хуан-де-Фука плиты, которые стягиваются Кордильеро-Андийским поясом и Карибской зоной субдукции.

Самостоятельной и обособленной является Антарктическая плита с примыкающими сегментами Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Указанные группировки литосферных плит и обособленная Антарктическая плита сопряжены между собой по осевым линиям океанических поясов апвеллинга-спрединга. В таком понимании и разграничении указанные группировки и обособленная Антарктическая плита представляют собой отчетливо выраженные конвективные ячейки Бенара g-типа, в которых восходящие потоки (апвеллинг) образуют периметр, а нисходящие (дайвинг) тяготеют к внутренним зонам ячейки.

Литосферные плиты, а точнее коромантийные сектора, наращивают свою площадь и объём в поясах или зонах апвеллинга-спрединга за счет вертикальных наслоений магматического вещества в результате кристаллизации магмы. Полное для океанических и частичное поглощение для континентальных коромантийных секторов происходит в поясах и зонах дайвинга (это пояса и зоны субдукции, орогенеза, рифто- и бассейногенеза) за счет гравитационного погружения столбчатых тел на очаги плавления в подошвенном слое мантии Д$^{//}$. Столбчатая структура [5] нижних разделов литосферы и мантийной оболочки на фоне латеральной её расслоенности установлена фактически для всей коромантийной оболочки Земли. В

вертикальном разрезе от дневной поверхности до слоя Д// в строении земной конвективной ячейки по сейсмологическим данным выделяется твердофазная толща в объеме литосферы и большей части мантии до слоя Д// в ее подошве. В верхней мантии фрагментарно прослеживается пластичный астеносферный слой, частично, примерно на 7% , расплавленный, что и обеспечивает его пластичность. В твердофазной мантии возможны тектонические течения, пластические деформации и тектонические срывы (проскальзывания) в масштабе до сотен километров.

От идеальных конвективных ячеек Бенара земные отличаются отсутствием симметрии, сложными границами поясов и областей апвеллинга и дайвинга, латеральной расслоенностью и вертикальной столбчатостью, сложным фрактальным строением в объёме, преобладанием толщи (2500-2700 км) твёрдофазной верхней части коромантийной оболочки над пластичной (слой Д// толщиной 100-400 км) нижней частью. Функционирование конвективных ячеек Земли (одной, двух, трех и более) с параметрами – длина, толщина, состав, физико-химические свойства и др. – не соответствующими идеальным математическим, обусловлено гипсометрическим градиентом погружения подошвы коромантийной оболочки от поясов апвеллинга к поясам и областям гравитационного дайвинга. Перепад глубин между этими элементами составляет 6-10 км. Кроме того, стимулирование конвективной системы, даже можно сказать, обеспечение принудительной конвекции, может быть обусловлено не только вертикальными и латеральными градиентами температуры, но и градиентами давления, приливно-отливной (по существу импульсной) динамикой трехфазной мантии, возможно, и с участием плазмы в нижних её слоях и в жидком ядре. Этим и объясняется функционирование земных конвективных ячей при том, что они далеки от геометрических параметров и соотношений этих параметров для идеальной математической модели конвекции. Такие выводы стали возможны благодаря совмещению карты группировок коромантийных плит с поясами и областями дайвинга и апвеллинга со структурной картой поверхности жидкого ядра Земли, построенной по данным сейсмотомографии.

Подошвенная часть земной конвективной ячейки, представленная пластичным слоем Д//, является, вероятно, транзитной для латерального движения мантийных расплавов от поясов дайвинга на постоянно действующую подпитку апвеллинга в поясах спрединга. Этот слой по сейсмологическим данным также расслоен и изменчив в толщине. Утолщения и расслоенность наблюдаются под осадочными бассейнами, поясами и зонами дайвинга и апвеллинга. На слой Д// фактически опирается твердофазная часть коромантийной оболочки. Гипсометрия подошвы слоя Д// по сейсмотомографическим данным имеет перепад до 10 км. Прогнутые до 4-х км относительно идеальной поверхности внешнего ядра области подошвы слоя Д// расположены под поясами дайвинга, а приподнятые до 6-ти км – под поясами апвеллинга, что способствует движению мантийных расплавов из погруженных областей в приподнятые. В отличии от океанических коромантийных секторов континентальные сектора в поясах дайвинга наращиваются по площади и в объёме за счет рециклинга, способствующего формированию вулканических дуг и седиментации в задуговых, междуговых, преддуговых осадочных бассейнах и последующей их аккреции с превращением в складчато-надвиговые системы. С учетом неоднократных последующих циклов денудации, рифто- и бассейногенеза они вошли в состав молодых и древних платформ.

Движение расплавов мантийного вещества от поясов дайвинга к поясам апвеллинга очевидно дискретно как в объеме и по латерали слоя Д//, так и во времени, точно так же, как и движение твердофазных частей коромантийной оболочки в границах земных конвективных ячей, с той лишь разницей, что движение

твердофазных частей происходит от поясов спрединга к поясам и областям дайвинга. Кроме того, скорость движения твердофазных частей океанических коромантийных плит существенно (в 2-5 раз и более) превышает скорость движения континентальных коромантийных секторов, то есть они более интенсивно подвергаются деструкции, что и обуславливает смену океанических коромантийных секторов за 140-150 млн. лет. Учитывая возраст Земли ~ 4,6 млрд. лет, можно сделать вывод, что полное обновление океанических коромантийных секторов могло произойти 30 раз, возможно и более, так как на ранних этапах эволюции более горячей Земли конвекция могла быть более интенсивной. Это и обеспечило полноценный отвод эндогенной тепловой энергии, а вместе с этим обеспечило активную геодинамику и формирование всего разнообразия тектонических структур, включая океанические и континентальные коромантийные сектора, древние и молодые платформы, геосинклинальные пояса и зоны, осадочные бассейны и орогены.

История континентов и океанов [6] может быть более достоверно расписана как история формирования и распада Пангей с практическим выходом опять же в виде прогноза ресурсов полезных ископаемых и тенденций геодинамического развития на будущее.

Частичное разрушение континентов с возвратом корового вещества в мантию в процессе коромантийного дайвинга происходит в областях окраинно-континентального и континентального рифтогенеза, бассейногенеза в целом с последующей аккрецией и формированием горноскладчатых поясов и областей стабильной молодой континентальной литосферы. Наиболее интенсивно процесс деструкции континентальных коромантийных секторов происходит в современных геосинклинальных и орогенических поясах и областях. Во всех случаях деструкция (рифто- и бассейногенез), а затем аккреция. и орогенез коромантийных океанических и континентальных коромантийных секторов сопровождаются встречным восходящим магматизмом с активной дегазацией недр.

Под осадочными бассейнами эти процессы приводят к дифференциации литосферы на погруженные (в рифтах) и менее погруженные (межрифтовые) блоки (столбчатые тела), формирующие тектонический облик (каркас) осадочных бассейнов. На синрифтовом этапе и последующем этапе надрифтовой депрессии тектонические структуры фундамента и осадочного чехла формируются конседиментационно, а на этапе последующей аккреции структуры формируются инверсионно. В составе мантийных флюидов в литосферу, в частности, в консолидированную земную кору и осадочный чехол внедряются, среди прочих газов, большие объемы водорода, который гидрирует органическое вещество, способствуя выделению больших объемов газообразных и жидких УВ. Во всех нефтегазоносных бассейнах Мира наиболее крупные и уникальные зоны нефтегазонакопления приурочены к межрифтовым, внутририфтовым, межразломным и приразломным блокам.

Области и пояса дайвинга коромантийного вещества, инициирующие встречный восходящий магматизм, транзитный слой $Д^{//}$ на разделе ядро-мантия и пояса апвеллинга-спрединга образуют (включают в себя) планетарную магмофлюидодинамическую систему, которая обеспечивает функционирование конвективных земных ячей (рис.1), а следовательно, весь планетарный тектогенез и в значительной степени (за счет поступления в осадочную толщу глубинного водорода) нафтидогенез. Элементами этой системы с медленным дайвингом и встречным восходящим магматизмом являются континентальные рифтовые системы, осадочные бассейны и орогены. В океанах аналогичными элементами являются области вулканизма, а также рифтогенеза на океанических плато, например, плато Шатского. Эта же планетарная магмофлюидодинамическая система обеспечивает эффективный отвод эндогенной тепловой энергии,

выделяющейся на разделе ядро-мантия, а также циклический процесс формирования и распада Пангей [2,3].

Причиной формирования Пангей является доминирование поясов или областей дайвинга в одной или нескольких смежных конвективных ячеях, охватывающих коромантийные сектора бывшего Панталассы, проградирование дайвинга в направлении к поясам апвеллинга с последующим их поглощением, слиянием конвективных ячей в одну и синхронным формированием нового Панталассы. Причиной распада Пангей является ослабление дайвинга в области закрывшегося Панталассы (например, Палеотетиса) и усиление дайвинга на окраинах Пангеи, после чего окраинные пояса дайвинга, поглощая океанические коромантийные сектора и проградируя к поясам апвеллинга, приводят к распаду (разрыву) Пангеи и раскрытию новых океанов типа Атлантического, Индийского, но при этом поглощению Тихого океана – так реализуется цикл Уилсона. Конвективные ячейки функционируют благодаря продолжающемуся выделению эндогенной энергии на разделе ядро-мантия и наличию в коромантийной оболочке Земли планетарной магмофлюидодинамической системы.

Основными элементами магмофлюидодинамической системы Земли являются: пояса и области дайвинга внутри конвективных ячеек под зонами субдукции, формирующимися орогенами, континентальными рифтами и осадочными бассейнами – транзитный слой $Д^{//}$ на разделе ядро-мантия или внешние слои жидкого ядра, по которым осуществляется перераспределение мантийного вещества в виде магматических расплавов на постоянно действующую подпитку апвеллинга – пояса апвеллинга под океаническими рифтами, где происходит вынужденное раздвигание коромантийных плит, дискретный подъем магматических расплавов и наращивание (омоложение) коромантийной оболочки Земли на всю ее толщину – дискретная квазижидкая фаза в твердофазных сегментах коромантийных плит, концентрирующаяся преимущественно в областях дайвинга под континентальными рифтами, осадочными бассейнами и орогенами в связи с деструкцией и аккрецией под ними коромантийного вещества до слоя $Д^{//}$.

Таким образом, концепция тектоники литосферных плит может быть преобразована в более совершенную концепцию тектоники и геодинамики коромантийных секторов. Детальная разработка концепции тектоники и геодинамики коромантийных секторов обеспечит многоплановый прогресс в развитии практически всего комплекса наук о Земле. Наиболее значимые научно-практические направления – это сейсмология и разработка методик более достоверного прогноза места и времени катастрофических землетрясений на основе вертикально-субвертикальных деформаций (разрыва-схлопывания) столбчатых тел мантийного вещества на глубинах 200-600 км под поясами и областями дайвинга.

Разрушительные глубинные землетрясения являются результатом компенсации интенсивного неравномерного дайвинга и растяжения (вертикального или субвертикального) коромантийных столбчатых тел в поясах и зонах субдукции, современного орогенеза и рифтогенеза. Инструментальный контроль и мониторинг этих процессов обеспечат возможность прогноза катастрофических сейсмических событий.

Важно также переосмысление истории формирования крупных регионов, металлогенетических и нефтегазоносных поясов и областей, их глубинного строения и уточнения прогнозов ресурсов полезных ископаемых, альтернативных направлений поисково-разведочных работ, особенно на больших глубинах.

Литература

1. *Астафьев Д.А.* Группировки коромантийных плит в современной геодинамике Земли. Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания

Межведомственного тектонического комитета РАН. М.: ГЕОС, 2007. С.31-35.
2. *Астафьев Д.А.* Экстремальные состояния геодинамики Земли./ Фундаментальные проблемы геотектоники Материалы XL Тектонического совещания Межведомственного тектонического комитета РАН. М.: ГЕОС, 2007. С.36-39.
3. *Астафьев Д.А* Причины формирования и распада Пангей./Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Том 1. Материалы XLIII Тектонического совещания Межведомственного тектонического комитета РАН. М.: ГЕОС, 2010. С.25-29.
4. Тектоническая карта Мира. Масштаб 1:45000000. Ответственные редакторы Ю.Г.Леонов, В.Е.Хаин. 1982 г.
5. Широкоугольное сейсмическое профилирование дна акваторий. В 2 ч. Ч. II. Внутренняя структура океанской земной коры по данным многоканального глубинного сейсмического профилирования. *Ю.А.Бяков, И.Ф.Глумов, Л.И.Коган, и др.* – М.: Наука, 2001. –293 с.
6. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). –М. Научный мир, 2001. –606 с.

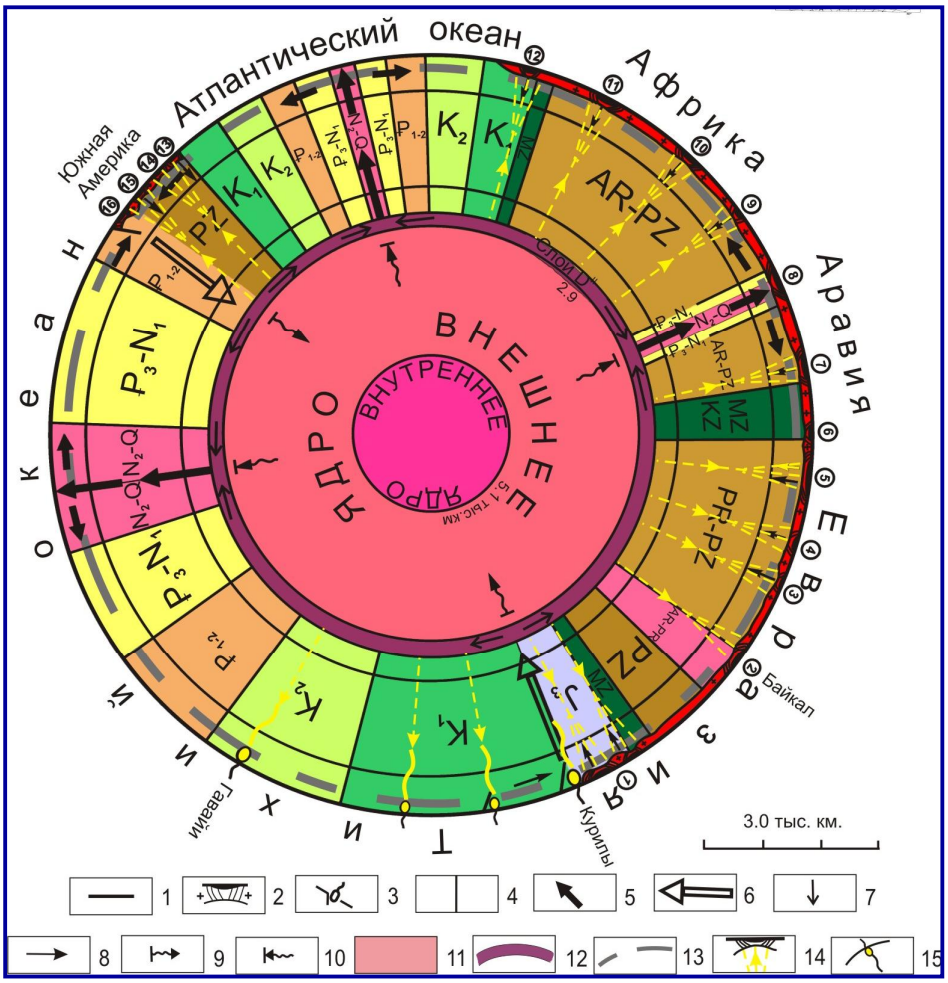


Рис. 1. Строение коромантийной оболочки с глобальной магмофлюидодинамической системой Земли. 1 - земная кора океанического типа, 2 - земная кора континентального типа с осадочными бассейнами, 3 - островные вулканические дуги над зонами субдукции океанической коры, 4 - субвертикальные возрастные границы в коре и мантии; 5-8 - направления движения мантийного вещества: 5 - в зонах активного апвеллинга и спрединга, 6 - в зонах активного даунвеллинга, 7 - в слое D, 8 - под осадочными бассейнами на континентах; 9 - зоны активного поступления вещества во внешнее ядро в процессе химико-плотностной дифференциации, 10 - зоны активной отдачи вещества в мантию из внешнего ядра, 11-15 - элементы глобальной дегазационной системы Земли: 11 - внешнее (жидкое) ядро, 12 - квазижидкий слой DII и потоки восходящей магмы в зонах апвеллинга, 13 - астеносферный дискретный слой, 14 - дискретный, восходящий к поверхности магматизм под осадочными бассейнами, 15 - магматические очаги и каналы под зонами вулканизма.
Осадочные бассейны нефтегазоносные (НГБ) и возможно нефтегазоносные (ВНГБ):

1 - Охотоморский НГБ, 2 - Лено-Тунгусский НГБ, 3 - Зайсанский НГБ, 4 - Чу-Сарысуйский НГБ, 5 - Амударьинский НГБ, 6 - Тирпульский ВНГБ, 7 - Персидского залива НГБ, 8 - Красноморский НГБ, 9 - Верхненильский НГБ, 10 - Танганьикский ВНГБ, 11 - Окаванго ВНГБ, 12 - Намибийский НГБ, 13 - Пелотас ВНГБ, 14 - Рио-Саладо ВНГБ, 15 - Мендоса НГБ, 16 - Лебу-Араукo НГБ.

ЭЛИЗИОННО-КАТАГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АТКАНСКОЙ СВИТЫ АЯН-ЮРЯХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Астахова А.А., Хардиков А.Э.

Геолого-географический факультет Южного федерального университет г. Ростов-на-Дону (khardikov@sfedu.ru)

Проводимые в последние годы геологоразведочные работы в центральной части Яно-Колымской золотоносной провинции выявили гигантский потенциал крупнотоннажных месторождений, которые относятся к золото-кварцевой формации и в подавляющем большинстве случаев выражены линейными штокверками в терригенных породах (наталкинский тип). Месторождения этого типа представляют собой систему разрозненных относительно богатых жил, объединенных с зонами убогого прожилкования в единую рудную залежь. Они приурочены к позднепалеозойско-раннемезозойскому верхоянскому терригенному комплексу, не вмещающему крупных интрузивных массивов и не затронутому региональным метаморфизмом; размещены на определенных литолого-стратиграфических уровнях и связаны с вулканогенно-осадочными породами. Например, установлено, что около 75% запасов золота Наталкинского месторождения локализовано в пачках пород, содержащих до 40% пирокластического и терригенного материала псефитовой и псаммитовой размерности. Это говорит о генетической связи месторождений золота с вулканогенно-осадочными комплексами, литолого-фациальные исследования которых - один из путей решения фундаментальной проблемы сингенеза рудных и рудовмещающих формаций Яно-Колымской провинции.

Для Аян-Юряхского антиклинория одним из наиболее продуктивных литолого-стратиграфических уровней является атканская свита верхней перми. Локализованные в ней месторождения золота (Ковбой, Боец, Токичан, Наталка, Павлик и др.) выстраиваются цепочкой вдоль юго-западной границы распространения свиты, в то время как северо-восточная часть площади ее развития не содержит значительных залежей. Причины этого мы пытались найти на основе литолого-палеогеографических реконструкций и стадиального анализа.

Нами детально изучено 34 разреза атканской свиты и использованы описания предшественников [2]. По строению все разрезы подразделяются на два типа. Первый тип локализован в бассейне р. Кулу, а также в верхних течениях рек Тенька, Хурэн и Детрин; второй - в нижних течениях рек Аян-Юрях, Берелех, Тенька и Детрин а также верховьях р. Колыма. Проведенные исследования позволяют сделать вывод об обстановках осадконакопления атканской свиты.

Формирование атканской свиты происходило в условиях трансгрессии моря и выдвижения дельт рек, впадавших в эпиконтинентальный морской бассейн с юго-запада (с Охотского массива). Наблюдаемая закономерная смена по площади одних типов пород другими, позволяет выделить в составе атканской свиты два литолого-фациальных комплекса отложений (рисунок 1) подводно-аллювиальных проток авандельты и 2) бровки шельфа и континентального склона [4].

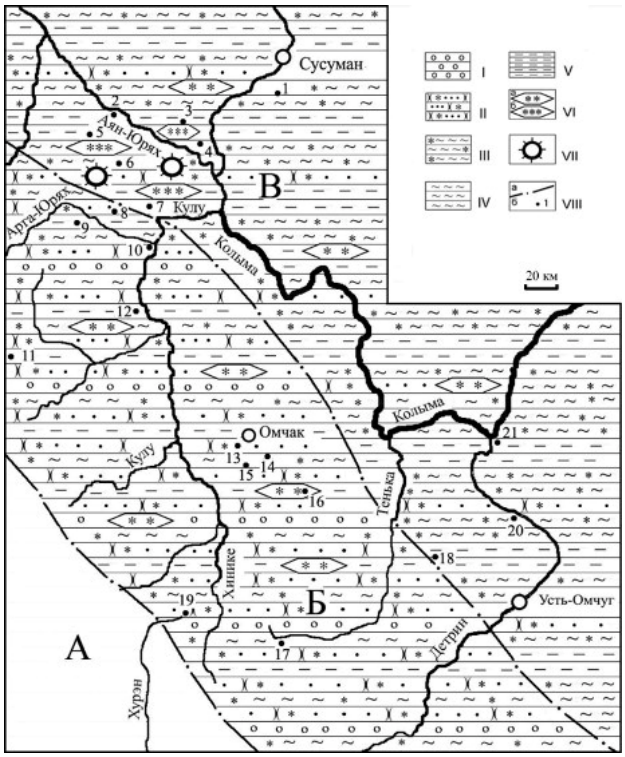


Рис. 1. Литолого-палеогеографическая схема бассейна верхнего течения р. Колыма для времени формирования атканской свиты.

А – северо-восточное обрамление Охотского массива (область отсутствия отложений атканской свиты); Б – литолого-фациальный комплекс отложений подводно-аллювиальных проток авандельты; В – литолого-фациальный комплекс отложений бровки шельфа и континентального склона (центральная и юго-восточная части Аян-Юряхского антиклинория). I – гравелиты; II – туфопесчаники; III - туфоалевролиты; IV – алевролиты; V - туфоаргиллиты и кремнистые аргиллиты; VIa – линзовидные прослои туффитов; VIб – линзовидные прослои туфов; VII – центры вулканических извержений; VIIIa – границы литолого-фациальных комплексов; VIIIб – разрезы отложений атканской свиты (бассейн р. Берелех: 1 – водораздел Берелех-Сума; бассейн р. Аян-Юрях: 2 – р. Аян-Юрях; 3 – руч. Лошкаллах; 4 – руч. Тырселях; 5 – руч. Вороний; бассейн р. Кулу: 6 – руч. Афанасий; 7. руч. Хугланнах; 8 – руч. Межевой; 9 – руч. Апогей; 10 – устье р. Арга-Юрях; 11 – р. Нерючи; 12 – руч. Индус; бассейн р. Тенька: 13 – руч. Наталкин; 14 – руч. Омчак; 15 – руч. Павлик; 16 – водораздел Старатель-Грустный; 17 – правобережье верхнего течения р. Тенька; 18 – правобережье верхнего течения р. Нелькоба; бассейн р. Хурен: 19 – руч. Титан; бассейн р. Детрин: 20 – руч. Вакханка; 21 – устье р. Детрин).

Литолого-фациальный комплекс отложений проток авандельты получил распространение в юго-западной части исследуемой территории. Он представлен толщей чередования мелкозернистых алевритистых туфопесчаников и песчанистых туфоалевролитов. Толща содержит пачки кремнистых аргиллитов и туфоаргиллитов, а также маломощные невыдержанные прослои гравийно-псаммитовых лито-кристалло-кластических туффитов андези-дацитов, иногда гравелитов и галечных конгломератов.

Формирование литолого-фациального комплекса происходило на внешнем шельфе нормального морского бассейна в условиях миграции мелких проток авандельты, донных течений, слабого волнового воздействия, лавинной седиментации и не полностью компенсированного прогибания дна. В течение времени формирования отложений атканской свиты в зоне развития описываемого литолого-фациального комплекса существовали периоды активизации дельтового привноса. Им соответствуют толщи переслаивания туфопесчаников и туфоалевролитов с пластами туфоаргиллитов и гравелитов. Эти периоды сменялись ослаблением дельтовой активности (пачки, сложенные туфоалевролитами с прослоями туфопесчаников).

Литолого-фациальный комплекс отложений бровки шельфа и континентального склона расположен в северо-восточной части территории. Он представлен мощной (сотни метров) толщей туфоалевролитов с маломощными прослоями (первые метры, иногда десятки метров) туфопесчаников, туфоаргиллитов и пачками тонкого линзовидного переслаивания туфоалевролитов, туфоаргиллитов. В толще встречаются невыдержанные прослои и линзы гравийно-псаммитовых лито-кристалло-кластических туффитов, пепловых и лапиллиевых туфов андези-дацитов, а также лидитов.

Широкое развитие как микро-, так и макрооползневых деформаций, позволяет говорить о накоплении осадков на достаточно крутых уклонах дна. Наличие оползневых фрагментов более древних пород, сформировавшихся в условиях шельфа, позволяет считать, что в зоне формирования отложений описываемого литолого-фациального комплекса существовали обстановки континентального склона. В этих условиях осадки накапливались под воздействием вязких автокинетических потоков, донных течений, выделения алевритовых и глинистых илов из взвеси, при

постоянном сползании и перемещении осадочных масс по крутому склону, образовавшемуся в результате обрушения края шельфа.

Осадконакопление в течение времени формирования атканской свиты сопровождалось окраинно-континентальным вулканизмом островного типа, оказавшего существенное влияние на характер строения толщи. Поступавший в морской бассейн пирокластический и лавовый материал способствовал широкому развитию эффузивно-обломочных образований. Сравнительно однообразный состав туфов на всех участках Аян-Юряхского антиклинория при их резкой фациальной изменчивости, а также рассеянные в атканской свите псефитовые обломки вулканитов заставляют искать местные, причем, весьма многочисленные источники поступления вулканогенного материала. Они группируются в линейную вулканическую цепь, совпадающую с осью Аян-Юряхского антиклинория, и тяготеют к зоне глубинного разлома. По мере удаления от предполагаемых центров извержения уменьшается количество крупнообломочного пирокластического материала, увеличивается степень окатанности и разложенности лито- и кристаллокластов, исчезают прослои туфов, уменьшается мощность туффитов.

Учитывая литолого-фациальные особенности и условия образования отложений атканской свиты Аян-Юряхского антиклинория, можно объяснить образование золоторудных месторождений с помощью элизионно-катагенетической модели.

Диагенез отложений атканской свиты в условиях лавинной седиментации не был завершен в силу своей кратковременности. Поскольку интенсивный привнос материала реками происходил при высоких темпах тектонического проседания дна бассейна, находящееся в неравновесном состоянии реакционно-способное осадочное и вулканогенное вещество очень быстро попадало на глубину, в термодинамические условия катагенеза, где происходили существенные структурно-минералогические изменения. Породам свойственна неоднородность постседиментационных преобразований. Она зависит от количества седиментационного глинистого цемента и определяется условиями накопления осадков. Алеврито-псаммиты с контурно-поровым цементом интенсивнее изменены, чем алеврито-глинистые отложения и алеврито-псаммиты с порово-базальным цементом. Это обусловлено лучшей проницаемостью песчаников и алевролитов. Такие преобразования в генетическом отношении не являются метаморфическими, а отвечают катагенетической стадии. В алевритово-глинистых породах катагенетические преобразования почти не сказались на обломочных зернах. Изменениям было подвергнуто только глинистое вещество. Важную роль в этом играло рассеянное органическое вещество. Его присутствие ускоряло постседиментационное преобразование глинистых минералов, в первую очередь монтмориллонита, который почти полностью замещен гидрослюдой и хлоритом.

Неравномерность постседиментационных изменений пород атканской свиты, связанная с различием литологического состава отложений юго-западной и северо-восточной частей площади ее распространения, приводит к неравномерному разогреву в условиях катагенеза и миграции кремнезема, золота и других рудных элементов. Поскольку необратимый процесс уплотнения глинистых коллоидно-дисперсных систем сопровождается увеличением их температуры, в толще атканской свиты, обладающей литолого-фациальной неоднородностью, возникает латеральный термический градиент и, в связи с этим, латеральная миграция нагретых элизионных вод. При этом в качестве генератора золотоносных кремнекислых растворов выступает литолого-фациальный комплекс отложений бровки шельфа и континентального склона, а местом разгрузки этих растворов является литолого-фациальный комплекс отложений проток авандельты. Здесь формируются

послойные и секущие кварцевые жилы и прожилки (Токичанское, Аурумское, Бодринское рудные поля, месторождения Наталка, Павлик и др.). Степень рудоносности их определяется концентрацией золота и других элементов в эксфильтрационных растворах.

Литература

1. Бяков А.С. О пермской геодинамике и палеогеографии Северо-Востока Азии (по седиментологическим и биогеографическим данным) // Материалы Всерос. Совещания, посвященного 90-летию академика Н.А. Шило. Т. 1. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 131-134.
2. Бяков А.С., Ведерников И.Л. Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинория: препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 69 с.
3. Ганелин В.Г. Таймыро-Колымская подобласть // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 286). Л.: Недра, 1984. С. 111-142.
4. Хардиков А.Э., Парада С.Г., Холодная И.А. Литолого-фациальные условия золотоносности верхнепермских отложений Аян-Юряхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области // Руды и металлы. 2009. № 3. С. 22-28.

ХИМИЧЕСКИЙ БАЛАНС СЕЛЕНГИНСКОГО РЕЗЕРВУАРА ОЗ. БАЙКАЛ

Астраханцева О.Ю., Чудненко К.В., Глазунов О.М.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г.Иркутск
(astra@igc.irk.ru)

Накопленный большой эмпирический материал по оз. Байкал, успехи компьютерных технологий последних 10-20 лет делают возможным разработку в достаточной степени научно обоснованного подхода к исследованию геохимических процессов в системе “оз. Байкал – окружающая среда (потоки)” методами физико-химического моделирования на ЭВМ. Формирование физико-химических моделей начинается с начального этапа – геолого-геохимической модели сложной системы “оз. Байкал – потоки”, что обуславливает необходимость определения баланса масс – количества вещества в водах озера и потоках, поступающих и вытекающих из озера и установления особенностей миграции и аккумуляции компонентов, поступающих в озеро с потоками.

Установлено, что по физико-химическим параметрам (температуре, давлению, химическому составу), т.е. условиям формирования новообразованного продукта, возникающего в результате взаимодействия вещества вод озера с веществом потоков окружающей среды, озеро Байкал является мегасистемой. Фактором или причиной, обуславливающей особенности механизма формирования качества вод и различия его по акватории озера (в резервуарах) является особенность морфологии Байкала – сложный рельеф дна и, соответственно, перепады глубин, определяющие своеобразие гидродинамических процессов, градиентов температуры, давления, интенсивность водообмена в пяти резервуарах озера: Южном, Селенгинском, Среднем, Ушканьеостровском, Северном [17].

Рразработана и реализована методика формирования геолого-геохимической модели сложной системы “Оз. Байкал – потоки” [17]. С учетом физико-химических параметров вод оз. Байкал проведена оценка их геохимического состояния; по условиям формирования новообразованного вещества и характеру геохимической среды Байкал рассматривается как многорезервуарная система [2, 3, 17]. Были оценены среднемноголетние содержания систем и потоков мегасистемы “Оз. Байкал” [1, 4, 5]. В работе использованы данные, опубликованные в научной литературе по оз. Байкал Оценены морфометрические характеристики, интенсивность водообмена в резервуарах и водные балансы потоков, впадающих и вытекающих из резервуаров [11, 13]. Проведена количественная оценка масштабов движения подземных вод в земной коре водосборных бассейнов резервуаров озера, которая позволила оценить масштабы подземного химического выноса [6 - 8, 10]. Оценена внутренняя нагрузка – потоки из донных отложений и потоки в донные отложения в резервуарах [9, 12]. Проведена оценка взаимодействия вещества в мегасистеме “оз. Байкал – окружающая среда (потоки)” – рассчитаны химические балансы макро-, микро-, биогенных элементов и органического вещества в резервуарах озера и потоках, впадающих в эти резервуары и вытекающих из них [14 – 16].

В данной статье мы покажем годовую количественную характеристику вещества в Селенгинском резервуаре, а так же в потоках, впадающих и вытекающих из него (табл.1 – 3), оценим вклад каждого из потоков в химический баланс резервуара, установим пространственную миграцию компонентов в водах резервуара, выделим подвижные и инертные компоненты; установим классы элементов экологической опасности, сделаем вывод о геохимической устойчивости экосистемы “Селенгинский

резервуар" к загрязнению химическими элементами и органическим веществом.

Установление количественных характеристик химического баланса Селенгинского резервуара оз. Байкал позволило сделать следующие **выводы.**

Селенгинский резервуар испытывает большую внешнюю нагрузку и ничтожную внутреннюю – вещество, поставляемое потоком из донных отложений в Селенгинском резервуаре составляет всего 0.7 % от общего прихода. Основное количество вещества в резервуар поступает с реками, речной взвесью, притоком озерных вод из Среднего резервуара, минеральными водами (основной источник брома). Поток из донных отложений является основным источником Co, V, Rb.

В Селенгинском резервуаре захоранивается 7 % вещества, поступающего в резервуар с внешней и внутренней нагрузкой и 91% вещества, поступающего с потоками в донные отложения. Вещество, уходящее с потоком в донные отложения, составляет 16 % от резервуарной статьи "Расход".

Селенгинский резервуар проточен для кальция, анионов основных элементов и небольшой группы микроэлементов (Cu, Hg, Sr, Zn, Br, B) и является биогеохимическим барьером для остальных компонентов. Связанное вещество накапливается в донных отложениях, и лишь малая часть – в водах.

Определен круг компонентов, частично участвующих в химических круговоротах: Mn^{2+}, As, Cd, Co, U, V, Rb, Ti, PO_4^{3-}, $Fe_{общ}$.

При попадании химических элементов и органического вещества в озеро Байкал с техногенным стоком экосистема "Селенгинский резервуар" обладает способностью восстанавливать исходный химический состав вод в отношении легкоподвижных выносящихся Ca^{2+}, SO_4^{2-}, HCO_3^-, Cl^-, Cu, Hg, Sr, Zn, Br, B (четвертый класс экологической опасности), слабоподвижных, захоранивающихся в донных отложениях Al, Si, Cr, и умеренно подвижных, частично выносимых и частично уходящие с потоком в донные отложения и захоранивающихся в них K^+, Na^+, Mg^{2+}, NO_3^-, Pb, Mo, $C_{орг}$, $N_{орг}$, $S_{орг}$ (третий класс экологической опасности). Экосистема "Селенгинский резервуар" геохимически неустойчива (не способна восстановить исходный химический состав вод) при попадании с техногенным стоком накапливающихся в водах слабоподвижных Mn^{2+}, As, Co, V, Rb, Ti, $Fe_{общ}$. и умеренно подвижных Cd, U, PO_4^{3-} (второй класс экологической опасности).

Литература

1. *Астраханцева О.Ю.* Принципы создания модели "Мегасистема "Оз. Байкал"", база данных // Проблемы земной цивилизации. Сборник статей "Поиск решения проблем выживания и безопасности Земной цивилизации". Вып.6, ч.1. - Иркутск, ASPrint, 2002. - С. 72-121.
2. *Астраханцева О.Ю.* Создание физико-химической модели "Мегасистема "Оз. Байкал"". Выделение полуавтономных подсистем в озере Байкал // Бюллетень ВСНЦ СО РАМН, 2003, №7. С. 124-129.
3. *Астраханцева О.Ю.* Подход к формированию физико-химической модели "Мегасистема "Оз. Байкал"" // Экосистемы и природные ресурсы горных стран. Материалы Первого Междунар. симпоз. "Байкал. Современное состояние поверхностной и подземной гидросферы горных стран". – Новосибирск: Наука. 2004. - С. 211-233.
4. *Астраханцева О.Ю.* База данных химического состава вод и потоков оз. Байкал // Экосистемы и природные ресурсы горных стран. Материалы Первого Междунар. симпоз. "Байкал. Современное состояние поверхностной и подземной гидросферы горных стран". – Новосибирск: Наука. 2004. - С. 233-260.
5. *Астраханцева О.Ю.* Потоки "Атмосферный аэрозоль", впадающие в системы мегасистемы Оз. Байкал // Фундаментальные проблемы изучения и использования воды и водных ресурсов. Материалы научной конф. (Иркутск: Институт географии СО РАН, 20-24 сентября 2005г.). Иркутск: 2005. С. 389-391.
6. *Астраханцева О.Ю.* Методика сбора и обработки данных по подземным водам артезианских бассейнов и гидрологическим массивам, окружающим озеро Байкал //

Экология и технология. Материалы докладов VII междунар. конгресса “Вода: экология и технология”. ЭКВАТЭК – 2006 (Москва, 30 мая-2 июня). М., 2006. Ч.1. С.189 – 190.

7. *Астраханцева О.Ю.* Средние содержания компонентов в потоках “Подземные воды”, впадающих в резервуары мегасистемы “Озеро Байкал” // Экология и технология. Материалы докладов VII междунар. конгресса “Вода: экология и технология” ЭКВАТЭК – 2006 (Москва, 30 мая-2 июня). М., 2006а. Ч.1. С.252 – 253.
8. *Астраханцева О.Ю.* Потоки “Подземные воды”, впадающие в резервуары мегасистемы “Озеро Байкал” // Экология и технология. Материалы докладов VII междунар. конгресса “Вода: экология и технология” ЭКВАТЭК – 2006 (Москва, 30 мая-2 июня). М., 2006б. Ч.1. С.228 – 229.
9. *Астраханцева О.Ю.* Потоки “Поток компонентов из донных отложений” и “Поток компонентов в донные отложения” пяти резервуаров оз. Байкал (Южного, Селенгинского, Среднего, Ушканьеостровского, Северного) // Известия вузов Сибири. Серия наук о Земле. 9-10 выпуск. 2006в. С.139-142.
10. *Астраханцева О.Ю.* Количественная оценка потока “Подземные воды”, впадающего в озеро Байкал, для пяти резервуаров озера Байкал: Южного, Селенгинского, Среднего, Ушканьеостровского, Северного // Вестник ИрГТУ, 2007а, № 3 (31), С.15-21.
11. *Астраханцева О.Ю.* Расчет морфометрических характеристик сложной системы “Озеро Байкал” // Вестник ИрГТУ, 2007б, № 4 (32), С.42-49.
12. *Астраханцева О.Ю.* Вклад потоков “Потоки компонентов в донные отложения” и “Потоки компонентов из донных отложений” в химические балансы пяти резервуаров (Южного, Селенгинского, Среднего, Ушканьеостровского, Северного) мегасистемы Оз. Байкал // Материалы Всеросс. науч. конф. (Иркутск: Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 24-30 сентября, 2007г.). Иркутск, 2007в. С.115-119.
13. *Астраханцева О.Ю., Глазунов О.М.* Водный баланс мегасистемы “Озеро Байкал”. Вестник ИрГТУ, 2008, № 3 (35), С. 148 – 154.
14. *Астраханцева О.Ю., Тимофеева С.С., Глазунов О.М.* Химические балансы пяти резервуаров озера Байкал // Вестник ИрГТУ, 2009, № 1 (37), С. 11 – 23.
15. *Астраханцева О.Ю., Тимофеева С.С., Глазунов О.М.* Основные источники прихода компонентов в химических балансах резервуаров озера Байкал // Вестник ИрГТУ, 2009а, № 3 (39), С. 6-16.
16. *Астраханцева О.Ю., Тимофеева С.С., Глазунов О.М.* Пункты расхода компонентов в химических балансах резервуаров озера Байкал // Вестник ИрГТУ, 2009б, № 4 (40), С. 6-13.
17. *Астраханцева О.Ю., Чудненко К.В., Глазунов О.М.* Выделение полуавтономных систем в озере Байкал // Вестник ИрГТУ, 2010, № 4 (44), С. 6-16.

Таблица 1

Среднемноголетнее годовое содержание химических веществ в потоках (внешняя и внутренняя нагрузка), впадающих в Селенгинский резервуар мегасистемы "Озеро Байкал"

Ком-по-нент	Потоки, впадающие в озеро Байкал, (10^9г/год)									
	Селенгинский резервуар									
	аэрозоль	дождь+ снег	реки		взвесь речных вод	подзем-ные воды	мине-ральные воды	приток озерных вод из Среднего резервуара	поток из донных отложений	суммар-ный приход
			малые притоки	основные прито-ки						
K^+	0.555	0.215	1.11	39.4	19.1	0.61	0.382	53.8	0	115
Na^+	0.467	$8.94x10^{-2}$	3.94	169	15.5	26.7	14.1	140	0	370
Ca^{2+}	0.965	1.3	18.3	581	15.8	15.9	4.26	607	0	$1.24x10^{+3}$
Mg^{2+}	0.498	$8.94x10^{-2}$	5.84	167	20.6	1.73	0.23	119	0	314
Al	0.437	$3.07x10^{-2}$	0.189	1.08	57.9	«-»	0.225	3.43	0	63.3
Si	6.6	0.281	3.72	158	613	«-»	1.56	44.7	0	828
Mn^{2+}	$3.24x10^{-2}$	$2.72x10^{-3}$	$2.33x10^{-2}$	0.116	1.29	«-»	$1.41x10^{-3}$	$7.45x10^{-2}$	1.23	2.77
$Fe_{общ}$	1.78	$1.07x10^{-3}$	$6.41x10^{-2}$	1.84	43.6	«-»	0	1.34	63.1	112
SO_4^{2-}	10.5	0.947	11.8	338	133	8.72	11.8	178	0	693
HCO_3^-		4.56	104	$2.74x10^{+3}$	0	43.7	16.2	$2.49x10^{+3}$	0	$5.4x10^{+3}$
Cl^-	0.361	0.222	0.903	56.6	30.6	10.3	14.6	24.7	0	138
NO_3^-	1.52	0.169	0.407	12.6	«-»	«-»	«-»	1.82	0	16.5
NH_4^+	0	0.175	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	0	0.175
PO_4^{3-}	0.946	$7.15x10^{-3}$	$2.07x10^{-2}$	1.26	4.38	«-»	$2.09x10^{-4}$	0.36	2.02	8.99
H	$3.53x10^{-2}$	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	0	$3.53x10^{-2}$
O	3.93	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	432	0	436
As	$1.9x10^{-3}$	$5.72x10^{-5}$	«-»	«-»	$2.58x10^{-2}$	«-»	$1.05x10^{-3}$	$1.13x10^{-2}$	$2.09x10^{-2}$	0.061
B	0	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	$2.81x10^{-2}$	0.35	$1.09x10^{-2}$	0.389
Cr	$6.54x10^{-3}$	$3.58x10^{-5}$	$3.26x10^{-4}$	$6.46x10^{-3}$	$9.24x10^{-2}$	«-»	$6.32x10^{-4}$	$2.23x10^{-2}$	0	0.129
Cu	«-»	$1.14x10^{-3}$	$2.28x10^{-3}$	$7.15x10^{-2}$	0.015	«-»	$1.41x10^{-3}$	$3.72x10^{-2}$	0	0.129
Cd	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	0	$8.65x10^{-4}$	$4.09x10^{-4}$	$1.27x10^{-3}$
Hg	«-»	$1.22x10^{-4}$	$1.91x10^{-4}$	$6.13x10^{-3}$	$1.18x10^{-3}$	«-»	$4.91x10^{-5}$	$9.88x10^{-3}$	0	$1.76x10^{-2}$
Pb	$2.96x10^{-2}$	$7.15x10^{-4}$	$3.12x10^{-4}$	$7.61x10^{-3}$	$3.12x10^{-2}$	«-»	$7.03x10^{-4}$	0.02	0	$9.01x10^{-2}$
Sr	«-»	$1.07x10^{-3}$	0.106	4.37	0.285	«-»	0.162	9.76	0	14.7
Zn	$1.27x10^{-2}$	$1.43x10^{-3}$	$4.67x10^{-3}$	0.181	0.112	«-»	$3.51x10^{-3}$	0.234	0	0.549
Co	$7.14x10^{-3}$	$1.86x10^{-5}$	$3.54x10^{-5}$	$1.46x10^{-3}$	$7.52x10^{-4}$	«-»	$7.03x10^{-4}$	$1.44x10^{-3}$	$3.46x10^{-2}$	$4.61x10^{-2}$
U	$1.9x10^{-3}$	$1.07x10^{-5}$	$2.48x10^{-5}$	$1.02x10^{-3}$	«-»	«-»	«-»	0.015	$1.27x10^{-2}$	$3.07x10^{-2}$
V	$9.52x10^{-3}$	$1.43x10^{-3}$	$3.54x10^{-4}$	$1.72x10^{-2}$	$6.56x10^{-3}$	«-»	$8.43x10^{-4}$	$1.97x10^{-2}$	0.109	0.165

Окончание таблицы 1

	Потоки, впадающие в озеро Байкал, (10^9г/год)										
	Селенгинский резервуар										
	аэрозоль	дождь+ снег	реки		взвесь речных вод	подзем-ные воды	минераль-ные воды	приток озерных вод из Среднего резервуарара	поток из донных отложе ний	суммар -ный приход
			малые притоки	основные прито-ки						
Br	«-»	$5.36x10^{-4}$	«-»	«-»	$7.52x10^{-3}$	«-»	0.066	0.015	0.012	0.101
Rb	$4.57x10^{-3}$	$2.5x10^{-5}$	«-»	«-»	«-»	«-»	$7.37x10^{-3}$	0.012	0.112	0.136
Mo	«-»	$2.15x10^{-4}$	$8.85x10^{-4}$	$2.34x10^{-2}$	$8.6x10^{-4}$	«-»	$8.33x10^{-4}$	$2.56x10^{-2}$	$1.56x10^{-2}$	$6.74x10^{-2}$
$C_{орг}$	25.6	2	3.79	155	7.37	«-»	«-»	79.8	0	273
$N_{орг}$	«-»	0.179	0.165	7.03	0.943	«-»	«-»	6.19	0	14.5
$P_{орг}$	«-»	$7.33x10^{-3}$	$5.05x10^{-3}$	0.331	0.189	«-»	«-»	0.338	0.133	1
$S_{орг}$	«-»	$2.75x10^{-2}$	$5.21x10^{-2}$	2.12	0.101	«-»	«-»	1.1	0	3.4
CO_2	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	170	0	170
Tl	«-»	«-»	«-»	«-»	4.19	«-»	«-»	«-»	2.46	6.66
Всего	54.3	10.3	154	$4.43x10^{-3}$	309	108	63.7	$4.36x10^{-3}$	69.3	$9.77x10^{-3}$

Таблица 2

Содержание компонентов в пунктах статьи "Расход" для Селенгинского резервуара мегасистемы "Оз. Байкал"

Расход компонентов в Селенгинском резервуаре							
10^9 г/год							
Компонент	потоки компонентов в донные отложения	сток озерных вод в другие резервуары	суммарный расход	Компонент	потоки компонентов в донные отложения	сток озерных вод в другие резервуары	суммарный расход
K^+	56.9	54.6	111	Cd	$4.09x10^{-4}$	$9.15x10^{-4}$	$1.32x10^{-3}$
Na^+	46	144	190	Hg	$9.65x10^{-5}$	0.01	$1.01x10^{-2}$
Ca^{2+}	45.8	613	659	Pb	$1.62x10^{-2}$	0.017	$3.32x10^{-2}$
Mg^{2+}	37.1	128	165	Sr	0.219	9.67	9.89
Al	37.9	2.28	40.2	Zn	$1.93x10^{-3}$	0.231	0.233
Si	390	65.4	456	Co	$4.46x10^{-2}$	$1.5x10^{-3}$	$4.61x10^{-2}$
Mn^{2+}	2.72	$5.15x10^{-2}$	2.77	U	$1.58x10^{-2}$	$1.49x10^{-2}$	$3.07x10^{-2}$
$Fe_{общ}$	110	1.37	112	V	0.147	$1.73x10^{-2}$	0.165
SO_4^{2-}	3.55	187	190	Br	0.012	0.23	0.242
HCO_3^-	«-»	$2.53x10^{+3}$	$2.53x10^{+3}$	Rb	0.121	$1.43x10^{-2}$	0.136
Cl^-	$8.33x10^{-2}$	27.6	27.7	Mo	$4.24x10^{-2}$	0.025	$6.74x10^{-2}$
NO_3^-	11.2	1.85	13	$C_{орг}$	27.5	90.2	118
PO_4^{3-}	8.6	0.388	8.99	$N_{орг}$	2.63	5.32	7.95
O	«-»	197	197	$P_{орг}$	0.702	0.301	1
As	$4.97x10^{-2}$	$1.13x10^{-2}$	0.061	$S_{орг}$	0.377	1.24	1.61
B	0.038	0.351	0.389	CO_2	1.65	180	181
Cr	$9.79x10^{-2}$	$2.09x10^{-2}$	0.119	Ti	6.66	«-»	6.66
Cu	$1.92x10^{-3}$	$6.58x10^{-2}$	$6.77x10^{-2}$	Всего	791	$4.24x10^{+3}$	$5.03x10^{+3}$

Таблица 3. **Количество вещества в системах Селенгинского резервуара мегасистемы "Озеро Байкал"**

Компоненты	Селенгинский резервуар, 10^9г/год				
	прибрежные воды	поверхностные воды	глубинные воды	придонные воды	Все воды
K^+	56.3125	747.383	864.165	247.855	1915.715
Na^+	168.938	1494.77	2592.5	743.5649	4999.763
Ca^{2+}	811.75	6260.8	10370	4200.49	21643.02
Mg^{2+}	178.5	1349.99	2152.26	782.7	4463.445
Al	2.05417	36.5866	31.523	12.61017	82.77388
Si	93.3779	499.201	1245.38	389.6763	2227.633
Mn^{2+}	0.105188	0.46956	0.78264	0.41744	1.774828
$Fe_{общ}$	2.00813	13.4999	22.5009	10.436	48.44487
SO_4^{2-}	362.738	2152.15	2686.93	1121.87	6323.686
HCO_3^-	3167.96	25910	43165.8	17450.43	89694.18
Cl^-	62.6875	391.3	326.1	130.45	910.5375
NO_3^-	1.29246	24.8187	29.926	12.38276	68.41992
PO_4^{3-}	0.420339	4.176	6.76106	2.430544	13.78795
O_2	453.441	4559.98	7598.13	2917.569	15529.12
As	0.01275	0.11739	0.19566	0.07827	0.40407
B	0.395675	3.643	6.07198	«-»	10.11066
Cr	$1.73x10^{-2}$	0.215215	0.388059	0.13045	0.7510428
Cu	$7.31x10^{-2}$	1.36955	0.645678	0.258291	2.346576
Cd	$1.06x10^{-3}$	$1.0565x10^{-2}$	$1.5001x10^{-2}$	0.0060007	0.0326289
Hg	0.009775	0.125216	0.16305	0.065225	0.363266
Pb	$1.54x10^{-2}$	0.179998	0.303273	0.1213185	0.6199957
Sr	8.2875	107.216	169.572	67.834	352.9097

Окончание таблицы 3

Компо-ненты	Селенгинский резервуар, 10^9г/год				
	при-брежные воды	поверх-ностные воды	глубин-ные воды	придонные воды	Все воды
Zn	0.261375	2.42606	3.97842	1.59149	8.257345
Co	0.00187	$1.6435x10^{-2}$	$2.4784x10^{-2}$	0.0099142	0.0530024
U	$9.24x10^{-3}$	0.179998	0.26088	0.10436	0.5544817
V	0.0221	0.179998	0.29349	0.117405	0.612993
Br	0.0102	8.6086	0.156528	0.062616	8.837944
Rb	$3.05x10^{-2}$	0.150064	0.208704	0.083488	0.4727493
Mo	$3.05x10^{-2}$	0.277823	0.414147	0.1656715	0.8881353
$C_{орг}$	163.2	465.647	1887.63	299.3828	2815.86
$N_{орг}$	11.741	54.782	79.351	27.61527	173.4893
$P_{орг}$	0.591304	3.05214	3.42405	4.933382	12.00088
$S_{орг}$	2.24071	6.3508	25.9169	4.110482	38.61887
CO_2	210.517	1450.42	3391.44	1356.68	6409.056
Всего	5759.054	45550.05	76663.21	29786.23	157758.5

ХИМИЧЕСКИЙ БАЛАНС ЮЖНОГО РЕЗЕРВУАРА ОЗ. БАЙКАЛ

Астраханцева О.Ю., Чудненко К.В., Глазунов О.М.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. г. Иркутск, Россия, (astra@igc.irk.ru)

Познание основных факторов окружающей среды, влияющих на изменение химического баланса оз. Байкал, позволит определить пути, ограничивающие или предотвращающие эти изменения, и тем самым сохранить высокое качество вод озера. Цель наших исследований – создание имитационных моделей процессов формирования химического состава природных вод оз. Байкал методами компьютерного физико-химического моделирования, а также прогнозирование качества вод при различных режимах его эксплуатации. В связи с этим были поставлены следующие задачи: 1) в исследуемом водоеме “Озеро Байкал” установить географические границы резервуаров - экологических зон, различающихся физико-химическими состояниями – температурой, давлением, химическим составом, обменивающихся потоками вещества и сохраняющих во времени свои физико-химические характеристики стабильными; 2) создать водную балансовую модель всех потоков и систем мегасистемы “Оз. Байкал”; 3) составить информационную модель для объектов исследования: установить состояние природного фона систем и потоков мегасистемы “Озеро Байкал” в отрезок времени, предшествующий активным антропогенным нагрузкам – создать среднемноголетние базы данных по содержанию в мг/л и моль/кг макро-, микро-, биогенных элементов и органического вещества (Na+, K+, Ca2+, Mg2+, Al, Si, Mn2+, Feобщ , SO42-, HCO3-, Cl-, NO3-, PO43-, H+, O2, As, B, Cr, Cu, Cd, Hg, Pb, Sr, Zn, Co, U, V, Br, Rb, Mo, Сорг, Norг, Porг, Sorг, CO2, Ti) в системах и потоках многорезервуарной системы “Оз. Байкал”; 4) Рассчитать химические балансы всех резервуаров и потоков мегасистемы “Оз. Байкал”; создать базы данных количества вещества в системах и потоках в г/год и моль/год.

В данной статье мы покажем годовую количественную характеристику вещества в Южном резервуаре, а так же в потоках, впадающих и вытекающих из него, оценим вклад каждого из потоков в химический баланс резервуара, установим пространственную миграцию компонентов в водах резервуара, выделим подвижные и инертные компоненты; установим классы элементов экологической опасности, сделаем вывод о геохимической устойчивости экосистемы “Южный резервуар” к загрязнению химическими элементами и органическим веществом, составим прогноз поведения компонентов в резервуаре в случае их попадания с антропогенной нагрузкой.

Используя уравнение m = C * v, где m – полная масса элемента, C – средняя (базовая) концентрация, v – объем водной массы озера определено годовое содержание – полная масса каждого из 35 компонентов в 10^9г/год в системах (поверхностные, прибрежные, глубинные, придонные воды) Южного резервуара оз. Байкал (табл. 3). Для расчета химического баланса потоков, впадающих и вытекающих из резервуара, необходимо знать составляющие приходной и расходной частей. Потоки, составляющие статью “Приход” в резервуарах: внешние потоки: реки, речная взвесь, подземные воды, минеральные воды, атмосферные осадки, атмосферный аэрозоль, приток озерных вод из соседних резервуаров озера; внутренняя нагрузка - поток из донных отложений. Статью “Расход” составляют: поток в донные отложения, сток озерных вод в другие резервуары озера или р. Ангару. Динамика изменения некоторого химического элемента в Байкале может быть описана простым дифференциальным уравнением, в котором в качестве переменной выступает количество элемента в водной массе: $dm/dt = (P_o + P_a + P_r + P_v + P_m + P_u + P_p) – (P_A +$

P_s), где составляющими приходной и расходной частей баланса (потоками) являются: P_o - поступление элементов с атмосферными осадками на зеркало озера; P_a– с атмосферным аэрозолем; P_r и P_v – с речными водами и речной взвесью, P_u и P_m – с подземными и минеральными водами, P_p – приток озерных вод из соседних резервуаров озера, P_A – вынос элемента с озерными водами в другие резервуары озера или р. Ангару; P_s – выведение из водной массы со взвешенным материалом, формирующим донные отложения. Все переменные приходной и расходной частей баланса (правая часть уравнения) измеряются в тоннах в год. Рассчитаны полные годовые массы элементов в каждом потоке, втекающем и вытекающем из Южного резервуара оз. Байкал (внешняя нагрузка), внутренний поток (внутренняя нагрузка), рассчитано общее количество каждого элемента в статьях "Приход" и "Расход" (табл. 1, 2).

Установление количественных характеристик химического баланса Южного резервуара оз. Байкал позволило сделать следующие **выводы.**

Основные источники вещества в резервуаре – внешняя и внутренняя нагрузка – потоки: "Поток из донных отложений" (является основным поставщиком биогенных элементов (Si, $Fe_{общ}$, NO_3^-, PO_4^{3-}), $P_{орг}$ и группы микроэлементов (Al, Mn^{2+}, Cr, Pb, Co, Cd, U, Zn, As, Rb, Cu, V, Ti)), "Приток озерных вод из Селенгинского резервуара" (Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, SO_4^{2-}, HCO_3^-, B, Hg, Sr, Zn, U, Br, Mo, $C_{орг}$, $S_{орг}$), "Подземные воды" (K^+, Cl^-), "Аэрозоль" (Pb, Co). Поток из донных отложений несет большое количество катионов основных элементов, является основным поставщиком биогенных элементов (Si, $Fe_{общ}$, NO_3^-, PO_4^{3-}), $P_{орг}$ и группы микроэлементов (Al, Mn^{2+}, Cr, Pb, Co, Cd, U, Zn, As, Rb, Cu, V, Ti).

21 % вещества от статьи "Приход" и 20 % от статьи "Расход" резервуара приходит и уходит с внутренней нагрузкой – потоком из донных отложений и с потоком в донные отложения. В Южном резервуаре захоранивается 17% вещества, поступившего с потоками в донные отложения, остальное вещество возвращается с потоком из донных отложений. От поступающего в резервуар с внешней и внутренней нагрузкой вещества в Южном резервуаре захоранивается 4 %.

Южный резервуар проточен для основного количества поступившего в него вещества и является биогеохимическим барьером для части катионов основных компонентов, части органического вещества, для биогенных элементов и группы микроэлементов. Связанное вещество накапливается в водах, и лишь малая часть – в донных отложениях.

Определен круг компонентов, совершающих химические круговороты в водах резервуара: Na^+, Mg^{2+}, Al, Si, Mn^{2+}, $Fe_{общ}$, NO_3^-, PO_4^{3-}, As, Cr, Cu, Cd, Pb, Zn, Co, U, V, Rb, Ti, $P_{орг}$, $N_{орг}$. Из них биогенные элементы $Fe_{общ}$, Si, PO_4^{3-} , микроэлементы Al, Mn, As, Cr, Cu, Pb, Co, V, Rb, Ti и $P_{орг}$ участвуют химических круговоротах практически целиком, а Na, Mg^{2+}, Cd, Zn, U, $N_{орг,}$ – лишь частично.

При попадании химических элементов и органического вещества в озеро Байкал с техногенным стоком экосистема "Южный резервуар" обладает способностью восстанавливать исходный химический состав вод в отношении легкоподвижных выносящихся Ca^{2+}, HCO_3^- , SO_4^{2-}, Cl^-, B, Hg, Sr, Mo (четвертый класс экологической опасности) и умеренно подвижных (частично выносятся, частично захораниваются) K, $C_{орг}$, $S_{орг}$, Br (третий класс экологической опасности). Экосистема "Южный резервуар" геохимически неустойчива (не способна восстановить исходный химический состав вод) при попадании с техногенным стоком слабоподвижных, накапливающихся в водах Na, Mg, Cd, U, Zn, $N_{орг}$ (второй класс экологической опасности) и Al, Si, Mn, $Fe_{общ}$, NO_3^-, PO_4^{3-}, Cr, Pb, Co, As, Rb, Cu, V, $P_{орг}$, Ti (первый класс экологической опасности).

Таблица 1

Среднемноголетнее годовое содержание химических веществ в потоках (внешняя и внутренняя нагрузка), впадающих в Южный резервуар мегасистемы "Озеро Байкал"

Ком-по-нент	Потоки, впадающие в озеро Байкал, (10^9г/год)									
	Южный резервуар									
	аэрозоль	дождь+снег	реки		Взвесь речных вод	подзем-ные воды	мине-ральные воды	приток озерных вод из Селенгинского резервуара	поток из донных отложений	Суммар-ный приход
			малые притоки	основные прито-ки						
K^+	1.06	0.729	1.25	2.22	0.351	102	0.631	54.6	5.99	169
Na^+	0.894	1.82	3.73	6.66	0.238	55.8	0.325	144	67.6	281
Ca^{2+}	1.85	3.65	17.6	32.8	1.23	22.5	0.401	613	90.1	783
Mg^{2+}	0.953	1.09	3.31	5.18	0.463	7.25	6.85	128	69.1	222
Al	0.836	0.182	0.201	0.401	0.719	0	8.74×10^{-3}	2.28	90.8	95.4
Si	12.6	1.43	8.03	14.6	70.1	0.18	6.19×10^{-2}	65.4	896	$1.07\times10^{+3}$
Mn^{2+}	6.21×10^{-2}	4.74×10^{-3}	2.48×10^{-2}	0.104	7.16×10^{-2}	0	5.46×10^{-5}	5.15×10^{-2}	3.34	3.66
$Fe_{общ}$	3.41	7.47×10^{-3}	0.11	0.232	3.96	0.222	3.9×10^{-3}	1.37	171	180
SO_4^{2-}	20.1	4.37	9.62	18.2	«-»	128	0.683	187	0	367
HCO_3^-	«-»	13.9	71.9	138	«-»	45	1.8	2.53x10+3	0	$2.8\times10^{+3}$
Cl^-	0.69	2.19	0.423	0.653	«-»	188	0.876	27.6	0	220
NO_3^-	2.9	1.42	1.03	2.56	«-»	«-»	«-»	1.85	14.5	24.3
NH_4^+	«-»	0.583	0	0	«-»	1.46×10^{-2}	3.9×10^{-3}	«-»	0	0.602
PO_4^{3-}	1.81	3.65×10^{-2}	3.49×10^{-2}	6.05×10^{-2}	0.432	«-»	8.11×10^{-6}	0.388	10.7	13.5
H	6.77×10^{-2}	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	0	6.77×10^{-2}
O	7.53	«-»	«-»	«-»	«-»	0.285	«-»	197	0	205
As	3.65×10^{-3}	3.65×10^{-4}	«-»	«-»	2.55×10^{-4}	«-»	4.1×10^{-5}	1.13×10^{-2}	8.78×10^{-2}	0.103
B	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	1.09×10^{-3}	0.351	6.71×10^{-2}	0.42
Cr	1.25×10^{-2}	1.82×10^{-4}	7.11×10^{-4}	1.45×10^{-3}	8.93×10^{-4}	«-»	2.46×10^{-5}	2.09×10^{-2}	0.196	0.233
Cu	«-»	1.46×10^{-2}	1.44×10^{-3}	3.12×10^{-3}	2.42×10^{-3}	«-»	5.46×10^{-5}	6.58×10^{-2}	0.399	0.486
Cd	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	9.15×10^{-4}	7.35×10^{-4}	1.65×10^{-3}
Hg	«-»	6.93×10^{-4}	1.04×10^{-4}	2.21×10^{-4}	«-»	«-»	2.09×10^{-6}	0.01	1.7×10^{-4}	1.12×10^{-2}
Pb	5.67×10^{-2}	3.65×10^{-3}	1.17×10^{-3}	2.6×10^{-3}	2.3×10^{-3}	«-»	2.73×10^{-5}	0.017	0.135	0.218
Sr	«-»	5.1×10^{-3}	4.18×10^{-2}	9.12×10^{-2}	2.55×10^{-3}	«-»	3.77×10^{-5}	9.67	0.387	10.2
Zn	2.44×10^{-2}	5.83×10^{-3}	7.34×10^{-3}	8.26×10^{-3}	8.93×10^{-4}	«-»	1.37×10^{-4}	0.231	0.298	0.576
Co	1.37×10^{-2}	8.75×10^{-5}	9.07×10^{-5}	1.91×10^{-4}	«-»	«-»	2.73×10^{-5}	1.5×10^{-3}	8.92×10^{-2}	0.105
U	3.65×10^{-3}	2.55×10^{-5}	1.44×10^{-4}	2.17×10^{-4}	«-»	«-»	«-»	1.49×10^{-2}	2.79×10^{-2}	4.68×10^{-2}
V	1.82×10^{-2}	3.65×10^{-4}	5.3×10^{-4}	1.1×10^{-3}	1.38×10^{-3}	«-»	3.28×10^{-5}	1.73×10^{-2}	0.225	0.264

Окончание таблицы 1

Ком-по-нент	Потоки, впадающие в озеро Байкал, (10^3т/год)									
	Южный резервуар									
	аэрозоль	дождь+снег	реки		взвесь речных вод	подзем-ные воды	минераль-ные воды	приток озерных вод из Селен-гинского резервуара	поток из донных отложений	Суммарный приход
			малые притоки	основные прито-ки						
Br	«-»	$2.92x10^{-3}$	«-»	«-»	$8.93x10^{-4}$	«-»	$2.57x10^{-3}$	0.23	0	0.237
Rb	$8.75x10^{-3}$	$1.2x10^{-4}$	«-»	«-»	0	«-»	$3.12x10^{-4}$	$1.45x10^{-2}$	0.188	0.212
Mo	«-»	$1.09x10^{-3}$	$2.38x10^{-3}$	$5.15x10^{-3}$	0	«-»	$2.11x10^{-3}$	0.025	$8.52x10^{-3}$	$4.22x10^{-2}$
$C_{орг}$	49	10.2	6.46	13.3	0.25	«-»	«-»	90.2	0	169
$N_{орг}$	«-»	0.911	0.28	0.609	0.032	«-»	«-»	5.32	3.16	10.3
$P_{орг}$	«-»	$3.74x10^{-2}$	$5.93x10^{-3}$	$1.14x10^{-2}$	$6.4x10^{-3}$	«-»	«-»	0.301	1.21	1.58
$S_{орг}$	«-»	0.14	$5.52x10^{-2}$	0.152	$3.43x10^{-3}$	«-»	«-»	1.24	$8.21x10^{-2}$	1.67
CO2	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	0.416	«-»	180	2.91	183
Ti	«-»	«-»	«-»	«-»	2.1	«-»	«-»	«-»	9.13	11.2
Всего	104	42.7	124	236	37.6	551	11.6	$4.24x10^{-3}$	$1.44x10^{-3}$	$6.78x10^{-3}$

Таблица 2

Содержание компонентов в пунктах статьи "Расход" для Южного резервуара мегасистемы "Оз. Байкал"

Расход компонентов в Южном резервуаре							
10^9 г/год							
Компонент	потоки компонентов в донные отложения	Сток в р. Ангару	Суммарный расход	Компонент	потоки компонентов в донные отложения	Сток в р. Ангару	Суммарный расход
K^+	95.5	73.3	169	Cd	$8.52x10^{-4}$	$7.98x10^{-4}$	$1.65x10^{-3}$
Na^+	88.3	193	281	Hg	$1.7x10^{-4}$	0.015	$1.51x10^{-2}$
Ca^{2+}	90.1	947	$1.04x10^{+3}$	Pb	0.19	$2.87x10^{-2}$	0.218
Mg^{2+}	69.1	195	264	Sr	0.387	10.7	11.1
Al	93.7	1.73	95.4	Zn	0.298	0.446	0.744
Si	$1.01x10^{+3}$	60.9	$1.07x10^{+3}$	Co	0.102	$2.7x10^{-3}$	0.105
Mn^{2+}	3.59	$7.42x10^{-2}$	3.66	U	$2.79x10^{-2}$	$2.38x10^{-2}$	$5.17x10^{-2}$
$Fe_{общ}$	179	1.6	180	V	0.237	$2.74x10^{-2}$	0.264
SO_4^{2-}	6.27	248	254	Br	$2.12x10^{-2}$	$1.41x10^{-2}$	$3.52x10^{-2}$
HCO_3^-		$3.99x10^{+3}$	$3.99x10^{+3}$	Rb	0.188	$4.26x10^{-2}$	0.231
Cl^-	0.147	31.1	31.3	Mo	$8.52x10^{-3}$	$5.22x10^{-2}$	$6.07x10^{-2}$
NO_3^-	19.8	4.49	24.3	$C_{орг}$	50.8	71	122
PO_4^{3-}	12.6	0.814	13.5	$N_{орг}$	4.91	5.4	10.3
O		663	663	$P_{орг}$	1.3	0.278	1.58
As	$8.78x10^{-2}$	$1.79x10^{-2}$	0.106	$S_{орг}$	0.696	0.974	1.67
B	$6.71x10^{-2}$	0.555	0.622	CO_2	2.91	243	246
Cr	0.207	$2.57x10^{-2}$	0.233	Ti	11.2	«-»	11.2
Cu	0.428	$5.82x10^{-2}$	0.486	Всего	$1.74x10^{+3}$	$6.74x10^{+3}$	$8.48x10^{+3}$

Таблица 3. **Количество вещества в системах Южного резервуара мегасистемы "Озеро Байкал"**

Компоненты	Южный резервуар, 10^9г/год				
	прибрежные воды	поверхностные воды	глубинные воды	придонные воды	Все воды
K^+	297.6	3423.57	2614.82	1006.2	7342.192
Na^+	892.8	6644.03	8520.81	3018.6	19076.24
Ca^{2+}	4898	26251.3	44896.8	17608.5	93654.58
Mg^{2+}	1023	5380.73	9226.8	3689.4	19319.93
Al	18.135	98.1279	9.786	65.403	191.4519
Si	347.2	1938.54	2479.12	1486.94	6251.801
Mn^{2+}	0.1333	2.26449	3.7746	1.3416	7.51399
$Fe_{общ}$	9.61	41.935	69.9	38.571	160.016
SO_4^{2-}	1498.33	6590.35	11518.9	4807.4	24415.02
HCO_3^-	21172.5	112763	186202	73919.24	394056.8
Cl^-	172.222	943.538	1398	559	3072.76
NO_3^-	12.2229	97.4917	265.62	50.31	425.6445
PO_4^{3-}	7.21857	16.5282	39.8968	10.70761	74.35118
O_2	3553.31	20338.5	30145.6	11092.66	65130
As	0.09318	0.50322	0.8388	0.3354	1.7706
B	2.891686	15.6166	26.0308	«-»	44.53904
Cr	0.12865	0.696121	1.16034	0.66521	2.650321
Cu	0.30225	1.63547	2.7261	1.10682	5.770635
Cd	0.00558	$1.929x10^{-2}$	0.032154	0.025714	$8.2738x10^{-2}$
Hg	0.0775	0.41935	0.699	0.2795	1.47535
Pb	0.341	0.67096	1.1184	0.51987	2.65023
Sr	80.6	436.124	309.424	290.68	1116.828
Zn	3.1	12.4128	20.6904	6.9316	43.13476

Окончание таблицы 3

Компоненты	Южный резервуар, 10^9г/год				
	прибрежные воды	поверхностные воды	глубинные воды	придонные воды	Все воды
Co	0.01147	7.968×10^{-2}	0.13281	0.041366	0.2653225
U	0.124	0.67096	1.1184	0.4472	2.36056
V	0.2821	0.676551	1.1184	0.5031	2.580151
Br	0.0682	0.369028	0.61512	0.4472	1.499548
Rb	0.217	1.17418	2.20884	0.35776	3.95778
Mo	0.2883	1.50966	2.5164	0.70993	5.02429
$C_{орг}$	315.813	2209.98	3033.66	1955.903	7515.351
$N_{орг}$	22.7203	205.122	218.249	112.4082	558.4995
$P_{орг}$	1.14425	11.0229	10.9915	5.028028	28.18671
$S_{орг}$	4.33606	30.3426	41.6517	26.85426	103.1846
CO_2	657.2	3556.09	14539.2	5813.6	24566.09
Всего	34991.98	191015.2	315605.9	125571.1	667184.2

ХИМИЧЕСКИЙ БАЛАНС УШКАНЬЕОСТРОВСКОГО РЕЗЕРВУАРА ОЗ. БАЙКАЛ

Астраханцева О.Ю., Чудненко К.В., Глазунов О.М.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. г. Иркутск, Россия (astra@igc.irk.ru)

Важнейшая теоретическая проблема гидрогеохимии – изучение механизма процессов формирования химического состава природных вод континентальных водоемов, а так же прогнозирование качества вод при различных режимах их эксплуатации.

Цель наших исследований – создание имитационных моделей процессов формирования химического состава природных вод оз. Байкал методами компьютерного физико-химического моделирования. Формирование физико-химических моделей начинается с начального этапа – геолого-геохимической модели сложной системы “оз. Байкал – потоки”, создание которой обуславливает необходимость определения баланса масс – количества вещества в водах озера и потоках, поступающих и вытекающих из озера и установления особенностей миграции и аккумуляции компонентов, поступающих в озеро с потоками.

В данной статье мы покажем годовую количественную характеристику вещества в Ушканьеостровском резервуаре, а так же в потоках, впадающих и вытекающих из него, оценим вклад каждого из потоков в химический баланс резервуара, установим пространственную миграцию компонентов в водах резервуара, выделим подвижные и инертные компоненты; установим классы элементов экологической опасности, сделаем вывод о геохимической устойчивости экосистемы “Ушканьеостровский резервуар” к загрязнению химическими элементами и органическим веществом (табл. 1-3)

Мегасистема “оз. Байкал – потоки” состоит из пяти резервуаров со своей внешней средой: “Южный резервуар – потоки”, “Селенгинский резервуар – потоки”, “Средний резервуар – потоки”, “Ушканьеостровский резервуар – потоки”, “Северный резервуар – потоки”, каждый из которых в свою очередь содержит системы со стабильными физико-химическими характеристиками, обменивающиеся потоками вещества и энергии: прибрежные воды, поверхностные воды, глубинные воды, придонные воды, различающихся по условиям формирования конечных продуктов химических реакций и, следовательно, по характеру их геохимических сред. Модель степени протекания процесса в глобальной мегасистеме “оз. Байкал – потоки” представляется как совокупность последовательно связанных потоками водного раствора реакторов – резервуаров [1 - 3].

Используя уравнение m = C * v, где m – полная масса элемента, C – средняя (базовая) концентрация, v – объем водной массы озера [4] определено годовое содержание – полная масса каждого из 35 компонентов в 10^9г/год в системах (поверхностные, прибрежные, глубинные, придонные воды) Ушканьеостровского резервуара оз. Байкал (табл. 1). Динамика изменения некоторого химического элемента в Байкале может быть описана простым дифференциальным уравнением, в котором в качестве переменной выступает количество элемента в водной массе: $dm/dt = (P_o + P_a + P_r + P_v + P_m + P_u + P_p) - (P_A + P_s)$, где составляющими приходной и расходной частей баланса (потоками) являются: P_o - поступление элементов с атмосферными осадками на зеркало озера; P_a– с атмосферным аэрозолем; P_r и P_v – с речными водами и речной взвесью, P_u и P_m – с подземными и минеральными водами, P_p – приток озерных вод из соседних резервуаров озера, P_A – вынос элемента с озерными водами в другие резервуары озера; P –

выведение из водной массы со взвешенным материалом, формирующим донные отложения.

Установление количественных характеристик химического баланса Ушканьеостровского резервуара оз. Байкал позволило сделать следующие **выводы.**

Основные источники вещества в резервуаре – внешняя и внутренняя нагрузка – потоки: "Поток из донных отложений" (является основным поставщиком биогенных элементов (Si, $Fe_{общ}$, PO_4^{3-}, половины NO_3^-), группы микроэлементов (Al, Mn^{2+}, As, Cr, Cu, Co, U, Br, Mo, Ti) и $P_{орг}$), "Приток озерных вод из других резервуаров озера" (является основным поставщиком катионов и анионов основных компонентов и группы микроэлементов (Cd, Hg, Sr, Co, U, Br, Mo, B)), "Аэрозоль" (Zn, Pb).

18 % вещества от статьи "Приход" и 18 % от статьи "Расход" резервуара приходит и уходит с внутренней нагрузкой – потоком из донных отложений и с потоком в донные отложения. В Ушканьеостровском резервуаре захоранивается 6 % вещества, поступившего с потоками в донные отложения, остальное вещество возвращается с потоком из донных отложений. От поступающего в резервуар с внешней и внутренней нагрузкой вещества в Среднем резервуаре захоранивается 1 %.

Резервуар проточен для кальция и анионов основных компонентов, микроэлементов B, Hg, Sr, Br и является биогеохимическим барьером для калия, натрия и магния, органического вещества, для биогенных элементов и группы микроэлементов. Связанное вещество накапливается в водах, и лишь малая часть – в донных отложениях.

Определен круг компонентов, совершающих химические круговороты в водах резервуара: K^+, Na^+, Mg^{2+}, Cu, Cd, Zn, U, Mo, $P_{орг}$, $N_{орг}$, Al, Si, Mn^{2+}, $Fe_{общ}$, NO_3^-, PO_4^{3-}, As, Cr, Pb, Co, Rb, V, Ti. Из них биогенные элементы, микроэлементы Al, Mn^{2+}, As, Cr, Pb, Co, Rb, V, Ti участвуют химических круговоротах практически целиком, а катионы основных компонентов, микроэлементы Cu, Cd, Zn, U, Mo и $P_{орг}$, $N_{орг}$ – лишь частично.

При попадании химических элементов и органического вещества в озеро Байкал с техногенным стоком экосистема "Ушканьеостровский резервуар" обладает способностью восстанавливать исходный химический состав вод в отношении легоподвижных выносящихся Ca^{2+}, HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, B, Hg, Sr, Br (четвертый класс экологической опасности) и умеренно подвижных (частично выносятся, остальное захоранивается) $C_{орг}$, $S_{орг}$ (третий класс экологической опасности). Экосистема "Ушканьеостровский резервуар" геохимически неустойчива (не способна восстановить исходный химический состав вод) при попадании с техногенным стоком слабоподвижных, накапливающихся в водах K^+, Na^+, Mg^{2+}, Cu, Cd, Zn, U, Mo, $P_{орг}$, $N_{орг}$ (второй класс экологической опасности) и Al, Si, Mn^{2+}, $Fe_{общ}$, NO_3^-, PO_4^{3-}, As, Cr, Pb, Co, Rb, V, Ti (первый класс экологической опасности).

Литература

1. Астраханцева О.Ю. Создание физико-химической модели "Мегасистема "Оз. Байкал"". Выделение полуавтономных подсистем в озере Байкал // Бюллетень ВСНЦ СО РАМН, 2003, №7. С. 124-129.
2. Астраханцева О.Ю. Многорезервуарная система "Озеро Байкал" // Вестник ИрГТУ, 2007, № 2, Т. 1. С.46-53.
3. Астраханцева О.Ю., Чудненко К.В., Глазунов О.М. Выделение полуавтономных систем в озере Байкал // Вестник ИрГТУ, 2010, № 4 (44), С. 6-16.
4. Ветров В.А., Кузнецова А.И. Микроэлементы в природных средах региона озера Байкал. – Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИ ГГМ, 1997. - 236 с.

Таблица 1. **Среднемноголетнее годовое содержание химических веществ в потоках (внешняя и внутренняя нагрузка), впадающих в Ушканьеостровский резервуар мегасистемы "Озеро Байкал"**

Компоненты	Потоки, впадающие в озеро Байкал, (10^9г/год)					
	Ушканьеостровский резервуар					
	аэрозоль	дождь+снег	минеральные воды	приток озерных вод из Северного рез-ра	поток из донных отложений	суммарный приход
K^+	0.678	0.18	$4.14x10^{-4}$	17.2	16.6	34.6
Na^+	0.114	0.585	$6.52x10^{-2}$	44.8	14.4	60
Ca^{2+}	2	1.26	$1.82x10^{-3}$	230	14.4	247
Mg^{2+}	0.36	0.189	$4.53x10^{-4}$	43.6	10.7	54.9
Al	1.87	$3.87x10^{-2}$	$1.66x10^{-3}$	0.749	14.7	17.4
Si	4.89	0.353	$1.15x10^{-2}$	16.4	206	227
Mn^{2+}	$1.54x10^{-2}$	$3.42x10^{-3}$	$1.04x10^{-5}$	$2.28x10^{-2}$	1.34	1.38
$Fe_{общ}$	2.03	$1.26x10^{-3}$	«-»	0.453	56	58.5
SO_4^{2-}	8.28	1.17	0.039	69.1	0	78.5
HCO_3^-	0	4.46	$5.49x10^{-2}$	927	0	931
Cl^-	0.12	0.675	$1.86x10^{-2}$	8.98	$3.22x10^{-2}$	9.82
NO_3^-	1.24	0.351	«-»	0.843	2.89	5.32
NH_4^+	0	0.144	«-»	«-»	0	0.144
PO_4^{3-}	1.05	0.009	$1.54x10^{-6}$	0.652	2.69	4.4
H	$2.23x10^{-2}$	«-»	«-»	«-»	0	$2.23x10^{-2}$
O	4.74	«-»	«-»	111	0	115
As	$2.47x10^{-3}$	$3.6x10^{-6}$	$7.77x10^{-6}$	$4.41x10^{-3}$	0.017	$2.39x10^{-2}$
B	«-»	«-»	$2.07x10^{-4}$	0.123	$1.47x10^{-2}$	0.138
Cr	$1.73x10^{-3}$	$2.52x10^{-5}$	$4.66x10^{-6}$	$8.08x10^{-3}$	0.129	0.139
Cu	«-»	$3.6x10^{-3}$	$1.04x10^{-5}$	$1.74x10^{-2}$	0.177	0.198
Cd	«-»	«-»	«-»	$5.86x10^{-4}$	$1.43x10^{-4}$	$7.29x10^{-4}$
Hg	«-»	$1.53x10^{-4}$	$4.09x10^{-7}$	$1.31x10^{-3}$	$3.73x10^{-5}$	$1.5x10^{-3}$
Pb	0.035	$9x10^{-4}$	$5.18x10^{-6}$	$5.65x10^{-3}$	0.013	$5.45x10^{-2}$
Sr	«-»	$3.15x10^{-4}$	$6.53x10^{-4}$	4.02	$8.48x10^{-2}$	4.11
Zn	$8.29x10^{-2}$	$3.87x10^{-4}$	$2.59x10^{-5}$	$8.76x10^{-2}$	$6.99x10^{-2}$	0.241
Co	$1.24x10^{-3}$	$5.4x10^{-6}$	$5.18x10^{-6}$	$7.02x10^{-4}$	$1.76x10^{-2}$	$1.96x10^{-2}$
U	$6.19x10^{-4}$	$7.83x10^{-6}$	«-»	$6.76x10^{-3}$	$5.93x10^{-3}$	$1.33x10^{-2}$
V	$6.19x10^{-3}$	$1.8x10^{-3}$	$6.22x10^{-6}$	$7.69x10^{-3}$	0.113	0.129
Br	0	$9x10^{-5}$	$4.87x10^{-4}$	$2.79x10^{-3}$	$4.63x10^{-3}$	0.008
Rb	$2.17x10^{-3}$	$9x10^{-6}$	$3.32x10^{-5}$	$5.73x10^{-3}$	$2.86x10^{-2}$	$3.65x10^{-2}$
Mo	«-»	$2.7x10^{-4}$	$2.85x10^{-6}$	$1.27x10^{-2}$	$1.45x10^{-2}$	$2.75x10^{-2}$
$C_{орг}$	«-»	2.52	$6.99x10^{-3}$	35.6	0	58.9
$N_{орг}$	«-»	0.225	«-»	2.75	0.345	3.33
$P_{орг}$	«-»	$9.23x10^{-3}$	«-»	0.151	0.252	0.411
$S_{орг}$	«-»	$3.46x10^{-2}$	«-»	0.488	0	0.523
CO_2	«-»	«-»	«-»	28.2	0.638	28.8
Мин-ция	48.4	12.22	0.202	1542.29	3	3

Таблица 2

Содержание компонентов в пунктах статьи "Расход" для Ушканьеостровского резервуара мегасистемы "Оз. Байкал"

Расход компонентов в Ушканьеостровском резервуаре							
Компонент	10^9 г/год						
	потоки компонентов в донные отложения	сток озерных вод в другие резервуары	суммарный расход	Компонен	потоки компонентов в донные отложения	сток озерных вод в другие резервуары	суммарный расход
K^+	16.6	21	37.6	Cd	$3.05x10^{-4}$	$4.23x10^{-4}$	$7.29x10^{-4}$
Na^+	14.4	55	69.4	Hg	$3.73x10^{-5}$	$5.02x10^{-3}$	$5.05x10^{-3}$
Ca^{2+}	14.4	250	264	Pb	$4.73x10^{-2}$	$7.21x10^{-3}$	$5.45x10^{-2}$
Mg^{2+}	10.7	52.6	63.3	Sr	$8.48x10^{-2}$	4.3	4.38
Al	15.9	1.47	17.4	Zn	0.144	$9.72x10^{-2}$	0.241
Si	207	20	227	Co	$1.89x10^{-2}$	$6.58x10^{-4}$	$1.96x10^{-2}$
Mn^{2+}	1.36	$1.88x10^{-2}$	1.38	U	$6.1x10^{-3}$	$7.21x10^{-3}$	$1.33x10^{-2}$
$Fe_{общ}$	57.9	0.541	58.5	V	0.122	$7.21x10^{-3}$	0.129
SO_4^{2-}	1.37	72.9	74.3	Br	$4.63x10^{-3}$	0.345	0.35
HCO_3^-	«-»	$1.04x10^{+3}$	$1.04x10^{+3}$	Rb	$3.05x10^{-2}$	$6.01x10^{-3}$	$3.65x10^{-2}$
Cl^-	$3.22x10^{-2}$	10.7	10.8	Mo	$1.64x10^{-2}$	$1.11x10^{-2}$	$2.75x10^{-2}$
NO_3^-	4.33	0.994	5.32	$C_{орг}$	11.3	18.7	30
PO_4^{3-}	4.23	0.167	4.4	$N_{орг}$	1.13	2.19	3.33
O	«-»	98.2	98.2	$P_{орг}$	0.289	0.122	0.411
As	$1.92x10^{-2}$	$4.7x10^{-3}$	$2.39x10^{-2}$	$S_{орг}$	0.155	0.254	0.41
B	$1.47x10^{-2}$	0.146	0.161	CO_2	0.638	69.9	70.6
Cr	0.13	$8.62x10^{-3}$	0.139	Ti	3	«-»	3
Cu	0.177	$5.49x10^{-2}$	0.232	Всего	365.9	$1.72x10^{+3}$	$2.09x10^{+3}$

Таблица 3. **Количество вещества в системах Ушканьеостровскогорезервуара мегасистемы "Озеро Байкал"**

Компоненты	Ушканьеостровский резервуар, 10^9г/год				
	поверхностные воды	прибрежные воды	глубинные воды	придонные воды	Все воды
K^+	1134.54	127.82	1150.5	356.4	2769.256
Na^+	2269.08	383.68	3453.47	1069.2	7175.429
Ca^{2+}	9504	1749	15742.6	6296.401	33291.99
Mg^{2+}	2049.3	379.5	3267.33	1306.8	7002.93
Al	55.539	10.285	92.5744	37.026	195.4244
Si	757.795	140.333	1263.12	505.197	2666.445
Mn^{2+}	0.7128	0.132	1.18812	0.4752	2.50812
$Fe_{общ}$	20.493	3.795	34.1585	13.662	72.10845
SO_4^{2-}	3267	605	4079.01	1702.8	9653.807
HCO_3^-	39331.8	7283.66	65559.6	26221.17	138396.1
Cl^-	594	110	495.05	198	1397.05
NO_3^-	37.6752	6.97689	62.7983	25.11679	132.5672
PO_4^{3-}	6.33925	1.17393	10.5665	4.226163	22.30582
O_2	4478.76	289.85	7465.35	4076.582	16310.55
As	0.1782	0.033	0.29703	0.1188	0.62703
B	5.53014	1.0241	9.21783	«-»	15.77207
Cr	0.3267	0.0605	0.544555	0.2178	1.149555
Cu	2.079	0.385	3.46535	1.386	7.31535
Cd	0.016038	0.00297	$2.673x10^{-2}$	0.010692	0.0564327
Hg	0.19008	0.0352	0.316832	0.12672	0.668832
Pb	0.27324	0.0506	0.455446	0.18216	0.961446
Sr	162.756	30.14	271.287	108.504	572.6874

Окончание таблицы 3

Компо-ненты	Ушканьеостровский резервуар, 10^9г/год				
	поверх ностные воды	прибреж-ные воды	глу-бинные воды	придонные воды	Все воды
Zn	3.6828	0.682	6.13862	2.4552	12.95862
Co	0.024948	0.00462	$4.158x10^{-2}$	0.016632	0.0877842
U	0.27324	0.0506	0.455446	0.18216	0.961446
V	0.27324	0.0506	0.455446	0.18216	0.961446
Br	13.068	2.42	21.7822	8.712001	45.9822
Rb	0.227799	0.042185	0.379703	0.151866	0.8015534
Mo	0.42174	0.0781	0.702971	0.28116	1.483971
$C_{орг}$	706.86	130.9	1178.22	471.24	2487.219
$N_{орг}$	83.16	15.4	138.614	55.44	292.614
$P_{орг}$	4.6332	0.858	7.72278	3.0888	16.30278
$S_{орг}$	9.64062	1.7853	16.0693	6.42708	33.92232
CO_2	1565.19	407.733	5346.54	2028.84	9348.304
Всего	66065.8	11682.94	109680	44500.62	231929.3

ОТРАЖЕНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ СУРХАНДАРЬИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ В СОВРЕМЕННОМ РЕЛЬЕФЕ

Атабаев Д.Х., Атабаева Н.Э.

Национальный Университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан (atabaev_d@mail.ru)

В результате проведенного комплексного анализа материалов геоплотностного моделирования и данных сейсмологических исследований установлено соответствие между модельными построениями и обменообразующими границами. Сопоставление выполнено для поверхности Мохо и кровли палеозойских образований.

Вышеупомянутое заключение в полной мере относится и к другим протяженным границам, в частности, к границе между верхней и нижней корой (консолидированная кора), кровле ПЗМ. В первую очередь это относится к морфологической характеристике перечисленных выше поверхностей. Наличие расхождений при определении глубин залегания отражающих горизонтов не превышает в среднем 10% - 12%, что вполне допустимо для такого слабоизученного региона, как Сурхандарьинская впадина. Кроме того, на результатах геоплотностного моделирования сказалась неоднородность пород по своим плотностным свойствам. Следует иметь в виду и то, что при гравиметрических исследованиях основную роль играет центр масс объекта. На расхождение могло повлиять и то, что в данном конкретном случае модельные профиля были искусственно ограничены произвольным пределом глубины, которая не превышала 50 км. Это обстоятельство не позволило вовлечь в расчет массы достоверную величину. В свою очередь на регистрацию обменных волн определенное влияние оказывает целый ряд факторов. Например, энергетическая характеристика очага землетрясения, поглощающие свойства среды, ее скоростные и плотностные параметры (акустическая жесткость) и т. д.

Перечисленные причины, которыми обусловлены расхождения между данными МОВЗ и результатами моделирования преодолеваются посредством комплексного анализа, т. е. уточнением результатов интерпретации с помощью различных методов. Подчеркнем, что такой комплексный анализ геофизических материалов для территории Сурхандарьинской депрессии выполнен впервые.

По данным МОВЗ и геоплотностного моделирования деформации земной коры наблюдаются в зоне Чульбаирского (Сурхантауского) и Сурхандарьинского разломов (рис.1.).

Чульбаирский разлом отчетливо выделяется по характерным признакам. Этот разлом рассекает земную кору под углом $\approx 20^{o}$ (относительно вертикальной составляющей) вплоть до границы Мохоровичича.

На профиле I-I (ПК 29-32) угол падения плоскости разлома составляет 18°; на профиле II-II (ПК 28-32) – 22°; и на профиле III-III (ПК 24-27) – 18°. Падение разлома и его плановые дугообразные очертания изменчивы в пространстве, радиус кривизны которых возрастает с севера на юг. Ширина разрыва колеблется от 5 до 10 км.

Сурхандарьинский разлом прослеживается к востоку от Чульбаирского разрывного нарушения. Плоскость разлома падает на запад под углом около 20° от вертикали, а его простирание совпадает с осью стока одноименной реки.

Рассматриваемое разрывное нарушение, по всей вероятности, является антиподом Чульбаирского глубинного разлома. В отличие от последнего, Сурхандарьинское тектоническое нарушение не проявляется в рельефе. Исключением является коленообразное искривление русла

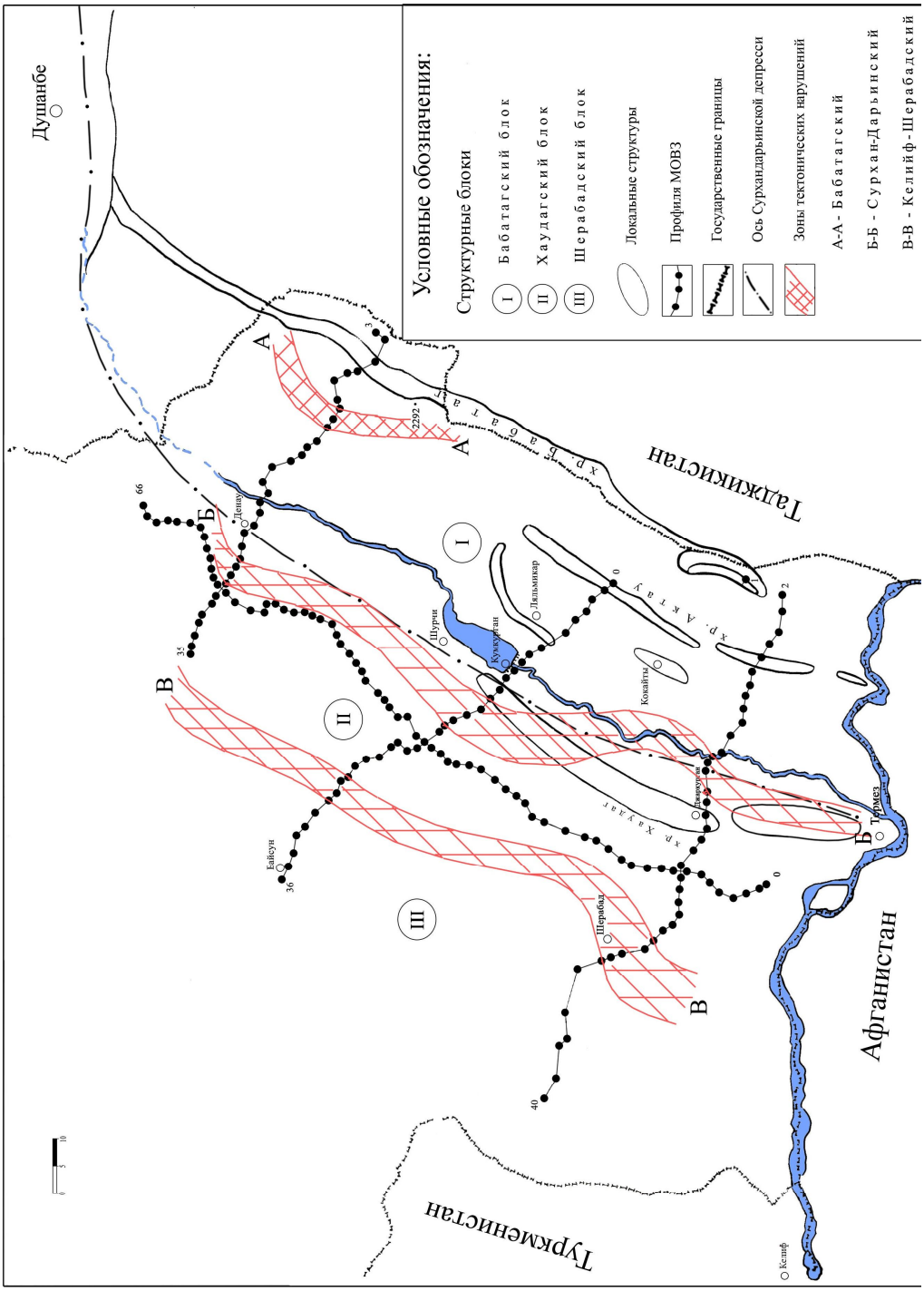


Рис.1. Схематическая карта глубинных разломов и структур.
Составил: Д.Х. Атабаев, 2009 г.

р.Аму-Дарья у слияния с р.Сурхандарья. Кроме того, в зоне Сурхандарьинского разлома резко возрастает мощность неоген-четвертичных отложений и отмечается аномальное смещение главной речной артерии влево.

Качественный геофизический материал получен по профилю V-V. На нем деформации земной коры, обусловленные тектоническим воздействием, не обнаружены, что согласуется с геоплотностной моделью. Лишь между пикетами 42-53 улавливается незначительное смещение кровли кристаллического фундамента и границы Мохо. Выделяемому мантийному плюму (диапиру) на геоплотностной модели соответствует область повышенных

значений плотности на 0,03-0,04 г/см^3. Геологический объект с указанной плотностью картируется до глубины 25-27 км, что согласуется с результатами МОВЗ. Определенным подтверждением существованию плюма служат данные анализа теплового потока. На рассматриваемом участке, на поверхности земли фиксируется интенсивная аномалия теплового потока до 100,5 мВт/м^2, севера - восточного простирания, что также косвенно указывает на современный возраст предполагаемого плюма, который, по всей вероятности, находится в стадии развития. Естественно, настоящее исследование не располагает надежным основанием для категоричных выводов.

Данные сейсмических наблюдений и результаты моделирования позволили выделить в исследуемом районе следующие структуры.

Бабатагский блок ограничен на востоке одноименным нарушением, а на западе Сурхандарьинским разломом. Северной границей служит Бухаро-Гиссарская шовная зона. По форме структура напоминает усеченный конус протяженностью с севера на юг 150 км, при средней ширине 38 км. Мощность земной коры в северо-западной (профиль IV-IV ПК 30-35) и юго-восточный (профиль I-I, ПК 10-12) точке равна 52 км. Максимальная мощность коры (52 км) приурочена к западному крылу Бабатагской структуры. Общий крен поверхности Мохоровичича и кровли кристаллического фундамента - юго-восточный.

Хаудагский блок обрамлен с востока Сурхандарьинским, а с запада – Чульбаирским разломами. Протяженность блока, который к югу плавно расширяется, 140 км. Мощность коры выдержана, на севере она составляет около 52 км, на юге - 47 км. Мезо-кайнозойский осадочный чехол резко сокращается с приближением к западному крылу блока. Мощность консолидированной коры, включая палеозойский фундамент, на стыке Бабатагского и Хаудагского блоков составляет 38 км. В пределах Келиф-Шерабадской флексурно-разрывной зоны она составляет 35 км. Общий наклон поверхности Мохоровичича и кристаллического фундамента северо-западного направления.

К западу от Хаудагского блока расположена Чульбаирская глыба (на севере) и так называемый Шерабадский прогиб (на юге).

Между глубинным строением и морфологическим обликом Сурхандарьинского региона существует тесная связь, на что указывают прямые и косвенные признаки.

К Бабатагскому и Чульбаирскому глубинным разломам приурочены области распространения крутостенных денудационных форм рельефа и примитивных дренажных систем. Транспортируемый ими материал принадлежит инстратитивному типу аллювия. Например, водные артерии, дренирующие восточные склоны Бабатага, уступают в разы по своим физическим параметрам рекам, дренирующим западные склоны.

Плановые очертания осевых водоразделов Бабатага и Келиф-Шерабадского массива повторяют изгибы тектонических нарушений (Бабатагского и Чульбаирского), обрамляющих их с востока. Кроме того, общий вектор основного стока совпадает с общим наклоном поверхности Мохо и кристаллического фундамента.

В пределах Бабатагского и Шерабадского блоков выявлен ряд локальных структур (Актауская, Дасманангинская, Ляльмикарская и др.), которые из-за разреженности сети наблюдений (расстояние между геофизическими профилям составляло в среднем 60 км) и из-за ограниченности технических возможностей применявшейся аппаратуры не нашли своего выражения в результатах МОВЗ.

Бабатагский и Чульбаирский глубинные разломы определили поднятие

одноименных горных сооружений и формирование эрозионного рельефа, на который опирается морфометрический анализ. В зоне заложения Сурхандарьинского разлома развит аккумулятивный аллювиальный или

погребенный рельеф, что практически сводит на нет применение традиционных геоморфологических методов поиска новейших тектонических структур. Косвенные показатели, такие, как: аномальное расширение речных долин, фуркация, ортогональное искривление русел рек и т.п. не могут служить прямым подтверждением для тектонических выкладок.

Поэтому в данном случае приходилось опираться на анализ геофизических данных.

В отличие от Бабатагского и Чульбаирского разломов, в зоне Сурхандарьинского тектонического нарушения наблюдаются процессы опускания, о чем свидетельствует многокилометровая (>11 км) толща осадочного чехла. О том, что этот процесс продолжается и поныне свидетельствует преобладание аномальной речной абразии над глубинной эрозией.

По оси Сурхандарьинского тектонического желоба осуществляет сток р. Сурхандарья, а вдоль него простирается Хаудагская система новейших структур, которые выражены в рельефе в виде невысоких покатых холмов.

По геофизическим данным и данным морфологического анализа в исследуемом районе выделены: Бабатагский, Хаудагский и Шерабадский, блоки. Перечисленные структуры разделены Бабатагским, Сурхандарьинским, Чульбаирским глубинными разломами.

Сурхандарьинский разлом, качественно отличается от соседних Бабатагского и Чульбаирского тектонических нарушений. К оси Сурхандарьинского разлома приурочены процессы сжатия горных пород, тогда, как в зоне Бабатагского и Чульбаирского разломов преобладают процессы растяжения.

Разрывные нарушения разрастаются во времени. Например, Чульбаирский разлом, как мы считаем, в средне четвертичное время «продвинулся» к югу в виде Келиф-Шерабадской флексурно-разрывной зоны. Из этого напрашивается вывод о том, что глубинные разломы в своем развитии претерпевают различные стадии развития.

Установлено, что между глубинным строением земной коры (поверхностью Мохо, кровлей палеозоя) и современным рельефом Сурхандарьинского региона наблюдается прямая связь, из чего можно сделать вывод о том, что данные морфометрического анализа не только не противоречат результатам глубинных сейсмических исследований, но и взаимно дополняют друг друга, упрощая процедуру интерпретации геофизического материала. В частности, это относится к проблеме выявления и оконтуривания площадей, перспективных на нефть и газ.

Литература

1. Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Зуннунов Ф.Х. Сейсмогравитационные модели тектоносферы Средней Азии по профилям ГСЗ. // Узбекский геологический журнал. - 1988. - №6. - С.8-22.
2. Великанов М.А. Русловой процесс (основы теории). М., Физматгиз, 1958, 395 с.
3. Гаврилов В.П. Геодинамическая модель нефтегазообразования в литосфере и ее следствия. // Геология нефти и газа. 1998. №6. С.2-12.
4. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. / Под ред. Хамрабаева И.Х. - М.: Наука, 1977. - 212 с.
5. Таль-Вирский Б.Б. Геофизические поля и тектоника Средней Азии. - М.: Недра, 1982. - 271 с.
6. Зуев Ю.Н., Пашковский В.Н., Рахимов М.О. О геотермических условиях мезокайнозойских отложений некоторых нефтегазоносных областей Узбекистана, Нефтяная и газовая промышленность Средней Азии, Ашхабад, 1966, №6.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

Б

Содержание:

Бабаджанов Т.Л., Бабаджанов А.Т., Мордвинцев О.П.
ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО ГЕОЛОГИЧЕКОГО СТРОЕНИЯ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ УСТЮРТА (ПО ГЕОФИЗИЧЕКИМ ДАННЫМ) 134

Бабин Г.А.
ВЕНД-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАД-ЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ 140

Багдасарова М.В.
СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И НЕФТЕГАЗОВЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ 146

Балуев А.С., Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.
«ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА БЕЛОГО МОРЯ…» - ПРОДОЛЖЕНИЕ ДЕЛА В.Е.ХАИНА И Н.А.БОГДАНОВА ПО СОЗДАНИЮ СЕРИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ ОКРАИННЫХ И ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ РОССИИ 152

Балуховский А.Н., Антонова Т.А., Гельви Т.Н.
О ПЕРИОДИЧНОСТИ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ 157

Банников Г.А. , Вержбицкий В.Е.
РЕШЕНИЕ ВОПРОСОВ РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ ПРИ ОБРАБОТКЕ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ ДАННЫХ 159

Барабашева Е.Е., Стремецкая Е.О.
БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ КЛИЧКИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА 162

Баренбаум А.А.
ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ОКЕАНАХ И НА КОНТИНЕНТАХ КАК ИНДИКАТОРЫ ПАДЕНИЙ ГАЛАКТИЧЕСКИХ КОМЕТ 166

Баренбаум А.А., Шиловская Т.И., Шиловский А.П.
РОЛЬ ТРАППОВ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ФОРМИРОВАНИИ ЛОВУШЕК УГЛЕВОДОРОДОВ 172

Баркин Ю.В.
ЭНЕРГЕТИКА ПЛАНЕТАРНЫХ ПРОЦЕССОВ ЗЕМЛИ, ДРУГИХ ПЛАНЕТ И СПУТНИКОВ 177

Баркин Ю.В.
ВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ ФИГУРЫ ЗЕМЛИ В СОВРЕМЕННУЮ ЭПОХУ 183

Барулева О.А., Корё Куллеруд, Конопелько Д.Л.
ГЕОХИМИЯ ПОРОД СВЕРХВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ МАКБАЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ, КИРГИЗИЯ) 189

Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Рыбин А.К.
ПРОЯВЛЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ВАРИАЦИЯХ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ 193

Безрук И.А., Спичак В.В.
ПОСТРОЕНИЕ ГЛУБИННЫХ РУДО-НЕФТЕОБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОПЕРЕНОСОВ В ЛИТОСФЕРЕ ПО ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ 198

Белов С.В.
КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ И ТРЕНДЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА 201

Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Дубинина С.В.
КОМПЛЕКСЫ ЭМС-ЭЙФЕЛЬСКОГО ЭТАПА ЭВОЛЮЦИИ МАГНИТОГОРСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И ЗАДУГОВОГО БАССЕЙНА В ПАЛЕОЗОИДАХ ЮЖНОГО УРАЛА 206

Белозеров И.М., Мезенцев Л.Н., Минин В.А, Митькин В.Н.
ЗЕМЛЯ – АКТИВНЫЙ ИСТОЧНИК НЕЙТРОНОВ И ВОДОРОДА. КОСМОФИЗИЧЕСКИЙ АСПЕКТ 211

Белоусов Т. П.
АЛЬПИЙСКИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКА ЮГО-ЗАПАДНОГО ТИБЕТА, ПАМИРА И СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА (СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ) 216

Белявский В.В., Яковлев А.Г., Ракитов В.А.
ПРОНИЦАЕМЫЕ ЗОНЫ КОРЫ И МАНТИИ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА (ПО ДАННЫМ МТ МЕТОДОВ) 220

Белявский В.В., Егоркин А.В., Ракитов В.А.
ИЗУЧЕНИЕ ОЧАГОВЫХ ЗОН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ МЕТОДАМИ МОВЗ И МТЗ 223

Бескопыльный В.Н., Айзберг Р.Е.
ПРИПЯТСКИЙ ПАЛЕОРИФТОВЫЙ БАССЕЙН: ТЕКТОНИКА, НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЕ, НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЕ 228

Бескопыльный В.Н.
ВЛИЯНИЕ ПАЛЕОГЕОДИНАМИКИ НА ХАРАКТЕР ТРЕЩИНОВАТОСТИ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ ПРИПЯТСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА 234

Бибикова Е.В., Федотова А.А., Аносова М.О., Claessen S., Артеменко Г.В.
РАННЯЯ КОРА ПРИАЗОВСКОГО ДОМЕНА УКРАИНСКОГО ЩИТА: ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ И ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ТЕРРИГЕННЫХ ЦИРКОНОВ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СТРУКТУР 240

Бискэ Ю.С., Зельтманн Р., КонопелькоД.Л.
ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ В ТЯНЬ-ШАНЕ: ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МАНТИЙНОЙ И ЛИТОСФЕРНОЙ ДИНАМИКИ ПРИ КОНВЕРГЕНЦИИ ПЛИТ 242

Богданова С.В.
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКИЙ КРАТОН В ДОКЕМБРИИ: РОСТ, КРАТОНИЗАЦИЯ И ДЕСТРУКЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ 246

Богоявленский В.И., Полякова И.Д.
УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ЗАПАДНОЙ АРКТИКИ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НОВЫХ ОТКРЫТИЙ 248

Божко Н. А.
О ПРОСТРАНСТВЕННОЙ УПОРЯДОЧЕННОСТИ И УНАСЛЕДОВАННОСТИ В ХОДЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ 251

Бочаров В.Л.
РУДНЫЙ КОМПЕКС ДОКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТИТОВ 256

Бочаров В.Л.
РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В АПАТИТОНОСНЫХ КАРБОНАТИТАХ КМА 260

Бурдюх Е.В.
ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КСЕНОЛИТОВ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ (НА ПРИМЕРЕ НЕОАРХЕЙСКОГО ОНЕЖСКОГО КОМПЛЕКСА ГРАНИТОВ) 262

Бурмин В.Ю.
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УПРУГИХ ПАРАМЕТРОВ В ЗЕМНОМ ЯДРЕ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ 264

Буслов М.М.
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: РОЛЬ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КРУПНОАМПЛИТУДНЫХ СДВИГОВ 270

Буш В.А., Левин Ф.Д., Павлов С.А., Могилевский В.Е.
СОВРЕМЕННАЯ АКТИВНОСТЬ ГЛУБИННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ГРАНИЦ ЗЕМНОЙ КОРЫ 274

Бычков А.Ю., Матвеева С.С., Сущевская Т.М., Некрасов С.Ю., Попова Ю.А.
МЕХНИЗМЫ ОТЛОЖЕНИЯ ВОЛЬФРАМИТА И КАССИТЕРИТА В ГРЕЙЗЕНОВОМ ПРОЦЕССЕ 276

Бяков А.С., Ведерников И.Л.
ПЕРМСКИЕ ДИАМИКТИТЫ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ) – СВИДЕТЕЛЬСТВО СУЩЕСТВОВАНИЯ ОХОТСКО-ТАЙГОНОССКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДУГИ 279

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО ГЕОЛОГИЧЕКОГО СТРОЕНИЯ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ УСТЮРТА (ПО ГЕОФИЗИЧЕКИМ ДАННЫМ)

Бабаджанов Т.Л., Бабаджанов А.Т., Мордвинцев О.П.

ОАО «Узбекгеофизика», г. Ташкент, Узбекистан

Устюртский регион является одним из основных нефтегазоперспективных регионов Узбекистана, где проводятся широкомасштабные геолого-разведочные работы – от региональных до детализационных. Поисковый интерес представляют как толщи осадочного чехла, так и палеозойские комплексы. Изучение гипсометрии и морфологии последних важно по нескольким причинам. Во-первых, они служит нижней границей мезозой-кайнозойского осадочного чехла, во-вторых, являются кровлей образований промежуточного структурного этажа, потенциально нефтегазоперспективного стратиграфического комплекса, в котором уже открыт ряд месторождений и залежей (Карачалак, Каракудук, Акчалак и др.) [1]. Особенностью Устюрта является неравномерная геолого-геофизическая изученность, что накладывает отпечаток на детальность интерпретационных материалов. Комплексные исследования с использованием современных материалов региональнопоисковых сейсморазведочных работ МОГТ-2D и моделирование по потенциальным полям позволили существенно уточнить представления о глубинном строении региона. Изучены структурные поверхности кристаллического фундамента и палеозойских образований (без пермо-триаса), а также особенности вещественного состава палеозоя, получены данные о некоторых характерных чертах более глубоких горизонтов консолидированной коры. Констатируется, в целом, унаследованный характер развития.

Фундамент. Строение кровли фундамента в пределах Устюрта отличается сложной, нередко мозаичной, картиной. В первом приближении оно соответствует общей схеме морфотектонического районирования (А.А. Абидов, Т.Л. Бабаджанов и др., 2002). При более детальном рассмотрении имеется ряд отличий, особенно среди структур 2-3 порядков. Первым порядком будем считать традиционное деление на Северный, Центральный и Южный Устюрт.

Необходимо отметить, что ввиду интенсивной интрузивной деятельность в пределах всего Устюртского региона, положение поверхности фундамента, в ряде случаев, определено в некоторой степени условно. В основном это касается районов, где выявлены интрузивные тела большой мощности (3÷8 км), располагающиеся в нижних-средних секциях палеозоя и верхних горизонтах консолидированной коры. Положение кровли фундамента в таких случаях определялось, как тяготеющее (не совпадающее!) к подошве интрузива.

На Северном Устюрте господствующего простирания морфоструктур не отмечено. Наибольшая глубина залегания фундамента зафиксирована в Косбулакском прогибе (до -10,0÷ -11,0 км) и в Кульбайском мульде (Барсакельмесский прогиб) – около -9,5 км. На значительных территориях он погружен на глубину -7,0÷-9,0 км (Самский, Судочий и юго-восток (Аланская депрессия) Барсакельмесского прогибов). Простирание морфоструктурных элементов самое разнообразное – от субширотного до субмеридионального, многие имеют изометричную форму.

Наиболее приподнятым положением фундамента характеризуются Байтерек-Теренгкудукский, Кассарминский и юго-западная часть Куаныш-Коскалинского валов, а также запад Яркимбайского и юг Агыинского выступов. Здесь глубина его залегания нередко фиксируется на отметках -5,5÷-4,0 км.

Среди региональных разломов господствующее простирание северо-западное–субширотное и субмеридианальное. Нередко они ограничивают крупные морфоэлементы.

Центральный Устюрт отличается от Северного явно выраженным северо-западным простиранием морфоструктур фундамента. По характеру строения данной поверхности его можно разделить на три неравные зоны: западную, центральную и восточную. Западная характеризуется преимущественно северо-западным и субширотным простиранием изолиний. Выделяемые морфоструктуры высоких порядков нередко разбиты разрывными нарушениями. Погружение кровли фундамента фиксируется в северном и южном направлениях. Преобладающее простирание разломов – северо-западное.

Центральная зона отличается субмеридианальным и северо-восточным направлением большинства выделенных морфоструктур. Контакты между ними тектонические. Перепады глубин по разломам – 0,5÷2,5 км. Амплитуды морфоструктур незначительны и достаточно выдержаны – 1,0÷1,5 км. Преобладающее направление погружения кровли фундамента – северо-восточное и юго-западное.

Восточная зона, в первом приближении, представляет крупное поднятие субширотного простирания. Наиболее приподнятая его часть (до 3,0 км), с амплитудой до 4,0 км располагается на востоке.

Поведение поверхности фундамента в пределах Южного Устюрта достаточно спокойное. Картируется несколько крупных морфоструктурных элементов, в целом соответствующих кровле палеозоя. Общий вид поверхности близок к мозаичному. Наиболее погруженные области (до -10,0÷-11,0 км) фиксируются в пределах Шахпахтинской ступени и Ассакеасуданского прогиба, приподнятые до -5,0÷-5,5 км – на крайнем юге территории, а также на Узункуинском и Агынышском поднятиях. Нередко контакты у них со смежными морфоструктурами – тектонические. Сеть разрывных нарушений, выделяемых по имеющимся геофизическим данным незначительная с некоторым сгущением на юго-западе. Следует отметить, что средняя глубина залегания поверхности фундамента на Южном Устюрте значительно больше, чем на остальной части Устюртского региона и составляет 8,0÷8,5 км.

Палеозой. Кровля палеозойских образований Устюрта характеризуется сложной морфологией, наличием различных форм рельефа и сильной раздробленностью. Однако отдельные районы отличаются подчеркнуть спокойным строением. В некоторых случаях, например на Южном Устюрте или востоке Косбулакского прогиба, где не последнюю роль сыграл недостаток геолого-геофизической информации.

Наиболее сложное строение на Северном Устюрте, где фиксируется ряд крупных морфоструктурных элементов II порядка (Самско-Косбулакский, Барсакельмесский, Судочий прогибы, Актумсукская система дислокаций, Куаныш-Коскалинский вал), осложненных структурами более высоких порядков. Возвышенным гипсометрическим положением кровли палеозоя выделяются зоны Байтерек-Теренгкудукского и Кассарминского валов, а также Яркимбайского выступа, где средняя глубина её залегания составляет порядка -2,5÷-2,7 км на валах и -3,0÷-3,1 км на выступе. Несколько глубже палеозойские породы залегают на Агыинском выступе и Куаныш-Коскалинском валу – -3,7÷-3,8 и -3,3÷-3,5 км соответственно.

Все обозначенные морфоструктуры отличаются, большей частью, спокойным поведением изолиний, хотя и осложнены многочисленными локальными объектами. Высокоградиентные зоны фиксируются, преимущественно, в периферийных областях. Простирание изолиний на Байтерек-Теренгкудукском и Кассарминсском валах – субширотное–северо-западное; на Куаныш-Коскалинском – субмеридианальное–северо-западное, Яркимбайский и Агыинский выступы характеризуются изометричной формой.

Крайние северные области Северного Устюрта занимают два крупных прогиба Самский и Косбулакский, разделенные Чурукской седловиной. Палеозойская поверхность в их пределах погружена до глубины -5,5 км. Наиболее приподнятые области (до -3,0÷-3,5 км) располагаются на востоке Косбулакского прогиба и в зоне их

сочленения с Актумсукской системой дислокаций.

Осложняющие структуры высоких порядков преимущественно изометричны и малоамплитудны (до 200 м). Исключение составляет Самская, имеющая северо-восточное простирание и амплитуду до 500 м.

Крупнейший Барсакельмекский прогиб, помимо вышеперечисленных выступов (Яркимбайского и Агыинского), включает Кульбайскую и Атторбайскую мульды, Алланскую депрессию, а также картируемый на крайнем юго-востоке Шайтанкала-Насамбекский прогиб, выделяемый впервые самостоятельной единицей. Все объекты характеризуются индивидуальными особенностями. Объединяющей чертой является достаточно высокий градиент погружения и большая амплитуда.

Кульбайская мульда располагается на северо-западе Барсакельмекского прогиба. Максимальная глубина залегания кровли палеозоя – -5,6 км, фиксируется в западной части, минимальные – -3,7÷-3,9 км – на востоке и на юге. Преобладающее простирание изолинии – субширотное. На юге контакт с Яркимбайским выступом тектонический. Сеть разломов субмеридианального и субширотного простирания предает поверхности мульды блоковый характер.

Атторбайская мульда имеет резко ассиметричное строение – крутой северо-восточный борт, воздымающийся в сторону Байтерека (-2,8÷-4,1 км), очень пологий южный, с амплитудой около 0,3 км.

Шайтанкала-Насамбекский прогиб, расположенный на юго-востоке состоит из двух четко выраженных изометричных отрицательных морфоструктур – Насамбекской (-3,8÷-4,2 км) и Шайтанкалинской (-3,8÷-4,2 км). Общее направление простирания – субмеридиональное. Контакты со всеми смежными морфоструктурными элементами – тектонические, хотя собственно внутри прогиба разломы не получили широкого распространения.

Практически вдоль всей южной границы Барсакельмесского прогиба располагается Алланская депрессия, отделяющая его от Центрально-Устюртской зоны поднятий. При сохранении преобладающего северо-западного простирания в ней картируется ряд структур более высокого порядка различной формы, придающих кровле Pz мозаичный вид. Амплитуда их изменяется от 0,2 км до 1,0 км при диапазоне глубин – -3,0÷-4,4 км. Общее направление погружения юго-западное. Все контакты со смежными структурами – тектонические.

Судочий прогиб – это самый восточный морфотектонический элемент II порядка Северного Устюрта, располагающийся вдоль зоны Арало-Кызылкумского глубинного разлома. Характеризуется обилием локальных структур различных знаков и простирания. Сеть разломов формирует сложную блоковую картину поверхности. Блоки отличаются морфологией и гипсометрическим положением. Преобладающее простирание изолиний – субмеридианальное на юге, переходящее в северо-западное на севере. Перепад глубин – около 4,0 км (-7,0÷-3,0 км), средняя глубина залегания -4,5÷-4,2 км. Наиболее возвышенные области (-3,0÷-2,8 км) картируются на севере прогиба, погруженные (-6,0÷-7,0 км) – в пределах Бердах–Северо-Ургинского грабена – узкой локальной структуры, протянувшейся в северо-западном направлении и ограниченной крутопадающими разрывными нарушениями, амплитуда смещения по которым достигает 2,5 км (северо-западная граница грабена). С северо-востока к грабену примыкает моноклиналь, воздымающаяся с глубины -5,0 км до -3,0 км в северо-восточном направлении. От юго-восточного замыкания Кассарминского вала её отделяет зона разломов.

В южной части Судочьего прогиба картируется две крупные изометричные отрицательные морфоструктуры с амплитудой в 1,8 км и 2,5 км. Основной градиент и перепад глубин у них приходится на южное и западное направление, при этом северные области очень спокойные.

Центрально-Устюртская зона поднятий разделяет Северный и Южный Устюрт. Отличительной особенностью данной территории является, как и следует из названия, приподнятое положение

структурной поверхности палеозойских комплексов [1]. Общее направление погружения кровли палеозоя – юго-западное, перепад глубин – от 0,975 до 3,4 км (юго-запад и юг). Наиболее возвышенные области (около 1,0 км (скв.1, 2 Кокбахты)) картируются на западе. Сама структура Кокбахты представляет крупное собой моноподнятие, вытянутое в северо-западном направлении, с амплитудой более 1,0 км. Разрывные нарушения не меняют форму объекта, а лишь вносят коррективы в морфологию и простирание изолиний. Только на севере субширотный сброс резко осложняет строение крыла, изменяя простирание изолиний на северо-западное. Амплитуда перемещения вдоль него неравномерна – увеличивается от периферийной части поднятия к его центру с 0,1 км до 1,0 км.

Восточная половина Центрального Устюрта, в отличие от западной, представляет собой обширное плато, расположенное на глубинах -2,0÷-2,2 км. Юго-западное его крыло круто опускается в сторону Ассакеауданского прогиба Южного Устюрта, а северо-западное обрывается разломом с амплитудой до 0,5 км, в сторону Алланской депрессии.

Территория Южного Устюрта характеризуется слабо дифференцированным рельефом палеозойской поверхности (налицо недоизученность региона геофизическими методами). Отмечается плавное воздымание кровли палеозоя в южном направлении с -4,2÷-4,0 км на Ассакеауданском прогибе до -2,4 км на Агыныш–Туаркыр-Капланкырском поднятии.

Среди морфоструктурных объектов II порядка выделяются (с севера на юг) – Шахпахтинская ступень, Асскеауданский прогиб и Агыныш – Туаркыр-Капланкырское поднятие. Первые две структуры имеют, преимущественно, субширотное простирание, а последняя – изометричную форму.

Характер сочленения Центрального и Южного Устюрта почти на всем протяжении тектонический. По системе разломов наблюдается ступенеобразное погружение палеозоя в южном направлении. Причем на западе эта особенность рельефа выражен более четко. Здесь картируется Шахпахтинская ступень. Из осложняющих её структур выделяется Шахпахтинское поднятие субширотного простирания с амплитудой около 500 м (-2,5÷-3,0 км). На востоке оно сопряжено с Киндыксайским поднятием северо-западного простирания аналогичной амплитуды (-2,6÷-3,1 км).

Ассакеауданский прогиб занимает большую часть Южного Устюрта, имея, в целом, субширотное простирание с амплитудой около 1,2 км (диапазон -3,0÷-4,2 км). Характеризуется асимметричным строением – северный склон высокоградинентный, южный – очень пологий. Отсутствие осложняющих структур, объясняется, в первую очередь, незначительной сейсмической изученностью и почти полным отсутствием глубоких скважин. При увеличении плотности геофизических исследований можно предполагать существенное уточнение морфологического облика территории.

Вышесказанное, относительно сейсмической изученности, в полной мере относится и к самым южным областям Южного Устюрта, где фиксируется очень спокойное строение кровли палеозоя. Однако характер вещественного состава пород и особенности разрывной тектоники, определяемые по потенциальным полям, позволяют предполагать значительно более сложную морфологию и гипсометрию рассматриваемой поверхности.

Вещественный состав. Геологическое строение кровли палеозойских образований Устюртского региона очень разнообразно, как в стратиграфическом плане, так и литологическом. Картируются породы от допалеозойского(?)-нижнепалеозойского до верхнепермского возрастов. Наиболее древние образования вскрыты скважинами и прослежены в полосе Мончаклы – Коскала – Чибелли на юге Куаныш-Коскалинского вала. Представлены они, преимущественно, кристаллическими сланцами различного состава, гнейсами. Под отложением пермо-триаса аналогичные толщи выявлены и в ряде других мест.

Нижнепалеозойские образования (S-D_1) отмечены на востоке Байтерек-Теренгкудук-

ского вала, где вскрыты терригенно-вулканогенные породы различного состава большой мощности.

По материалам комплексной интерпретации толщи Pz_1 выделены и на крайнем юго-западе территории. Их предполагаемый состав – кристаллические сланцы, в отдельных случаях возможны примеси карбонатной либо вулканогенной составляющих.

Особенностью Устюрта является широкое развитие карбонатных образований. Они вскрыты бурением и прослежены по геофизическим данным в пределах Самско-Косбулакского прогиба, Актумсукской системы дислокации, Куаныш-Коскалинского вала, Судочьего и Ассакеауданскогопрогибов и ряде других территорий. Вероятный возраст этих отложений – D_3–C_1. Мощность изменяется (по данным моделирования) от первых сотен метров до 1,0 км.

Верхнепалеозойские терригенно-осадочные толщи C_3-P_1 получили широкое распространение преимущественно в пределах крупных прогибов на Северном Устюрте (Самско-Косбулакский, Барсакельмесский). На Южном Устюрте они слагают более 70 % изученной территории, на Центральном – картируются отдельными небольшими полями. В их составе преобладают песчаники, алевролиты, глины, конгломераты и др. В пределах Куаныш-Коскалинского вала, Судочьего прогиба описанные толщи развиты незначительно, тяготея к зонам крупных разломов.

Магматогенные комплексы получили очень широкое распространение в Устюртском регионе. На палеозоской поверхности представлены они как интрузивными, так и эффузивными образованиями, причем площадное распространение последних значительно больше. Среди закономерностей следует отметить тот факт, что подавляющее большинство вулканогенных и вулканогенно-терригенных толщ приурочено к крупным морфоструктурным поднятиям, как палеозоя, так и фундамента. Среди вулканогенных образований преобладают эффузивы смешанного среднего-основного состава, реже отмечаются разновидности кислого и основного состава. Последние выделяются практически исключительно в зоне Центрального Устюрта.

Наибольшее развитие пород кислого состава (вскрыты бурением и оконтурены по геофизическим данным) отмечено на севере Куаныш-Коскалинского вала (Кибир, Южный Куаныш и др.), а также (по материалам интерпретации) – на юго-востоке Самского прогиба. В целом, они выявлены в самых различных частях Устюртского региона, нередко тяготея к зонам крупных региональных разломов. Форма и размеры очень разнообразны – от нескольких до сотен квадратных километров, мощность – от первых сотен метров до 10 км. Кроме того, следует отметить, что во многих случаях, на доюрской поверхности обнажается лишь незначительная часть интрузивного тела, а его основная масса располагается в толще ПСЭ либо фундамента.

Интрузивные объекты повышенной основности (среднего и основного состава) выделяются по геофизическим данным реже. Исключение составляет Центральный Устюрт, где они, в целом, преобладают как по площади, так и по разрезу.

Изучение глубоких горизонтов консолидированной коры показывает, что в пределах Устюрта широко развиты геологические объекты с аномальными петрофизическими параметрами – как высокими, так и низкими. По материалам наших предыдущих исследований указанные геоблоки служат определенным региональным поисковым признаком – к зонам их контактов в плане приурочено подавляющее большинство всех известных месторождений полезных ископаемых, причем как рудного, так и нерудного, в том числе и углеводородного, сырья [2]. Распределение этих объектов, как в плане, так и по разрезу неравномерное. Нередко они фиксируются в несколько этажей. Наибольшая их концентрация наблюдается в пределах Центрального Устюрта, а также в восточной части Северного Устюрта. Отдельные объекты картируются и в других частях региона.

Литература

1. *Т.Л. Бабаджанов, Н.Я. Кунин, В.И. Лук – Зильберман* Строение и нефтегазоносность глубокопогруженных комплексов Средней Азии по геофизическим данным – Ташкент: Фан, 1986. 150 с.
2. *Т.Л. Бабаджанов, Г.Б. Ким, О.П. Мордвинцев, В.В. Рубо, Р.Р. Хасанов, И.П. Сидорова.* Аномальные геоблоки литосферы и их связь с нефтегазо- и рудообразованием (на примере Центральных регионов Средней Азии). // Геофизика XXI столетия: 2003 – 2004г.г. М.: Научный мир. 2005. С. 219-226.

ВЕНД-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Бабин Г.А.

Сибирский Научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия (babin@sniiggims.ru)

В венде – раннем палеозое заложены главные черты строения, сформирован основной металлогенический потенциал Алтае-Саянской каледонской складчатой области (АССО). Решающая роль в том и другом случае принадлежит магматическим процессам, в эволюции которых выделяются венд-кембрийский и кембро-ордовикский этапы.

Венд-кембрийский этап отличается наиболее сложной тектонической зональностью, связанной с заложением на границе венда и кембрия системы магмогенерирующих структур поясового характера - магматических поясов (МП) с интенсивным вулканизмом, проявлениями комагматичных интрузий и мощным вулканогенно-осадочным накоплением. С запада на восток сменяют друг друга Алтае-Салаирский, Салаирский, Алтае-Кузнецкий, Алатауский, Алтае-Северо-Саянский, Тувино-Западно-Саянский, Тувинский МП [2, 3, 11]. Наряду с ними обособляются практически амагматичные области с терригенно-карбонатным типом осадконакопления (палеобассейны) (рис. 1).

По особенностям состава магматических ассоциаций пояса подразделяются на два класса. Алтае-Салаирский, Алтае-Кузнецкий и Тувино-Западно-Саянский - на начальном этапе развития (венд-ранний кембрий) объединяют вулканические комплексы недифференцированных базальтов средне- и высокотитанистых, повышенно меланократовых, частью умеренно щелочных [1, 11]. С ними тесно ассоциируют альпинотипные гипербазиты и расслоенные ультрабазит-базитовые интрузии. Именно эти пояса выделяются в качестве офиолитовых.

Для начальных этапов поясов второго типа (Салаирский, Алатауский, Алтае-Северо-Саянский, Тувинский МП) характерны контрастно дифференцированные вулканические ассоциации, как правило, со значительной долей плагиориолитоидов. Базальтоиды – лейкократовые и низкотитанистые. С вулканитами тесно ассоциируют габбро-плагиогранитные, перидотит-пироксенит-габброноритовые интрузии. Пониженная щелочность магматических пород наследуется и на последующих этапах эволюции структур.

Пояса первого типа сопоставляются с зонами активного спрединга окраинных морей, СОХ, комплексами океанических поднятий и островов, второго – с современными океаническими островодужными образованиями. В совокупности те и другие соответствуют латеральному ряду палеоструктур активной континентальной окраины тихоокеанского типа.

К западу от системы венд-кембрийских магматических поясов располагается обширная область (палеобассейн) кембрийско-раннеордовикского турбидитного осадконакопления. Ее фрагменты – интенсивно деформированные и метаморфизованные обычно в пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фациях – распространены на территории Горного, Монгольского, Китайского, Казахстанского Алтая, Западного Саяна и Салаира. С востока она ограничена вулканическими структурами Салаира, Западного Саяна, Озерной зоны Монголии, с запада - дизъюнктивами Северо-Восточной и Иртышско-Булганской "зон смятия". Осадочные комплексы синхронны венд-кембрийским вулканическим образованиям, отчасти перекрывают их.

С востока и юго-востока пояса ограничены областью терригенно-карбонатного осадконакопления, фациальная обстановка в которой во многом определяется особенностями и интенсивностью вулканизма сопряженных магматических структур, расположением районов седиментации относи

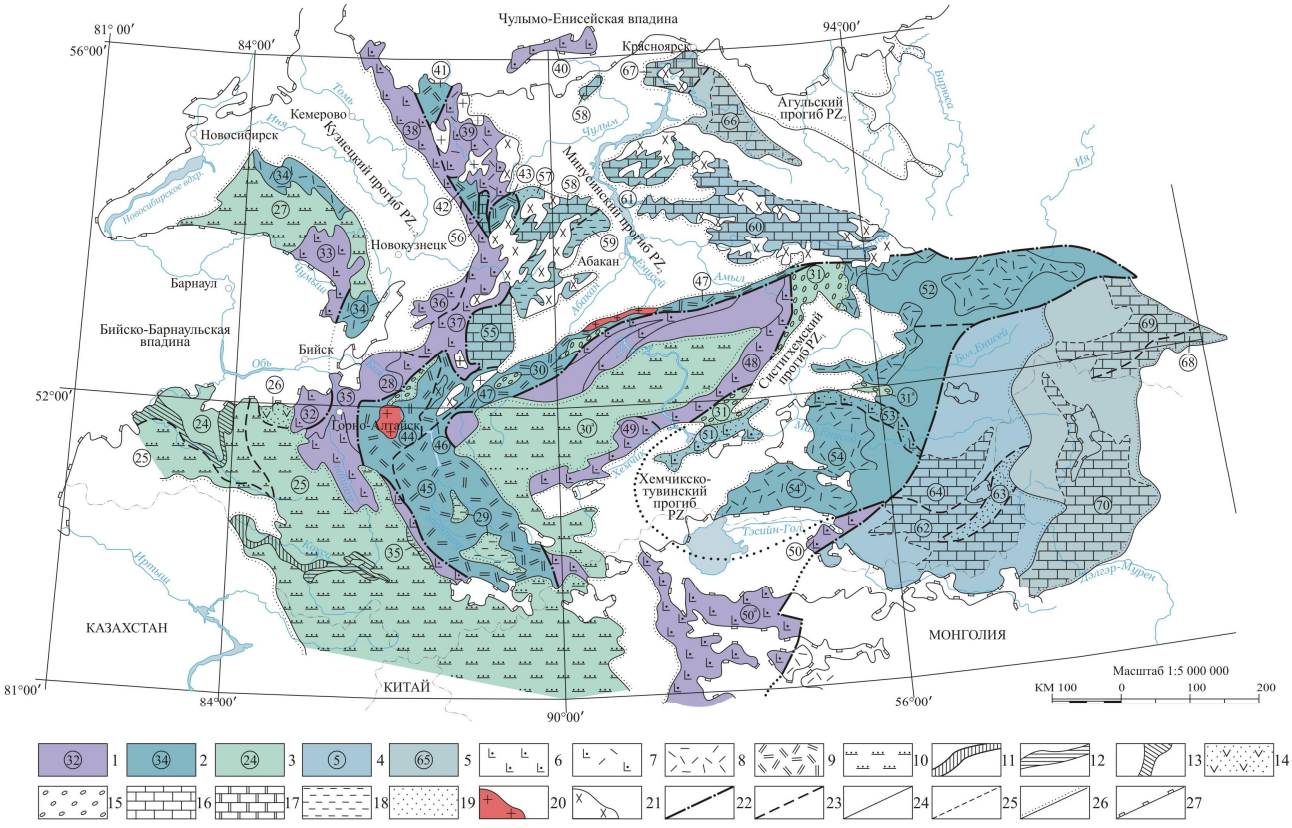


Рис. 1. Венд-кембрийские магматические пояса и седиментационные бассейны (схема районирования).

1-Алтае-Салаирский (32-33), Алтае-Кузнецкий (35-39) и Тувино-Западно-Саянский (48-50) магматические пояса (МП) с океаническими (окраинно-морскими) ассоциациями; 2-Салаирский (34), Алатауский (41-43), Алтае-Северо-Саянский (44-47) и Тувинский (51-54) магматические пояса с островодужными ассоциациями; 3-кембрийско-раннеордовикский турбидитовый бассейн; 4-ранне-среднекембрийский бассейн терригенно-карбонатный бассейн; 5-ранне-среднекембрийские образования позднерифейско-кембрийского бассейна; 6-20-индикаторные ассоциации: 6-толеитовые и умеренно щелочные базальты умеренно- и высокотитанистые; 7-тоже с проявлениями плагиориолитоидов; 8-базальт-плагиориолитовые; 9-плагиориолит-базальтовые; 10-терригенные флишоидные; 11-14-магматические проявления среди отложений $Є_3$-O_1 бассейна: 11-офиолитового меланжа $Є_1$?, 12-кремнисто-карбонатных толщ с высокотитанистыми базальтами (сардыминская и кучерлинская свиты $Є_1$), 13-базальтово-кремнисто-терригенной засурьинской свиты $Є_3$-O_1, 14-андезитоидно-кремнисто-обломочной с олистостромами песчанской толщи $Є_2$-O_1; 15-грубообломочные; 16-терригенно-известняковые; 17-известняково-доломитовые; 18-глинистые, кремнисто-глинистые и алевро-глинистые; 19-терригенно-карбонатные с проявлениями вулканических пород; 20-интрузии саракокшинского диорит-тоналит-плагиогранитового комплекса $Є_1$, 21-диорит-гранодиоритовые и гранитовые интрузии $Є_3$-O, 22-27-границы: 22-магматических поясов, 23-секторов и фациальных зон, 24-ареалов магматических комплексов и гранитоидных ареал-плутонов, 24-выходов осадочных фаций, 25-осадочных бассейнов, 27-Западно-Сибирской мезозойско-кайнозойской плиты.

тельно последних. Преобладающая часть территории характеризуется более или менее однотипными условиями осадконакопления с широким развитием рифогенных известняков, варьирующей по объему долей терригенных пород и сланцев.

К границе кембрия и ордовика в регионе приурочены интенсивные деформации геологических комплексов и палеоструктур, связанные с закрытием окраинноморских бассейнов, амальгамацией и поэтапной аккрецией островодужных террейнов к Сибирскому палеоконтиненту, коллизией с докембрийскими микроконтинентами. При этом возникают области двух типов [10], различие в тектонической эволюции которых обусловлено максимальной концентрацией докембрийских микроконтинентов в восточной части АССО.

Западные районы - Салаир, Горный и Монгольский Алтай, Западный Саян - полностью амагматичны, образуют обширную область седиментации, которая рассматривается в качестве позднекембрийско-раннедевонского бассейна [3] (рис. 2). Режим осадконакопления отвечает условиям пассивной континентальной окраины со сменой рифовых фаций прибрежно-лагунными в направлении с запада на восток. Перерывы в осадконакоплении незначительны, структурные несогласия редки, выражены слабо. Наиболее значительное приурочено к основанию девона. В целом, эти структуры традиционно классифицируются как поздние каледониды.

Восточные районы - Кузнецкий Алатау, Восточный Саян, Тува в кембро-ордовикское время охвачены интенсивными сдвиго-надвиговыми деформациями, скучиванием геологических комплексов, сопровождающихся массовыми проявлениями аккреционно-коллизионного гранитоидного магматизма, местами высокотемпературного метаморфизма. Следствием чего явились гранитизация и относительная консолидация земной коры, воздымание территории, оформление горно-складчатого сооружения, полное прекращение к позднему кембрию-ордовику седиментации. Образовавшиеся структуры относят к ранним каледонидам (салаиридам).

Гранитоиды располагаются как среди островодужных, так и среди окраинноморских образований, слагают крупные ареал-плутоны послескладчатого характера. В их составе преобладают известково-щелочные породы повышенной основности: типичны диорит-тоналитовые, диорит-тоналит-гранодиоритовые, диорит-гранодиоритовые ассоциации. Распределение плутонов также носит отчетливый поясовой характер (рис. 2). Интрузивный пояс почти непрерывно прослеживается из северной части Кузнецкого Алатау через Восточный Саян и Северо-Восточную Туву в ее южные и юго-восточные районы, ограничивая с востока область позднекембрийско-силурийской седиментации [3]. Пояс подразделяется на Кузнецко-Алатауский, Восточно-Саянский и Тувинский сегменты.

Наиболее хорошо изучены гранитоиды Кузнецкого Алатау [6] и Горной Шории [1] (Кузнецко-Алатауский сегмент), для которых намечена определенная петрогеохимическая зональность. Западная группа батолитов (Центральнинский, Верхнемрасский, Лебедской, Верхнекондомский, Аскизский) представлена гранитоидами повышенной основности и пониженной щелочности, вплоть до появления тоналитов и плагиогранитов. Изотопный возраст интрузий, по данным U-Pb-исследований, укладывается в интервал 505±8–492±5 млн лет [4].

К востоку располагается полоса гранитоидов повышенной щелочности. В этом же направлении резко возрастают размеры и интрузивов. В их составе доминируют граниты, появляются лейкограниты. Увеличивается длительность, намечается многоэтапность магматизма. Эпицентр гранитизации приходится на центральную и юго-восточную часть Кузнецкого Алатау, где большую часть площади занимают Улень-Туимский, Тигертышский, Уйбатский и Саксырский полихронные плутоны.

По данным изотопного датирования (U-Pb, Ar-Ar, Rb-Sr-методы), для них намечаются три возрастных рубежа становление ассоциаций (от ранних к поздним): диорит-гранодиоритовой (до меланогранитов и вариациями по щелочности до кварцевых сиенитов и граносиенитов) в интервале

472±10÷470±4 млн лет (O_{1-2}), меланогранит-

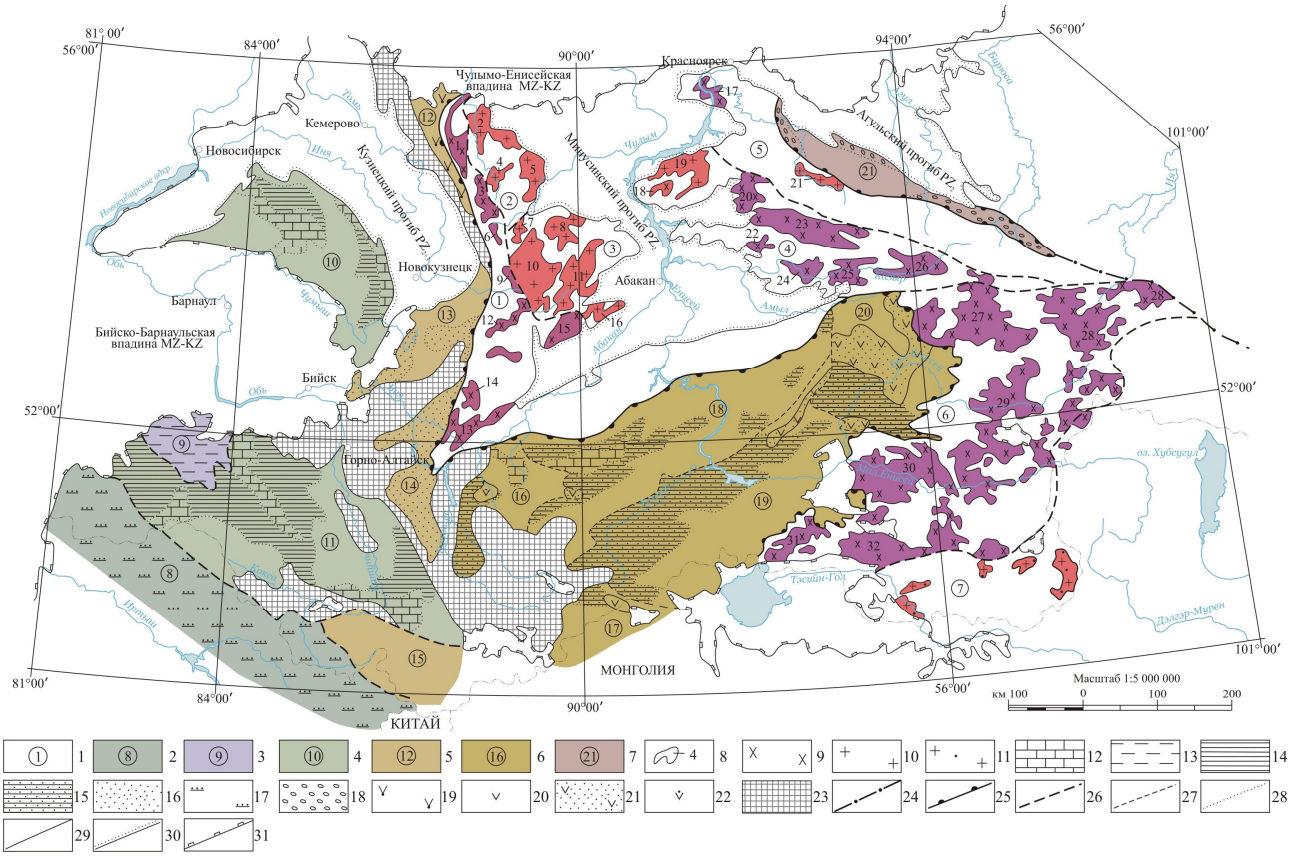


Рис. 2. Среднекембрийско-ордовикский гранитоидный пояс и позднекембрийско-среднедевонский бассейн (схема районирования).

1-среднекембрийско-ордовикский гранитоидный пояс, секторы: Мартайгинско-Аскизский (1), Карнаюльско-Саралинский (2), Белоиюсско-Уйбатский (3), Кизир-Казырский (4), Манско-Алыгджерский (5), Таннуольско-Хамсаринский (6) , Сангиленский (7); 2-7-позднекембрийско-среднедевонский бассейн: 2-зона турбидитовых фаций, 3-Слюдянско-Маралихинская зона олистостромовых фаций склонов и подножий; 4-Алтае-Салаирская зона рифовых и межрифовых фаций и номера подзон; 5-Алтае-Кузнецкая зона прибрежных фаций и номера подзон; 6-Тувино-Западно-Саянская зона прибрежно-лагунных фаций и номера подзон; 7-Восточно-Саянская зона континентальных и лагунных фаций; 8-ареал-плутоны и их номера: Центральнинский (1), Карнаюльско-Салангинский (2), Акчелбакско-Воскресенский (3), Безымянский (4), Саралинский (5), Рыбинский (6), Базановский (7), Улень-Туимский (8), Лужбинский (9), Тигертышский (10), Уйбатский (11), Ортонский (12), Садринский (13), Верхнекондомский (14), Аскизский (15), Саксырский (16), Ошаровский (17), Салбинский (18), Беллыкский (19), Верхнесыдинский (20), Кутурчинский(21), Кордовский (22), Шиндинский (23), Табратский (24), Базыбайский (25), Верхнекитатский (26), Хамсаринский (27), Дототский (28), Бийхемский (29), Каахемский (30), Унгешский (31), Восточно-Таннуольский (32); 9-11-габбро-гранитные серии с преобладанием: 8-диорит-гранодиоритовых (средний кембрий-ранний ордовик), 9-гранитовых (ордовик), 10-гранитоидных (средний кембрий-ордовик) комплексов; 12-18-верхнекембрийско-девонские отложения, существенно: 12-карбонатные, 13-глинистые и кремнистые, 14-глинистые и алевритовые, 15-алевритовые и песчаные, 16-песчаные, 17-терригенные флишоидные, 18-крупнообломочные; 19-22 вулканогенно-осадочные комплексы: 19-позднекембрийско-раннеордовикский китатско-алзасский, 20-ранне-средне ордовикский мугураксинский, 21-ранне-позднеордовикский систигхемский, 22-раннесилурийский ярышкольский; 23-предполагаемые области сноса (”суша”); 24-31-границы: 24-среднекембрийско-ордовикского гранитоидного пояса, 25-позднекембрийско-среднедевонского бассейна, 26-секторов гранитоидного пояса и фациальных зон бассейна, 27-фациальных подзон, 28-выходов пород палеобассейна, 29-ареал-плутонов, ареалов вулканогенно-осадочных комплексов и областей сноса; 30-прогибов среднепалеозойских Pz2 и средне-позднепалеозойских PZ2+3, 31-мезозойско-кайнозойских впадин и Западно-Сибирской плиты

нит-гранитовой (с вариациями по щелочности до умеренно щелочных гранитов и граносиенитов) – 457±17÷441±4 млн лет (O_{2-3}), умеренно щелочных порфировидных гранитов и лейкогранитов (Саксырский массив) – 424±3÷432±4 млн лет (S_1) [5, 7, 8, 9].

Не менее сложная картина фиксируется и для Тувинского сегмента гранитоидного пояса [8].

Становлением батолитовых гранитоидов завершается раннепалеозойский магматизм АССО. Дальнейшее развитие региона протекает в условиях континентальной окраины Сибирского палеоконтинента. Магматические проявления менее масштабны и фиксируют активизацию структур в среднем палеозое и раннем мезозое.

Литература

1. *Бабин Г.А.* Магматизм Горной Шории (состав, районирование, геодинамическая интерпретация). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Новосибирск, 2003. 22 с.
2. *Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Руднев С.Н.* Венд-кембрийские вулканические пояса Алтае-Саянской складчатой области // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. Новосибирск, из-во СО РАН, филиал ГЕО, 2003_1, с. 24 - 26.
3. *Бабин Г.А.(отв.исп.), Зейферт Л.Л., Щигрев А.Ф. и др.* Легенда Алтае-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье издание). Новокузнецк, 2004. 129 с., 170 с. текст. прил., 24 граф. прил. Фонды ВСЕГЕИ.
4. *Бабин Г.А., Шокальский С.П., Владимиров А.Г. и др.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм западной части АССО и молибденовое оруденение // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса. Мат. совещ., вып. 6, т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2008, с. 27-31.
5. *Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др.* Основные возрастные рубежи гранитоидного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 8, с. 1157 - 1178.
6. *Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева Е.С.* Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. Тр. ИГиГ, вып. 115. М., Наука, 1971. 352 с.
7. *Руднев С.Н., Борисов С.М., Бабин Г.А. и др.* Раннепалеозойские батолиты северной части Кузнецкого Алатау: вещественный состав, возраст и источники // Петрология, 2008, т. 16, № 4, с. 421-448.
8. *Руднев С.Н.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Автореферат на соискание уч. степени доктора д.г-м.н. Новосибирск, 2010. 32 с.
9. *Салтыкова Т.Е* (отв.исп.) Геологический ОТЧЕТ о результатах работ по объекту: «Изотопно-геохимическое и геохронологическое обеспечение Государственного геологического картирования масштаба 1:1 000 000». В 3 кн. СПб, 2008. ОФ ВСЕГЕИ.
10. *Хаин Е. В., Бибикова Е. В., Дегтярев К.Е . и др.* Палеоазиатский океан в неопротерозое и раннем палеозое: новые изотопно-геохронологические данные // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. С-Пб., Тема, 1999, с. 175 – 181.
11. *Шокальский С. П., Бабин Г. А., Владимиров А. Г., Борисов С. М. и др.* Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2000. 187 с.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И НЕФТЕГАЗОВЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Багдасарова М.В.

ИПНГ РАН, Москва (Bagdasarova@yandex.ru)

Современная геодинамика осадочных бассейнов изучалась нами более 20 лет в разных нефтегазоносных регионах. Использовались геодезические методы (повторное высокоточное нивелирование и светодальномерные измерения) для определения современных вертикальных и горизонтальных перемещений земной поверхности и повторные измерения гравитационного и магнитного полей с целью изучения вариаций этих параметров. Динамика флюидных систем, насыщающих осадочный чехол, изучалась геохимическими методами - геохимическими съемками по приповерхностным горизонтам и режимными наблюдениями гелия в водах четвертичных отложений и попутном газе нефтяных залежей. Все наблюдения привязывались к результатам сейсмических работ и геологическим материалам регионов.

Постановка геодинамических исследований была осуществлена по инициативе А.Т.Донабедова и В.А. Сидорова после проведенных ими работ в Донбассе, где по повторным нивелировкам железнодорожных путей были выявлены наиболее подвижные участки, которые оказались приуроченными к разломам, выявленным в осадочном чехле и фундаменте. Такие разломы характеризуются наибольшей подвижностью, проницаемостью и взрывоопасностью в глубоких шахтах [6]. Результаты геофизических и геодезических работ в Донбассе послужили основанием для разработки программы изучения современной динамики и флюидодинамики в разломных зонах нефтегазоносных регионов.

Работы проводились на специальных геодинамических полигонах в пределах Восточно-Европейской платформы, в Предкавказском прогибе, Западной Сибири и других регионах. Разработана методика геодезических наблюдений и интерпретации результатов, а также необходимый комплекс геофизических и геохимических работ с целью изучения геодинамики и флюидодинамики в зонах разломов [7].

Полученные результаты наблюдений и экспериментальных работ позволили по-новому оценить современную динамику и углеводородный потенциал нефтегазоносных бассейнов. Оказалось, что нефтегазовые месторождения приурочены к тем разломным зонам, которые характеризуются более высокими параметрами современных движений земной поверхности и изменчивостью во времени гравитационного и магнитного полей, а также более напряженным тепловым режимом. Эта закономерность проявляется в нефтегазоносных регионах с разным тектоническим строением и возрастом осадочных пород, а нефтегазовые залежи локализуются в зонах разломов в породах осадочного чехла и фундаменте на разных гипсометрических уровнях в зависимости от интенсивности геодинамических процессов.

Наиболее наглядным примером могут служить результаты многолетних исследований в Припятской впадине, являющейся северо-западным членом древней рифтовой структуры, пересекающей юго-западную часть Восточно-Европейской платформы и продолжающаяся на юго-восток в виде Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Припятская впадина достаточно хорошо изучена геофизическими методами и бурением. Фундамент впадины погружается в виде ступеней до глубины

7км. Осадочный чехол представлен вулканогенно-карбонатным и соленосным комплексами верхнего девона, который составляет 2/3 геологического разреза, а также терригенно-карбонатными отложениями верхним палеозоем и мезозойскими осадками. Особенностью девонской эпохи является проявления основного, ультраосновного и щелочного вулканизма, который контролировался глубинными разломами, формирующими впадину. Лавы изливались на дно бассейна, а после них проявлялась активная гидротермальная деятельность, подобно тому, как теперь наблюдается в рифтовых системах океанов..

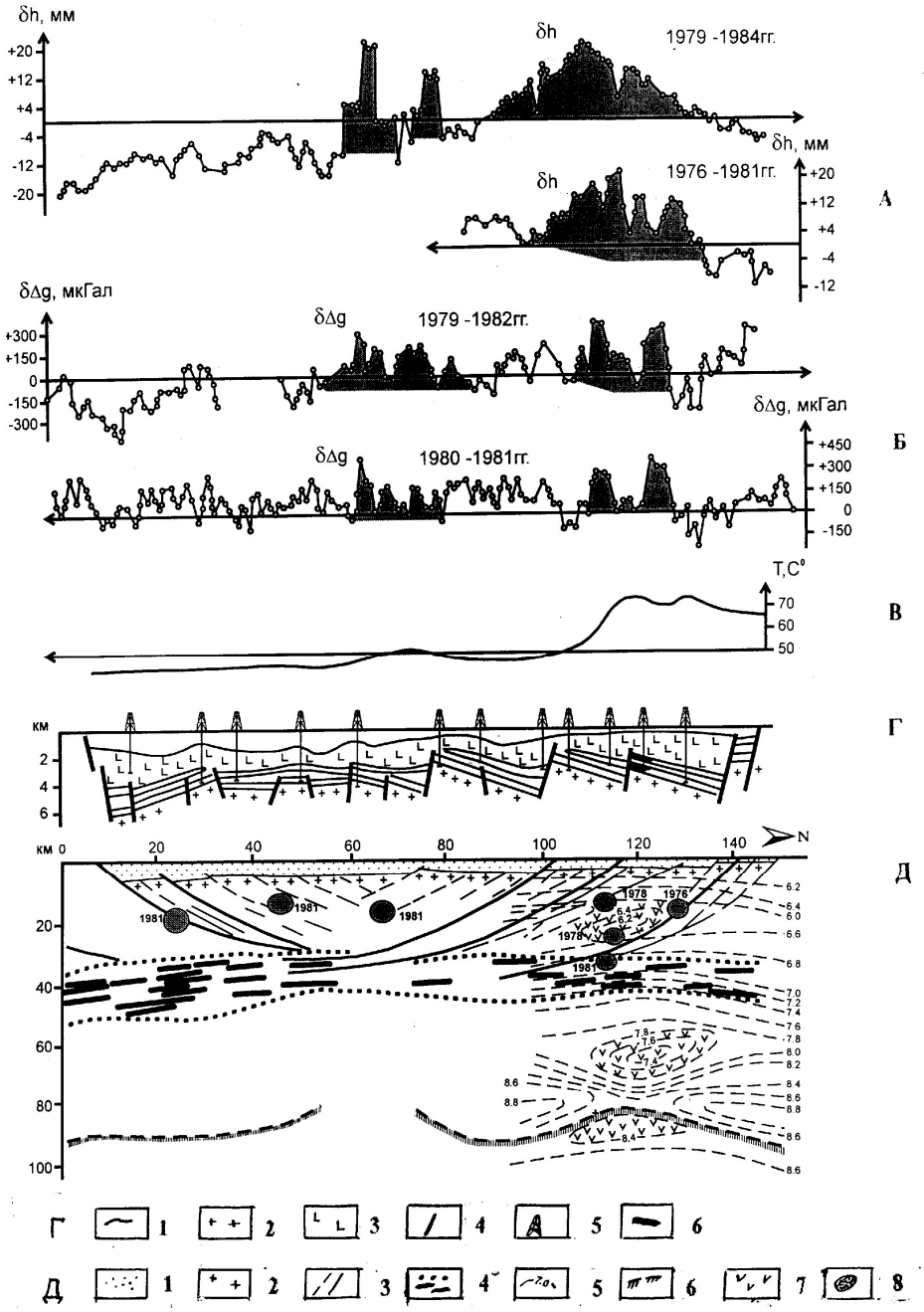


Рис.1. Результаты геофизических и геодинамических работ по региональному профилю через Прпятскую впадину. Условные обозначения: 1 – А современные вертикальные движения земной поверхности за разные периоды наблюдений (мм); Б – изменения во времени гравитационного поля за разные периоды наблюдений (мкГал); В –температурное поле в осадочном чехле на глубине 2,5 км (T^0C);Г – структура осадочного чехла и фундамента по данным КМПВ: 1-геологические границы, 2 – кристаллический фундамент, 3 – карбонатно-соленосная и вулканогенная толщи верхнего девона 4 – разломы фундамента, 5 – нефтяные скважины, 6 –

нефтяные залежи; Д –результаты глубинного сейсмического зондирования (по Гарецкому и Клушину,1988)1 – осадочная толща, 2 – кристаллический фундамент, 3 –разломы земной коры, 4 – переходная зона, 5 – скорости прохождения сейсмических волн, 6 – нижняя граница земной коры,, 7- зоны разуплотнения или газонасыщенности, 8 – зоны разуплотнения или газонасыщенности по геодинамическим данным.

Гидротермальной деятельностью затронуты в той или иной мере все осадочные породы в пределах проницаемых зон разломов. Карбонатные толщи часто доломитизированы, подвержены галитовому метасоматозу, часто ангидритизированы. В приразломных зонах в толщах известняков и доломитов встречаются вторичные поры и каверны, которые и составляют коллектор для нефтяных залежей, а зоны вторичной ангидритизации – плотные «покрышки». Залежи нефти локализуются в приразломных зонах в карбонатных толщах сильно измененных вторичными процессами.

Флюидные системы в осадочном чехле и фундаменте представлены рассолами, нефтью и газом разного состава. При изменении напряженного состояния геологической среды подвижные флюиды мигрируют вверх по разрезу, а при выходе разломной зоны на поверхность создают аномалии гелия и углеводородных газов в подпочвенном воздухе, что обычно улавливается приборами. При подъеме рассолов высокой минерализации соли выпадают в твердую фазу и создают купола и раздувы соляных масс, что также наблюдается в геологическом разрезе.

На рисунке 1 приведен региональный профиль через Припятскую впадину и выполненные по этому профилю сейсмические и геодинамические работы. Промышленная нефтеносность выявлена во впадине только в северной структурной зоне. По замеренным геодинамическим параметрам видно, что северная структурная зона испытывает современный подъем, более высокие градиенты современных движений земной поверхности и изменчивость во времени гравитационного поля. Для северной зоны характерны и более высокие температуры в осадочном чехле. Глубинным сейсмическим зондированием был изучен геологический разрез до глубины более 100 км [5]. Оказалось, что на глубинах 30, 70 и 100 км в пределах земной коры и верхней части мантии обнаружились зоны с пониженными скоростями прохождения сейсмических волн, что свидетельствует о разуплотнении, возможно большей газонасыщенности и плавлении вещества коры и верхней мантии. Позднее аналогичное соотношение продуктивности осадочного разреза и особенностей строения земной коры и верхней мантии было установлено на многих нефтегазоносных территориях [3].

Важны также установленные изменения во времени гравитационного поля, что отражено на соответствующих кривых. Эти соотношения свидетельствуют о том, что в осадочном разрезе и фундаменте в зонах разломов происходят геологические процессы, которые приводят к изменению плотности. Такие изменения могут быть связаны как с изменением во времени газонасыщенности в зонах трещиноватости, так и при выпадении соли из рапы при миграции растворов вверх по разрезу и изменении РТ условий..

Наиболее важным следствием проведенных геодинамических исследований было установление изменчивоти во времени локальных зон трещиноватости и разуплотнения по глубине – от глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии до различных по гипсометрии толщ осадочного чехла. Выявлялись центры напряжений в литосфере, которые возбуждают те или иные типы движений поверхности, зафиксированные повторным нивелированием. Выявлено, что напряжения в зоне разлома изменчивы и возникают в разное время на разных глубинах от 3-4 км до 25 км в земной коре. Установлено, что аномалии движений сопряжены с изменением во времени гравитационного поля. Эти сопряженные

геодинамические параметры свидетельствуют о геологических процессах, происходящих в зоне разлома. Процессы характеризуются изменением плотности, что может быть следствием увеличения газонасыщенности или выпадением солей в твердую фазу.

Современные движения земной поверхности изучались во многих регионах. При интерпретации эмпирических данных важна комплексность исследований разными методами и привлечение геохимических съемок и режимных наблюдений разгрузок (миграции) флюидных систем, отражающих тесную связь подвижности литосферы и динамики насыщающих ее флюидов. До поверхности. Такие комплексные исследования проводились в Припятской впадине. Использовалась водногелиевая и геохимическая съемки по четвертичным водоносным горизонтам, геохимическая углеводородная съемка и режимные наблюдения аномалий гелия в воде четвертичных отложений и попутных газах нефтяных залежей

Результаты водногелиевой съемки выявили ураганные аномалии гелия в воде четвертичных отложений в зоне пересечения Речицкого разлома с северо-восточным нврушением, что свидетельствует о глубинности этой проницаемой системы. Режимные наблюдения аномалии показали, что она изменчива во времени так же как и установленные вертикальные движения земной поверхности. Углеводородные аномалии в подпочвенном воздухе также были установлены при проведении съемки. Они расположены (в плане) вблизи выявленных месторождений.

Опробованием растворенных в нефти газов установлен гелий, а режимные наблюдения этих газов показали значительную изменчивость его содержания. Изменчивы также и многие параметры нефти, например – плотность. На рис.2 показан результат длительного периода наблюдений динамики флюидной системы в пределах Сосновского и Южно-Сосновского месторождений, контролируемых Речицким региональным разломом.

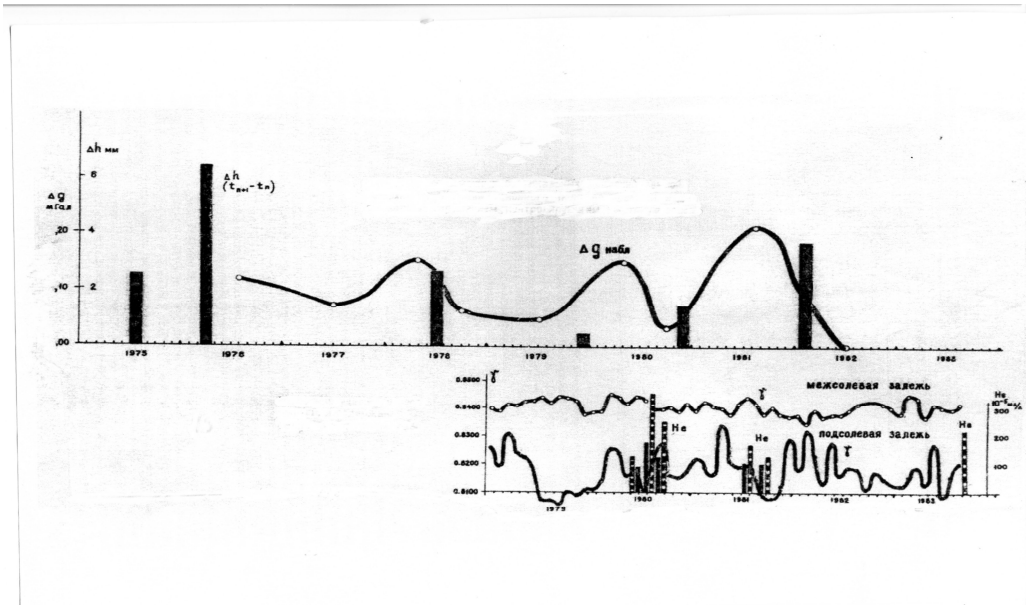


Рис.2. Нестабильность во времени флюидной системы в пределах Сосновского и Южно-Сосновского месторождений и изменение градиентов современных вертикальных движений земной поверхности и гравитационного поля.

На верхнем графике показана изменчивость градиентов вертикальных движений (Δh_{2-1}) и изменчивости во времени гравитационного поля (Δg_{2-1}) за длительный период наблюдений. На нижнем графике приведены данные о плотности нефти (γ г/см^3) для залежей в межсолевых и подсолевых отложениях

верхнего девона и содержание гелия в попутном газе подсолевой залежи, расположенной вблизи фундамента. На графике видна нестабильность плотности нефти за пятилетний период наблюдений. Наиболее резкая нестабильность проявляется в небольшой по объему приразломной залежи вблизи фундамента, в которой нефть более легкая и плотность ее очень изменчива.В большей по объему межсолевой залежи нефть более высокой плотности, которая также меняется, но менее резко. Сильно меняется содержание гелия в попутном газе.

Таким образом, динамика геологической среды, выраженная в градиентах современных движений земной поверхности и изменчивости гравитационного поля во времени , сопряжена с изменчивостью флюидной системы, проявляющейся в изменении содержания гелия в попутном газе и изменениях плотности нефти в залежах. Эти параметры свидетельствуют о том, что и в настоящее время происходит миграция флюидных систем в наиболее проницаемых зонах разломов при деформациях геологической среды. Продолжается формирование и переформирование залежей нефти и этот процесс отражен в тепловом поле, подвижности поверхности Земли и может быть использован в поисковых целях.

Приведенные соотношения свидетельствуют о том, что продуктивность осадочного разреза связана не с осадочной толщей и какими-либо особенными породами, а с более глубокими горизонтами земной коры и мантии. Флюидные системы разгружаются с больших глубин по наиболее проницаемым зонам разломов, тесно связаны с предшествующим вулканизмом и являются верхней частью «термогидроколонны». По геологическим данным (приуроченность к глубинным разломам) и специфическим вторичным преобразованиям пород в приразломных зонах мигрирующие флюидные системы предлагается рассматривать как накопленные и современные гидротермальные растворы, которые продолжают разгружаться в осадочный чехол и формируют как рудные, так и нерудные (нефть, газ, соль) полезные ископаемые [1,2].

Все приведенные выше геодинамические наблюдения и эмпирические данные позволили сделать следующие выводы:

1 – зоны нефтегазонакопления приурочены к разломам земной коры, активно развивающихся в настоящее время и проявляющихся в современных движениях земной поверхности и изменчивости во времени геофизических и геохимических полей;

2 – основные геодинамические параметры определяются деформациями земной коры в зонах разломов и миграцией флюидных систем (флюидодинамикой), разгрузка которых проявляется на разных гипсометрических уровнях вплоть до поверхности;

3 – залежи нефти и газа формируются в зонах разгрузки флюидных систем на пути их миграции в зонах повышенной трещиноватости, сопровождаются процессами образования коллекторов вторичных коллекторов и изолирующих свойств пород;

4 – по характеру вторичных преобразований пород и парагенезам с рудными минералами, а также связи с глубинными разломами, флюидные системы (нефть, газ, водные растворы) являются верхней частью термогидроколонны – флюидного солитона [4] и связаны с проявлениями магматизма предыдущих эпох;

5 – формирование месторождений нефти и газа осуществляется и на современном этапе геологического развития, что делает целесообразным при их поисках использовать выявленные на полигонах геодинамические параметры. Главным поисковым признаком при этом являются разломы фундамента, их современная тектоническая активность и флюидопроводимость, которые отражены в геодинамических параметрах. Важны также характеристики глубинного строения земной коры и верхней мантии,

отражающие современную тектоно-магматическую активность этих зон.

Таким образом, проведенные исследования подтвердили инструментально современную динамику геологической среды и миграцию флюидов из глубоких горизонтов фундамента а также связь зоны нефтенакопления с особенностями состояния верхней мантии.. Результаты геодинамических исследований свидетельствуют о том, что разгрузки гидротермальных систем и формирование месторождений углеводородов продолжаются и в настоящее время. Они приурочены к районам тектоно-магматической активизации разломных зон и могут быть замерены геодезическими, геофизическими и геохимическими методами. Геодинамические и флюидодинамические параметры, полученные на специальных геодинамических полигонах являются первыми методическими разработками, позволяющими понять связь современных глубинных процессов с формированием месторождений нефти и газа, а геодинамические критерии считать основой новых прямых методов поисков.

Литература

1. Багдасарова М.В. Роль гидротермального процесса в формировании коллекторов нефти и газа. //Геология нефти и газа, 1997, № 9 с.42-46
2. Багдасарова М.В. Современные гидротермальные системы и их связь с формированием месторождений нефти и газа //Сб.»Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности» 2000, М.Наука, с.100-115
3. Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям М., ГЕОН, 2000, 192 с.
4. Володин И.А., Гуфельд И.Л. Автосолитоны во флюидогеодинамике// Материалы совещания «Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма» т.1, 1999, с.147-150
5. Гарецкий Р.Г., Клушин С.В. Глубинное строение и нефтегеологическое районирование Припятского прогиба. Докл. АН БССР, 1988,т.132, № 1, с.49-52
6. Донабедов А.Т., Сидоров В.А. О соотношениях между современными вертикальными движениями, геофизическими полями и глубинным строением земной коры// Строение и физика глубинных недр западного региона СССР. Минск, Наука и техника 1969, с.5-21
7. Сидоров В.А., Багдасарова М.В., Атанасян С.В. и др. «Современная геодинамика и нефтегазоносность. М. Наука, 1989, 200 стр.

«ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА БЕЛОГО МОРЯ…» - ПРОДОЛЖЕНИЕ ДЕЛА В.Е.ХАИНА И Н.А.БОГДАНОВА ПО СОЗДАНИЮ СЕРИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ ОКРАИННЫХ И ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ РОССИИ

Балуев А.С., Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.

Геологический институт РАН, Москва, Россия
(baluev@ilran.ru)

В 2010 г. издана «Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий» м-ба 1:1500000, (Гл. редакторы Леонов М.Г., Казанин Г.С. Отв. редактор Балуев А.С. Авторы *Балуев А.С., Журавлев В.А., Колодяжный С.Ю., Пржиялговский Е.С., Слабунов А.И., Терехов Е.Н., Шаров Н.В., Шкарубо С.И.*) [5], в которой учтены и показаны все современные данные, полученные геолого-геофизическими исследованиями земной коры Беломорского региона в последние годы. Эта карта фактически завершает создание серии тектонических карт окраинных и внутренних морей России, изданных в период 1995-2003 гг. Институтом литосферы окраинных и внутренних морей РАН под редакцией В.Е.Хаина и Н.А.Богданова.

В середине 90-х годов в Институте окраинных и внутренних морей РАН была утверждена большая научная программа «Тектоника краевых морей» под руководством В.Е.Хаина и Н.А.Богданова, главной целью которой было составление тектонических карт акваторий и прилегающих к ним частей суши. Объединяющим принципом всей серии карт служила единая теоретическая основа – все они отражали подход авторов к решению проблем региональной тектоники с позиции теории тектоники литосферных плит. В эту серию тектонических карт вошли: 1) Тектоническая карта Средиземного моря м-ба 1:5000000 (1994) [8]; 2) Тектоническая карта Баренцева моря и севера европейской части России м-ба 1:2500000 (1996) [4]; 3) Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых м-ба 1:2500000 (1998) [6]; 4) Тектоническая карта Охотоморского региона м-ба 1:2500000 (2000) [7]; 5) Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления м-ба 1:2500000 (2003) [3]. За серию этих карт коллектив авторов во главе с В.Е.Хаиным и Н.А.Богдановым в 2003 г. были удостоены Государственной премии РФ. Последние карты из этой серии под редакцией В.Е.Хаина были недавно составлены уже в Геологическом институте РАН – это «Тектоническая карта Восточной Арктики» м-ба 1:2500000 (составлена в 2008 г. и сейчас находится в печати) и «Тектоническая карта Берингова моря (российская часть) и его северо-западного континентального обрамления» м-ба 1:2500000, авт. Н.И.Филатова, В.Д.Чехович (не издана).

Регион, строение которого отображено на «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» в масштабе 1:1500000 и описанию тектоники которого посвящена Объяснительная записка, расположен на севере Европейской части России (рис). Несмотря на то, что Белое море является единственным полностью внутренним морем России, геологическая изученность дна его акватории до последнего времени оставалась весьма слабой, и только в последние годы в бассейне Белого моря были выполнены комплексные геофизические исследования [1, 2]. Результаты этих и других работ последних лет, выполненных на территории Беломорья, значительно меняют сложившиеся представления о строении земной коры этого региона. В связи с этим в Геологическом институте РАН совместно с ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (МАГЭ) коллективом авторов была составлена «Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1500000 [5]. Главная цель, которую ставил перед собой авторский коллектив, это синтезировать все новейшие данные по тектонике Беломорского региона, включая данные комплексных геолого-геофизических

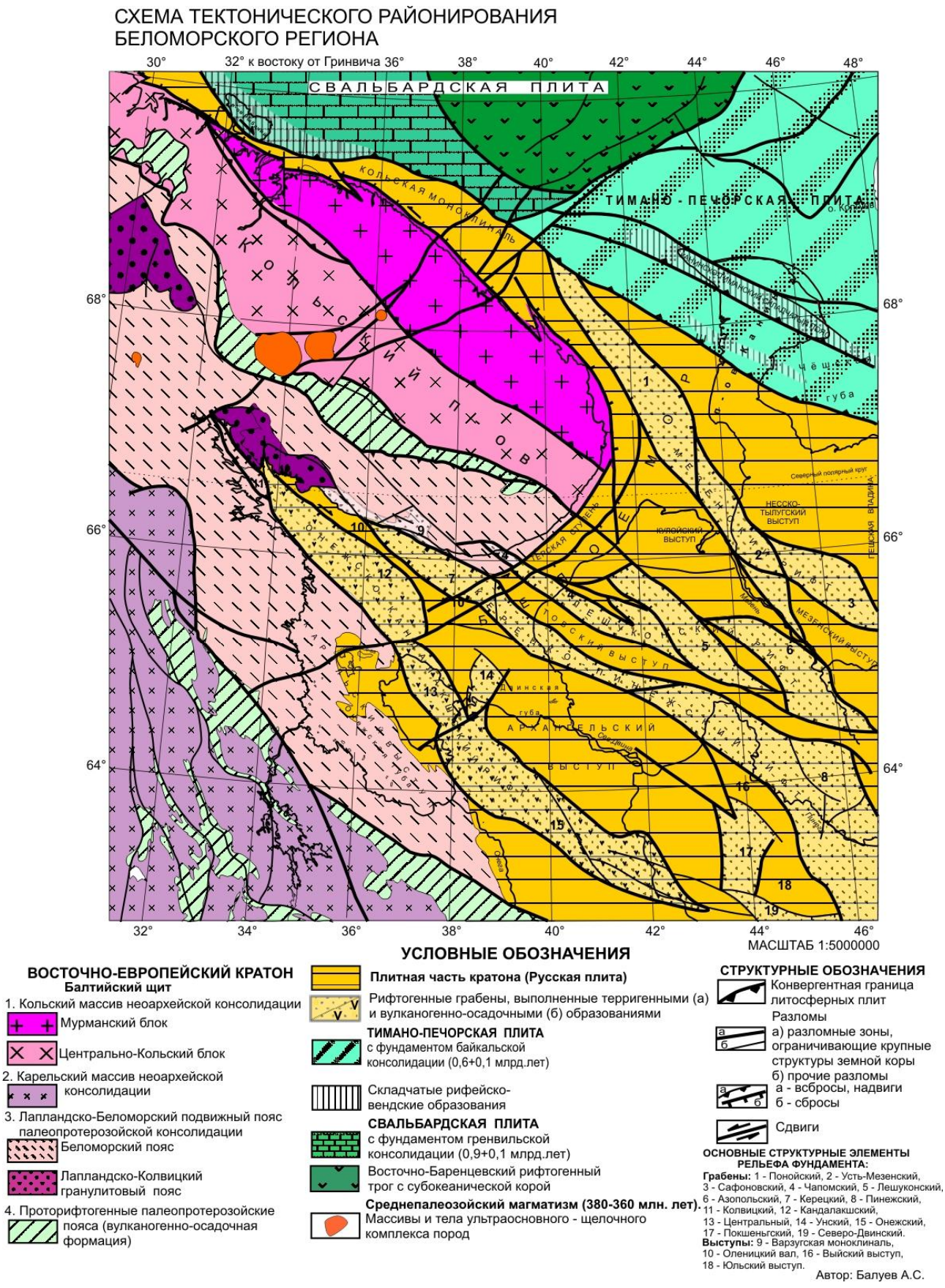


Рис. 1. Схема тектонического районирования Беломорского региона (составлена на основе «Тектонической карты Белого моря и прилегающих территорий», 2010).

исследований в акватории Белого моря, проведенных МАГЭ в последние годы, и новые данные наземных исследований. Основная задача, которая решалась при составлении «Тектонической карты…», – это показать единство структур консолидированной земной коры в пределах бассейнов Белого и южной окраины Баренцева морей и прилегающей к ним суши.

Карта охватывает довольно обширный регион, называемый нами «Беломорским», куда вошли следующие крупные структурные элементы: 1) восточная часть Балтийского щита, включающая Кольский полуостров и Карельский берег Белого моря; 2) западная часть Мезенской синеклизы; 3) палеорифтовая система Белого моря; 4) Кольско-Канинская моноклиналь; 5) северо-западная часть Тиманского складчатого сооружения и примыкающая к ней часть Тимано-Печорской плиты; 6) южная окраина Свальбардской плиты. На севере карта доходит до 70 параллели, на юге ограничена 63 параллелью, с запада и с востока площадь карты ограничена примерно 30 и 40 меридианами соответственно (см. рис).

Работа над картой выполнялась в лаборатории тектоники консолидированной коры (заведующий лабораторией доктор геолого-минералогических наук М.Г.Леонов) Учреждения Российской академии наук Геологического института РАН (ГИН РАН) и базируется на обширном фактическом материале. В сборе материалов для Карты и Объяснительной записки к ней принимали участие авторы и их коллеги из Геологического института РАН, Института геологии Карельского НЦ РАН, ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (МАГЭ).

Площадь карты охватывает северо-восточный сегмент Восточно-Европейской платформы и примыкающую к ней с северо-востока южную часть Баренцевоморского шельфа. Акватория Белого моря расположена в этом сегменте платформы на восточном склоне Балтийского щита, перекрытого осадочным чехлом. Чехол представлен рифейскими, верхневендскими, верхнепалеозойскими породами и четвертичными отложениями, выполняющими Мезенскую синеклизу.

Поскольку формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность и связано с древними структурами фундамента, то на карте в первую очередь отображены именно эти структурные элементы консолидированной коры. В связи с этим тектоника Балтийского щита представлена в несколько упрощенном варианте без детализации, которая привела бы к перегрузке карты. Акватория Белого моря частично покрывает непосредственно раннедокембрийские образования щита, частично – плитную часть платформы, но ее конфигурация и рельеф морского дна контролируются большей частью реактивацией древних палеорифтовых структур на неотектоническом этапе. Эти рифтовые структуры заложились в фундаменте Восточно-Европейской платформы в среднем рифее, пережили активизацию в среднем палеозое, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и в конце кайнозоя, когда образовался современный бассейн Белого моря. Главный принцип составления Тектонической карты, выраженный в ее легенде, – это выделение основных структурных элементов консолидированной коры Беломорского региона в их возрастной последовательности, отражающей тектоническую эволюцию литосферы северной окраины Восточно-Европейской платформы.

Западную часть площади карты занимает Карело-Кольская провинция Балтийского щита, представляющая собой выходящий на поверхность кристаллический фундамент платформы раннедокембрийской консолидации. В пределах этой части щита выделены Кольский и Карельский массивы и разделяющий их Лапландско-Беломорский гранулито-гнейсовый подвижный пояс (см. рис. 1). В пределах Кольского массива в северо-восточной его части выделен Мурманский блок, сложенный архейскими плагио- и плагиомикроклиновыми гранитоидами. Внутренняя структура Мурманского блока характеризуется преобладанием гранитоидных куполов и

гранитогнейсовых овалов, осложненных системой серповидных и прямолинейных разломов. С северо-востока Мурманский блок ограничен разломом Карпинского, по которому кристаллический фундамент опущен в сторону моря и ступенчато погружается под осадочный чехол Кольской моноклинали. С юго-запада Мурманский блок ограничен Титовско-Поросозерской шовной зоной, по которой он надвинут на Центральнокольский блок.

Лапландско-Беломорский гранулито-гнейсовый подвижный пояс расположен между Карельским и Кольским массивами и принципиально отличается от окружающих его образований. В его строении принимают участие две структуры: Лапландский и Беломорский пояса, эволюция которых во многом различна, но их объединяет то, что протолиты этих структур долгое время находились на глубине в зоне пластических деформаций и вышли к поверхности почти одновременно. Большая часть протолита Беломорского пояса образовалась 2,9-2,7 млрд. лет, т.е. синхронно с гранит-зеленокаменным комплексом Карело-Кольской провинции, однако к поверхности они были выведены значительно позже – в период 1,9-1,75 млрд. лет.

Образования карельской формации (2,6-1,7 млрд. лет) в пределах щита слагают изолированные пояса, которые сконцентрированы в двух главных ветвях карелид. Это Печенга-Имандра-Варзугская-Усть-Понойская ветвь трогов в пределах Кольского массива и Восточно-Карельская структура, состоящая из разобщенных трогов, выполненных породами вулканогенно-осадочной формации, в состав которой входят коматиит-базальтовая и риолитовая ассоциации. Они формируют проторифтогенные палеопротерозойские пояса.

Плитная часть Восточно-Европейского кратона (Русская плита) представлена северо-западным фрагментом Мезенской синеклизы, основание которой выражено на карте изолиниями рельефа кристаллического фундамента от 0 до -8 км и более, где по градиентным зонам рельефа фундамента обозначены разломные ограничения рифтогенных желобов. Впадины выполнены синрифтовым комплексом терригенных и вулканогенно-осадочных образований среднего-позднего рифея, местами обнажающихся по краю щита (Терский берег, п-ов Средний, о.Кильдин). Здесь выделяются четыре субпараллельные палеорифта северо-западного простирания (с юго-запада на северо-восток): Онежско-Кандалакшская, Керецко-Пинежская, Чапома-Лешуконская и Мезенская, разделенные выступами кристаллического фундамента – Архангельским, Товским и Кулойским с Мезенским. В основном же все рифейские грабены перекрыты либо вендпалеозойским платформенным чехлом (Мезенская синеклиза), либо водами современных бассейнов Белого и Баренцева морей.

С северо-востока к границе Восточно-Европейского кратона по линеаменту Тролльфиорд-Рыбачий-Канин примыкает Западно-Арктическая платформа, состоящая в свою очередь из двух плит: Баренцевской (Свальбардской) и Тимано-Печорской. Эта трансрегиональная граница представляет собой конвергентный шов, проявленный взбросом на п-ове Рыбачий и в пределах баренцевоморской акватории прослеживающийся в потенциальных гравимагнитных полях в юго-восточном направлении, где переходит в Западно-Тиманский глубинный разлом. Тимано-Печорская плита с байкальским складчатым фундаментом, выступающим на поверхность в Канинском горсте, расположена в северо-восточном углу карты. Примыкающая к ней с северо-запада Свальбардская плита, сформировалась на гетерогенном основании, в состав которого входят как блоки гренвильского фундамента, так и, возможно, байкальского [9]. Наложенной на Свальбардскую плиту структурой показано южное замыкание Южно-Баренцевской рифтогенной впадины. Структура мощного осадочного чехла южной части Западно-Арктической платформы, включающего палеозойские и мезозойские отложения и представляющего особый интерес в связи с его нефтегазоносностью, изображена в изолиниях глубин залегания фундамента и кровли осадков волжского (титонского) яруса.

Особыми знаками на карте выделены проявления внутриплитного основного рифей-вендского магматизма, генетически и пространственно связанного с процессами рифтогенеза, и щелочного магматизма, связанного со среднепалеозойской активизацией палеорифтовых структур.

Неотектоническая (современная) активизация территории Беломорья обозначена на карте системой активизированных разрывных дислокаций, которые отчетливо выражены в рельефе дна бассейнов Белого и Баренцева морей, в очертаниях береговых линий, а также в ландшафтных элементах сухопутной части территории. Наложением цветной штриховки обозначены тектонические впадины, испытывающие погружение в настоящее время. Для того, чтобы подчеркнуть современную тектоническую активность территории Беломорья, на карту вынесены эпицентры землетрясений, разделенные по интенсивности на две группы: более 3-х баллов и менее 3-х баллов. Таким образом, в построении «Тектонической карты Белого моря и прилегающих территорий» и ее легенде выдержан основной принцип составления карты – это выделение основных структурных элементов консолидированной коры Беломорского региона в их возрастной последовательности, отражающей тектоническую эволюцию литосферы северной окраины Восточно-Европейской платформы.

Литература

1. Журавлев В.А. Структура земной коры Беломорского региона // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 22-26.
2. Казанин Г.С., Журавлев В.А., Павлов С.П. Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря // Бурение и нефть. 2006. № 2. С. 26-28.
3. Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Масштаб 1:2500000. Гл. редакторы Хаин В.Е., Богданов Н.А. М.: Изд-во ПКО «Картография». 2000.
4. Тектоническая карта Баренцева моря и севера европейской части России. Масштаб 1:2500000. Редакторы Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: Изд-во ПКО «Картография». 1996.
5. Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий. Масштаб 1:1500000. Гл. редакторы М.Г.Леонов, Г.С.Казанин. М.: Изд-во ООО «ИПП Куна». 2010.
6. Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. Масштаб 1:2500000. Редакторы Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: Изд-во ПКО «Картография». 1998.
7. Тектоническая карта Охотоморского региона. Масштаб 1:2500000. Редакторы Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: Изд-во ПКО «Картография». 2000.
8. Тектоническая карта Средиземного моря. Масштаб 1:5000000. Редакторы Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: Изд-во ПКО «Картография». 1994.
9 Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Журавлев В.А. Глубинное строение и тектоника зоны сочленения Восточно-Европейского кратона (Балтийский щит) и Западно-Арктической платформы по комплексу геолого-геофизических данных // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Мат-лы 14 Междунар. Конференции. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. Ч.2. С. 356-358.

О ПЕРИОДИЧНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХИЗВЕРЖЕНИЙ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

А.Н.Балуховский, Т.А.Антонова, Т.Н.Гельви

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, Москва
(balukhov@geokhi.ru)

При обобщении материала по вулканитам континентов с целью определения распространённости и объёмов основных типов пород использованы данные радиометрического возраста вулканитов для определения периодичности извержений наиболее крупных вулканов в различных зонах орогенов, вулканических островных дуг и платформ на примере Южноамериканских Анд [1,2,6]. В раннем плейстоцене в южном сегменте Анд и сопряженной частью платформы активный вулканизм (преимущественно изливались толеитовые и щелочные базальты и андезиты, реже риолиты и пирокласты) в хронологическом интервале от 1.86 до 0.76 млн. лет по этим данным может быть разделён на две фазы: первую от 1.86 до 0.8 млн. лет с периодичностью активности от 240 до 50 тыс. и вторую 0.8 – 0.76 млн. лет с периодичностью извержений в 20 тыс. лет [3,4,5,7]. В северной части сегмента в позднем плейстоцене в интервале 783 – 12.2 тыс. лет выделяется ранний этап вулканической деятельности 772 – 359 тыс. лет с периодом от 155 до 5 тыс. лет и поздний – 300 до 12.2 тыс. лет. Максимальная длительность установленной активной деятельности отдельного вулкана достигает 212 тыс. лет в течение раннего интервала и 60 тыс. лет в течение позднего при колебаниях периодичности, начиная с 18.9 тыс. лет от 3.4 до 0.7 тыс. лет. Крупный перерыв в извержениях в этой части Анд равный 49.1 тыс. лет приходится на этап с 68 по 18.9 тыс. лет. В центральном Чилийско-Перуанском сегменте Анд (10 – 30 ^{o} ю.ш.) в юго-восточной части в раннем плейстоцене базальты и дациты (возраст 1.5 млн. лет) извергались и к западу и северу замещались андезитами и дацитами, занимающими основную площадь сегмента [6]. Вулканическая деятельность охватила интервал времени с 1.6 до 0.81 млн. лет со значительными перерывами от 40 до 280 тыс. лет между извержениями (8 извержений). В позднем плейстоцене в этом сегменте интенсивная вулканическая деятельность продолжалась с 800 до 10.7 тыс. лет. Извергались дациты, риолиты, андезиты, игнимбриты и туфы. Площадь занятая дацитами отдельных вулканов и вулканических групп плейстоцена достигает 2800 км^2, объём изверженных продуктов 140 км^3 (вулкан Гуайнапутина). Значительный перерыв в вулканической деятельности установлен в интервале 205 - 110 тыс. лет (95 тыс. лет) и 52 тыс. лет (в интервале 105 – 53 тыс. лет) в центральном сегменте [6]. В северном сегменте, в Кордильерах Колумбии, в раннем плейстоцене вулканизм охватил хронологический интервал от 1.99 до 0.99 млн. лет четвертичного периода [8]. Перерывы установлены на уровнях: 1.99-1.48 млн. лет (длительность 510 тыс. лет), одна фаза излияний андезитов и туфов известна на уровне 1.8 млн. лет, периодичность от 40 до 100 тыс. лет. Перерыв в 150 тыс. лет зафиксирован на уровне 1.20 – 1.05 млн. лет. Перерывы в позднем плейстоцене установлены на уровнях 680 – 560 тыс. лет длительностью в 120 тыс. лет и на уровне 200 – 50 тыс. лет длительностью в 150 тыс. лет. Периодичность в позднем плейстоцене варьирует от 90 до 20 тыс. лет (в интервале от 560 до 50 тыс. лет) и от 50 до 10.7 тыс. лет (6 извержений).

Литература

1. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Л., АН СССР-МИНГЕО СССР, ВНИИЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ. Отв.редакторы: В.Л.Барсуков, Н.П.Лавёров.1989, 79 листов.
2. Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника Мезозой и кайнозой. «АВИАР», М., 1993, 451 с.
3. Feininger Tomas. Allochtonous terranes in the Andes of Ecuador and northwestern Peru. Can. J. Earth Science. Vol. 24, p. 266-278. 1987. Geological Survey of Canada Contribution 22686.
4. Hampel Andrea, Adam Jurgen and Kukowski N. Response of the tectonically erosive south Peruvian forearc to subduction of the Nazca Ridge: Analysis of three dimentional analogue experiments.Tectonics, vol.23, TC 5003, 2004.
5. Hyndman R.D., Currie C.A. and Mazzotti S.P. Subduction zone Backarcs, mobile belts and orogenic heat. GSA Today: 2005, v.15, no 2.
6. Hora J.M., Singer B., Worner G. Volcano evolution and eruptiv flux on the thick crust of the Andean Central Volcanic Zone: 40Ar/ 39 Ar constraints from Volcan Parinacota, Chile. GSA Bull., 2007, v.119, no.3/4, p.343.
7. Khain V.E., Balukhovsky A.N. Historical Geotectonics. Mesozoic and Cenozoic. Russian Translations series 117. Oxford & IBH PUBLISHING CO. PVT. LTD. New Delhi – Kalcutta. 1997.
8. Pellegrini M., Longinelli A. Palaeoenvironmental conditions during the deposition of the Plio- Pleistocene sedimentary sequence of the Canoa Formation, central Ecuador: A stable isotope study. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. V.266 (2008), p.119-128.

РЕШЕНИЕ ВОПРОСОВ РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ ПРИ ОБРАБОТКЕ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ ДАННЫХ

Банников Г.А. , Вержбицкий В.Е.

Ти Джи Эс Нопек геофизическая компания Москва, Москва, Россия (gbannikov@yahoo.com)

Введение

Прописанная в заголовке тема подразумевает очень широкий спектр задач, которые в принципе могут быть рассмотренны в обозначенном контексте. Однако, в данной небольшой статье рассмотрены лишь некоторые аспекты данной темы, связанные с решением тектонических (структурных) задач, встречающихся при обработке сейсмики. Основная тема – сейсмическая миграция, её различные алгоритмы и методические приёмы с учётом эффективного отображения различных тектонических особенностей изучаемых геологических разрезов.

Тектоника и Миграционные преобразования.

Нет необходимости говорить что важнейшим методом для успешного решения правильного отображения различных тектонических особенностей изучаемого разреза являются программы учёта сейсмического сноса или миграции сейсмического сигнала. Однако, как правило на априорных разрезах изучаемый структурный объект выглядит очень невнятно и поэтому адекватно реалиям задать его очертания на скоростной модели бывает очень затруднительно. В настоящее время разработаны специальные скоростные алгоритмы миграции для оперативного тестирования различных скоростных моделей с целью её оптимизации как по скоростям, так и по конфигурации аномального тела. На рисунке 1 показан пример такого итеративного подхода для прорисовки соляного тела весьма сложной конфигурации [1]. В данном случае важным аспектом является оперативность просчёта самой миграции, что в общем случае является весьма дорогостоящей процедурой.

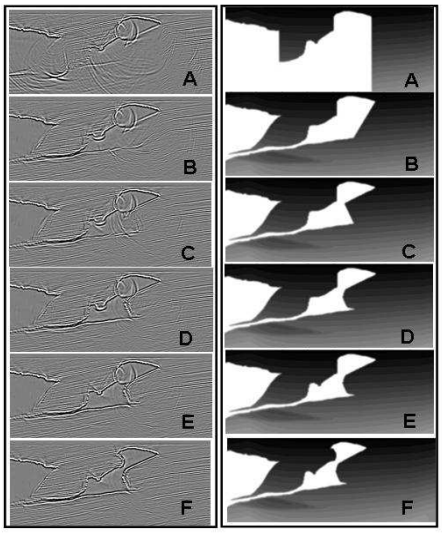


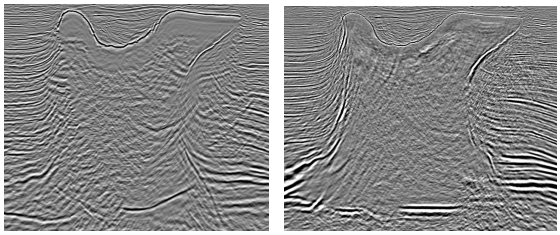
Рис. 1. Пример итеративного уточнения скоростной модели и результаты Глубинной Миграции.

Для такого оперативного тестирования создан упрощенный вариант алгоритма, который однако позволяет оценить эффективность модели без чрезмерно больших временных и компьютерных затрат. Конечный результат демонстрирует хорошее приближение формы объекта как на модели (колонка изображений справа) так и на глубинном сейсмическом разрезе (колонка изображений слева).

Весьма специфической особенностью практически любой геологической среды является её анизотропия. Очень важно поэтому это обстоятельство учитывать при обработке, поскольку в противном случае все тектонические (структурные) объекты будут существенно искажены на результативных сейсмических разрезах.

В работе [2] показаны подходы и результаты по учёту анизотропии в условиях проявления солянокупольной

тектоники при выполнении Глубинной Миграции.



а б

Рис. 2. Полноволновая Глубинная Миграция без учёта (а) и с учётом (б) анизотропии.

На риснке 2 приведено сравнение реультата миграции без учёта (а) и с учётом (б) анизотропии при изображении массивного соляного диапира. Важно подчеркнуть, что принципиальным результатом учёта анизотропии является тот факт, что в итоге мы можем получить совершенно адекватную увязку сейсмических и каротажных данных, что свидетельствует о хорошем приближении глубинного сейсмического результативного разреза к реальному. На рисунке видно, что и боковые стенки и подстилающий горизонт после учёта анизотропии выглядят намного убедительнее, нежели до выполнения анизотропного анализа.

В сложнопостроенных средах с крутыми наклонами боковых стенок исследуемых объектов и невыразительным представлением на априорном сейсмическом разрезе наклонных и глубоко расположенных горизонтов, одним из самых эффективных алгоритмов является Миграция Обратных Времён, МОВ (Reverse Time Migration). Однако, очень часто геологические объекты бывают настолько сложными, что провести миграцию в наиболее корректном режиме с точки зрения компьютерных затрат не удаётся. Чтобы сделать МОВ более эффективной даже в таких условиях, предложено выполнять её в несколько этапов, разбивая глубинный разрез на несколько этажей [3]. При этом достигается оптимизация как компьютерных затрат, так и самого результата. Результат обычного и смешенного алгоритма МОВ показаны на рисунках 3 и 4. Четко можно видеть насколько выразительнее с точки зрения различных тектонических особенностей разреза становится результат при выполнении оптимизированного смешанного алгоритма. Это касается практически всех глубинных интервалов – и зоны распространения соли в верхней и средней частях разреза и подсолевого комплекса, на котором начинают четко проявляться многие тектонические особенности, которых не было видно на предыдущем разрезе. На рисунке 4 практически отсутствуют немые зоны, т.е. сейсмический материал на всём интервале глубин становится сопоставимым, что также является очень важным результатом.

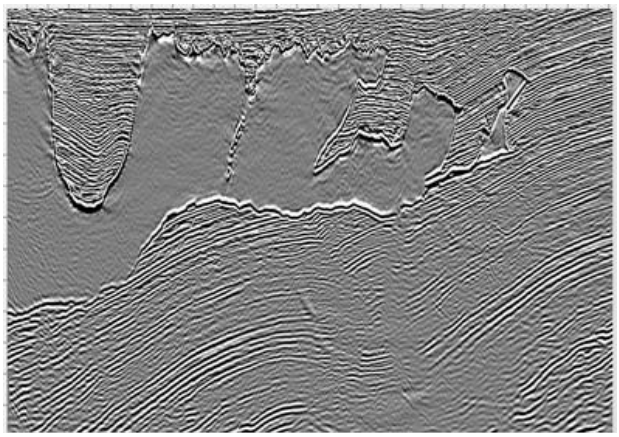


Рис. 3. Результат Глубинной Мигрции Обратных Времён в обычном варианте.

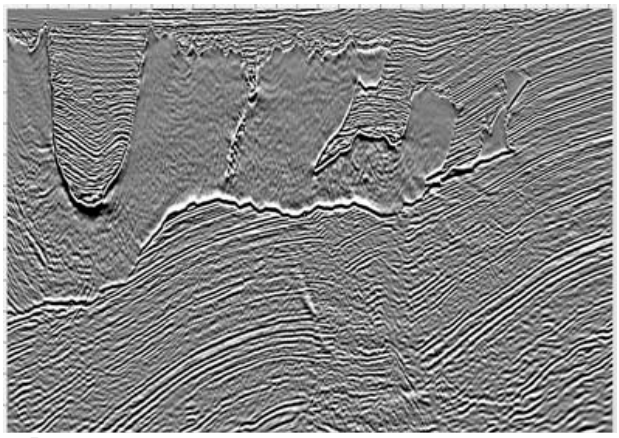


Рис. 4. Результат применения смешанного миграционного преобразования.

Для корректного выполнения любого миграционного преобразования на первое место выходит вопрос получения

правильной скоростной модели, которая используется при миграции. В работе [4] предложен эффективный способ такой оптимизации скоростной функции (Courtesy of BP, from Sirgue et al., EAGE 2009 Extended Abstracts.).

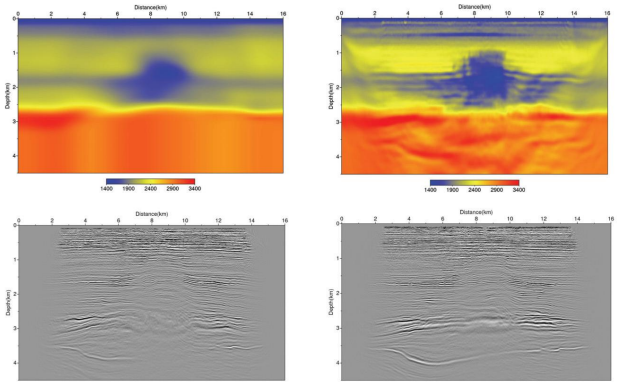


Рис. 5. Априорная (вверху слева) и инвертированная (вверху справа) модели. Ниже показаны результаты ГлубинноймМиграции..

На рисунке 5 показано сравнение скоростных функций и результатов миграции по априорной и инвертированной скоростным моделям. Уже на уровне скоростей четко видно более высокую разрешенность и фокусировку данного сейсмического материала. Этот факт находит отражение и после выполнения миграции, где мы можем видеть не только повышение тех же параметров разрешенности и фокусировки, что само по себе является замечательным результатом, но и довольно существенное изменение тектонического плана. В центральной части на больших глубинах мы уже не видим эдакой «мёртвой» зоны, которую можно было интерпретировать как зону разломов, приуроченных к некой грабенообразной структуре. Более детализированной, но в то же время и более четкой, сфокусированной смотрится самая глубокая часть разреза, адекватное отображение которой как правило всегда очень затруднено именно из-за различных искажений сейсмического сигнала, связанных в том числе и со скоростями.

Заключение

Важнейшим алгоритмом для решения сложнейших задач региональной структурной геологии и тектоники является Глубинная Миграция, различные варанты которой позволяют гибко подходить к конкретным задачам и оперативно их решать. Тектоника является важнейшим аспектом, который необходимо учитывать при цифровой обработке сейсморазведочных данных. Но, к сожалению, универсального метода для всех случаев жизни на сегодняшний день не существует, да вряд ли стоит его ожидать и в будущем. Каждый конкретный случай нуждается в строго индивидульном подходе при применении тех или иных отдельных алгоритмов, методик и их комбинаций при обработке сейсморазведочных данных.

Литература

1. Kwangjin Yoon, Bin Wang, Young Kim, Huimin Guan TGS-NOPEC. Localized reverse time migration for salt model building
2. Wilfred Whiteside, Wenlong Xu, Zhiming Li, Ashley Lundy, and Itze Chang, TGS-NOPEC Geophysical Company. Enhanced Anisotropic Model Building Methodology and Pre-stack Depth Imaging in Deep Water Gulf Of Mexico: A case history.
3. H. Guan, Z. Li, B. Wang and Y. Kim, TGS, 2500 CityWest Boulevard, Suite 2000, Houston, TX 77042, USA. A Multi-Step Approach for Efficient Reverse-Time Migration.
4. Paul Williamson, Total E&P Research & Technology USA, Bin Wang, TGS, DIMITRI BEVC, FusionGeo, Ian Jones, ION-GXT Full wave-equation methods for complex imaging challenges, March 2010 The Leading Edge.

БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РУДООБРАЗОВАНИЯКЛИЧКИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Барабашева Е.Е., Стремецкая Е.О.

Читинский государственный университет, Чита, Россия (barabasheva@mail.ru)

Геологическое строение Кличкинского рудного узла в разные годы изучалось многими исследователями, но до сих пор нет единого мнения о его стратиграфии и тектонике.

Кличкинский рудный узел расположен в южной части Приаргунского полиметаллического пояса и рассматривается как гетерогенная складчатая область, подвергшаяся значительной активизации в верхнеюрское время. Он объединяет месторождения различных генетических типов. Его общая площадь определяется границей подземного контура Кир-Киринского массива и составляет 325-350 км^2. Рудный узел включает более 20 месторождений и рудопроявлений полиметаллов (свинец-цинк), редких металлов и золота, флюорита, которые выражены, в основном, серией маломощных прерывистых жил сфалерит-галенитового состава, вытянутых в юго-западном направлении от горы Кличка на протяжении 1,5-2 км.

Вмещающие породы представлены желто-серыми доломитами с маломощными прослоями кварц-слюдистых и углистых сланцев, прорванными гранитами Урулюнгуевского массива, диоритами Савинского штока и небольшими телами гранит-порфиров.

В размещении месторождений и рудопроявлений Кличкинского рудного узла отмечается общая закономерность их выходов в узкой зоне вблизи Кир-Киринского интрузива, который принадлежит к образованиям кукульбейского комплекса, рудоносного в Забайкалье на свинец, цинк, олово и другие элементы, включая золото. Сам массив по геохимическим признакам рудоносен на свинец, цинк, олово. Вокруг массива морионовых гранитов образуются эманационные ореолы свинца, цинка, олова, бериллия, молибдена, фтора, ртути со следами серебра и золота. Ореолы рудных тел имеют самые различные размеры по мощности и простиранию в зависимости от характера вмещающих пород и структурной обстановки. Общей для всех месторождений является вертикальная зональность первичных ореолов, концентрирование свинца, серебра, ртути, сурьмы и золота в надрудных интервалах, а цинка, меди и олова – в подрудных интервалах ореолов [2].

Главными минералами являются пирротин, пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, аксинит, флюорит, цеолиты, кварц, карбонаты. Более редки борнит, кубанит, магнетит, касситерит, самородное серебро и золото. Всего в кличкинских рудах определено более 60 минералов. Некоторые минералы (сфалериты, галениты, пириты) содержат в значительном количестве примеси кадмия, висмута, индия, серебра, золота. Более щелочная обстановка сульфидных стадий благоприятна для накопления кадмия, железа, висмута, а кислая - для мышьяка, сурьмы, олова, серебра, золота, галлия. Медь и марганец могут концентрироваться как в кислой, так и в щелочной среде [2].

Особенно высока насыщенность месторождениями и рудопроявлениями вдоль северной границы интрузива, где он контактирует с осадочно-метаморфическими породами протерозоя и нижнего палеозоя. Золото-полиметаллическое оруденение Забайкалья локализовано в геоантиклинальной зоне, где на поверхность выведены древние карбонатные породы. Практически все месторождения Кличкинского рудного узла приурочены к тектонически ослабленным зонам и располагаются в осадочно-метаморфической матрице карбонатов.

Присутствие метаморфизованных фаций, а также сернистых эманаций (поверхностная пиритизация) в карбонатных осадках матрицы может свидетельствовать о вулканизме в протерозойско-раннепалеозойское время. Так как следов массового вулканизма того времени на территории Кличкинского бассейна не обнаружено, предполагается наличие подводного вулканизма.

Существовавший в позднепротерозойское - раннепалеозойское время палеобассейн явился источником накопления карбонатных и карбонатно-терригенных илов, содержащих многочисленные остатки цианобактериальных матов и удоканий верхнего протерозоя.

Повышенная карбонатизация бассейна способствовала формированию осадительных геохимических барьеров, резкой смене pH и Eh. Нарушение баланса приводило систему к неравновесному состоянию, и многие растворенные формы металлов выпадали в осадок.

К числу биологически опосредованных процессов, происходящих спонтанно, следует отнести реакции выветривания (в том числе гальмиролиза), цикличного диагенеза в биотически контролируемой среде бассейна седиментации, сорбции и биосорбции, в которых основным сорбентом служат тела микроорганизмов или продуцируемые ими неклеточные вещества, биотические трансформации минералов в окислительно-восстановительных условиях.

Выветривание горных пород происходило после химической гидратации CO_2 при растворении. Высокая локальная концентрация CO_2 возникала при разложении частиц органического вещества с синтезом высокомолекулярных устойчивых органических соединений. Образование первичных карбонатов связано с удалением избыточного количества диоксида углерода и частичной его заменой эквивалентным количеством кислорода. Дегазация осуществлялась в цикле неорганического углерода и сопряжена с циклами кальция и магния: избыточное количество CO_2 связывалось в нерастворимые карбонаты с захоронением их в осадочных оболочках с последующим рециклом. Процесс обусловлен извлечением кальция и магния из изверженных пород в водной среде согласно условному равновесию $CaSiO_3+CO_2=CaCO_3+SiO_2$. Реакция имела место дважды, сначала в зоне подводных гидротерм при контакте свежих изверженных пород с CO_2 и H_2O, затем субаэрально при углекислотном выветривании пород.

Установлено, что в протерозое отложения карбонатов в виде доломитов на территории Кличкинского палеобассейна, соответствовали развитию цианобактериального сообщества, образующего слоистые биогенно-осадочные породы – строматолиты. В протерозое в основном формировались кислотоустойчивые формы карбонатов в виде доломитов $CaMg(CO_3)_2$ с соотношением Ca/Mg=1/1. Образование доломитов и их связь с цианобактериальными сообществами объясняется физико-химическими условиями гидросферы протерозоя, благоприятными и для цианобактерий, и для осаждения доломита.

Накопление неорганического углерода карбонатов сопряжено с мобилизацией кальция и магния. В истории Земли известняки преобладают, но доломиты более устойчивы к воздействию кислот и поэтому могут сохраняться при микробном брожении. В частности, для Кличкинского бассейна характерно участие сульфатредукторов в образовании первичных доломитов в результате удаления сульфидогенами органических кислот.

На глинистом субстрате цианобактериальная пленка не успевала разложиться либо из-за быстрого захоронения, либо вследствие медленного анаэробного распада в отсутствие серы. Индикатором восстановительных условий служило отношение Fe(II)/Fe(III).

Таким образом, специфика древнего бассейна способствовала широкому развитию микроорганизмов и строматолитовых построек, которые в

условиях мелководья распространялись на огромных площадях.

По морфологии цианобактериальные маты представляют собой плотные структурные образования с явно выраженными слоями, окраска которых определяется или цветом пигментов микроорганизмов, или образуемыми между ними минералами. Верхняя зона мата, занятая цианобактериями и фототрофными бактериями (термофильные маты), имеет зеленоватую или желтоватую окраску. Ниже располагается черная (анаэробная) зона развития сульфидогенов, мощных генераторов сероводорода, который окрашивает зону в черный цвет.

Для нижних карбонатных слоев анаэробной зоны Кличкинского бассейна выделяется сложная цепь реакций, осуществляемых различными функциональными группами бактерий. Развитие определенных групп микроорганизмов в мате создавало различные геохимические барьеры: окислительно-восстановительный, щелочной, сероводородный. Образование геохимических барьеров в цианобактериальном мате вело к осаждению ряда металлов и формированию минералов. Существовавшая под матом сульфатредукция, создавала сероводородный барьер на пути минерализованных гидротерм, поступавших в результате подводного вулканизма, и обуславливала отложение сульфидов железа, свинца, цинка в виде пирита, халькопирита, галенита, сфалерита и др. Ряд минералов в матах осаждался хемогенным путем.

Свинец и цинк, в больших количествах присутствующие в гидротермах, по-видимому, переходили транзитом в карбонатные толщи. Древние бактерии в процессе гипергенеза способствовали растворению, переводу в подвижную форму и накоплению свинца, цинка, железа, как основных рудных составляющих узла. При этом бактерии не являлись элементоспецифическими, а способствовали накоплению рудных элементов как катализаторы или фильтры.

Что касается встреченных в карбонатах Клички остатков удоканий, то здесь минерализации подверглись участки частично разложившихся органических тканей внутри скелетных остатков вместе с принимавшими участие в их разложении бактериальными телами.

Формы миграции рудного вещества осуществлялись посредством растворов в виде карбонатов, гидрокарбонатов, сульфатов, окислов, гидроокислов, которые локализовались в неглубокие седиментационные бассейны, представленные лагунами и прибрежным мелководьем. Восстановительными условиями обладали зоны скопления органики в виде цианобактериальных матов, текстур микробиального происхождения и мягкотелой проблематики.

Формирование многочисленных полиметаллических (Pb-Zn) рудопроявлений Кличкинского рудного узла связано с эпизодами внутриплитной магматической активности, которая интенсивно проявилась в юрский период в виде гранитных интрузий Урулюнгуевского массива, диоритов Савинского штока и небольших тел гранит-порфиров. В результате перерастворения рудоносных осадков протерозойской карбонатной матрицы юрскими гидротермами произошло дополнительное насыщение Кир-Киринского интрузива свинцом, цинком, железом, оловом, серебром, золотом и другими элементами.

Механизм формирования руд, в соответствии с представленной моделью [3], сводится к следующим этапам: 1) раннепротерозойскому седиментационно-диагенетическому этапу образования руд в результате сноса поверхностными водотоками гипергенных продуктов; 2) позднепротерозойскому биогеохимическому этапу сорбции и биосорбции поступающих рудных компонентов цианобактериальными матами и другой микробиотой; 3) позднепротерозойскому этапу

сульфатредукции цианобактериальными матами элементов гидротерм; 4) раннепалеозойскому эпигенетическому этапу тектонофизической трансформации, приводящей к формированию оруденения и появлению первых жильных минералов; 5) юрскому этапу рудного минерагенеза с участием гидротерм Савинского штока.

Подтверждением предложенной модели может являться тот факт, что для выяснения источников рудного вещества был исследован изотопный состав свинца сульфидных минералов рудопроявлений Мыльниковско-Хоркиринского и Почекуевского месторождений Кличкинского рудного поля [4]. Оба месторождения располагаются в пределах проекции на современную дневную поверхность контура Кир-Киринского массива редкометалльных морионовых гранитов кукульбейского комплекса. Первое приурочено к линзе доломитов и известняков нортуйской свиты рифейского возраста, сохранившихся среди палеозойских гранитоидов, второе приурочено к зонам тектонических нарушений и к плоскостям наслоения известняков и кристаллических сланцев быркинской свиты.

Результаты исследования изотопного состава свинца в галенитах, сфалеритах и пиритах месторождений являются аномальными и могут быть интерпретированы как линии смешения свинца двух различных геохимических резервуаров – «корового» и «мантийного». При этом для линий смешения, определяющих эволюцию рудных свинцов Мыльниковско-Хоркиринского и Почекуевского месторождений, в качестве корового источника свинца считают вещество верхней континентальной коры. Этому условию удовлетворяют карбонатно-терригенные осадки протерозойского мелководного палеобассейна. Природа «мантийного» источника вещества установлена для рудных свинцов Мыльниковско-Хоркиринского и Почекуевского месторождений в виде гранитов Кир-Киринского массива.

Таким образом, для Кличкинского рудного узла, мы предлагаем два основных этапа рудонакопления. Первый позднепротерозойский этап отразился в концентрации первичного рудного вещества подводных вулканических гидротерм цианобактериальными матами и органогенными илами в пределах мелководного палеобассейна. Второй этап выражен в обогащении юрских интрузий кукульбейского комплекса рудными составляющими в результате перерастворения рудосодержащих осадков, накопленных в органогенно-карбонатной матрице.

Литература

1. Геологическоестроение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500000. -Чита, 1997. -239 с.
2. Санин, Б.П. Геология и геохимия Кличкинского рудного узла и прогноз оруденения /Б.П. Санин, Л.Д. Зорина. Новосибирск: Наука, 1978. - 184 с.
3. Секисов, А.Г. Дисперсное золото. Геологический и технологический аспекты / А.Г. Секисов, Н.В. Зыков, В.С. Королев. – Чита: ЧитГУ, 2007. – 270 с.
4. Татарников С.А., Дриль С.И., Владимирова Т.А., Сасим С.А. Изотопный состав Pb и источники рудного вещества полиметаллических месторождений Юго-Восточного Забайкалья / С.А.Татарников, С.И. Дриль, Т.А. Владимирова, С.А. Сасим

ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ОКЕАНАХ И НА КОНТИНЕНТАХ КАК ИНДИКАТОРЫ ПАДЕНИЙ ГАЛАКТИЧЕСКИХ КОМЕТ

Баренбаум А.А

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия
(azary@mail.ru)

Введение

В настоящее время в геологии основные тектономагматические явления на планете – спрединг океанского дна и внутриплитный магматизм объясняют двумя разными плохо совместимыми физическими механизмами: теорией литосферных плит, основанной на моделях глобальной мантийной конвекции [7, 8, 10], и механизмом мантийных плюмов [4]. При этом полагают, что необходимая тектономагматическим процессам энергия выделяется в земном ядре.

Космические факторы, как правило, не учитывают, хотя допускается, что они могут быть спусковым механизмом при передаче энергии из ядра к поверхности Земли [11].

Известно, однако, что процессы в ядре Земли не являются единственной причиной тектономагматической активизации нашей планеты. Другой причиной энергетически более мощной и эффективной оказываются падения на Землю крупных космических тел в первую очередь, галактических комет [1].

Ниже приводятся веские, на наш взгляд, доводы и соображения в пользу гипотезы [2, 3], согласно которой тектономагматические процессы вполне могут быть инициированы падениями на Землю галактических комет.

Галактические кометы

Галактические кометы [1] – это недавно открытый класс крупных космических тел, интенсивно бомбардирующих все планеты в эпохи пребывания Солнечной системы в струйных потоках и спиральных рукавах Галактики. В геологической истории Земли времена падений таких комет выделены как повторяющиеся через 20–37 млн. лет эпохи катастроф: геологических, климатических и биотических, выступающих естественными границами стратонов шкалы фанерозоя.

В эти сравнительно короткие интервалы времени длительностью ~4–5 млн. лет на нашу планету может выпадать до ~10^4–10^6 галактических комет. Последняя кометная бомбардировка средней силы имела место на границе неогенового и четвертичного периодов и закончилась ~1 млн. лет назад.

Состоят кометы Галактики в основном из водяного льда плотностью ~1 г/см^3. Размер их ядра 0.1÷2.5 км, масса 10^{12}÷10^{17} г, а энергия 10^{20}÷10^{25} Дж. Из-за наклонения плоскости эклиптики к направлению на центр Галактики, область с максимальной плотностью кометных ударов перемещается по поверхности земного шара от полюса к полюсу с периодом ~300 млн. лет.

Механизм кометных воздействий

В отличие от крупных астероидных тел, падения которых на Земле создают кратеры диаметром 10-100 км, галактические кометы не образуют астроблем. В атмосфере Земли ядра этих комет полностью разрушаются, формируя в земной коре гиперзвуковую волну напряжений, которая, по-видимому, с малым поглощением проникает на глубины ~10÷100 км, где взрывным образом отдает свою энергию породам литосферы [1, 3].

В результате под местом падения комет происходит быстрый локальный нагрев и частичное плавление пород с образованием крупных магматических камер. Эти камеры сегодня обнаружены в океанах под многими подводными горами. Объем камер ~10^4÷10^5 км^3, а степень плавления их вещества ≤10% [4]. Тем самым в камерах возникает объем магматического расплава ~10^3÷10^4 км^3.

За счет разной плотности окружающих пород и нагретого вещества камеры, в ней появляется избыточное давление, которое заставляет магму двигаться наверх. Время жизни камер >100 млн. лет [4], поэтому истечение магмы из камеры может длиться все это время. Одновременно под действием

архимедовой силы сама камера также может «всплывать» к поверхности.

Таким образом, в соответствии с нашей гипотезой, падения на Землю галактических комет создают под земной поверхностью на глубине ~10-100 км «пузыри» нагретого до плавления вещества. Использованный нами термин «магматическая камера» – частный случай. В научной литературе пузыри также называют «геодинамическими очагами».

В работе [2] обращено внимание на то, что при типичной плотности падений комет возникновение таких пузырей вызывает ряд эффектов, как одиночных, так и групповых, которые могут стать ключом к пониманию физики тектономагматических явлений.

Рассмотрим эти эффекты.

Одиночные (локальные) эффекты

Первый эффект**.** Обусловлен тем, что истекающая из пузыря магма, поднимаясь наверх, может остыть и кристаллизоваться как, не достигнув земной поверхности, так и на ней самой. В первом случае образуются различные по морфологии типы интрузий, а во втором – возникают такие структуры как, например, подводные горы.

Второй эффект**.** Вследствие быстрого и значительного возрастания объема нагретых пород в пузыре, земная поверхность над ним испытывает поднятие. Данный эффект наиболее выражен у магматических камер, залегающих близко к земной поверхности. В частности, он хорошо наблюдается у вулканов на океанском дне.

Известно, что молодые подводные горы располагаются на цоколе, возвышающемся на сотни метров над окружающей гору абиссальной равниной [6]. Такие цоколи, названные сводовыми поднятиями, широко распространены на океанском дне.

Вместе с тем многие сводовые поднятия испещрены трещинами и разломами, по которым лава изливается на дно, заливая его обширные площади. Поэтому поступление на поверхность лав из магматических камер может происходить и без образования гор.

Третий эффект**.** Из-за более низкой плотности вещества, чем у окружающих пород, пузырь под действием архимедовой силы может всплыть к поверхности. При этом с уменьшением внешнего давления его размеры растут, а вещество магматической камеры нагревается и проплавляет выше лежащие породы. Как следствие, состав магмы, поступающей к поверхности, может со временем меняться, формируя породы от щелочных и текучих («глубинных»), до более кислых и вязких («поверхностных»).

Четвертый эффект**.** Всплывая, камера может исчерпать запас тепловой энергии до того как образовавшийся расплав достигнет земной поверхности. В этом случае магма начинает остывать и кристаллизоваться в верхних этажах коры. Данным механизмом, мы полагаем, можно объяснить образование таких распространенных геологических тел, как батолиты и диапиры.

Пятый эффект**.** Если за время жизни камеры ее покинет большая масса магмы, то на заключительной стадии эволюции, когда температура камеры упадет, объем ее пород окажется меньше, чем был до нагревания. В результате над местом положения камеры положительные формы рельефа обязательно уступят место отрицательным.

Это явление отмечено у подводных гор. Старые «потухшие» горы оседают больше, чем это можно объяснить действием их собственного веса [8]. Мы связываем этот дополнительный эффект с наличием под горами образовавшейся «ямы».

Шестой эффект**.** При раскрытии океана в зонах срединных океанических хребтов скорость горизонтального движения пород океанской литосферы с глубиной убывает. Она максимальна у поверхностного слоя остывающей океанской коры, ведущей себя как весьма твердая и жесткая литосферная плита, и много меньше у подстилающей кору пластичной мантии [8].

Поэтому в случае, когда магматические камеры расположены на небольшой глубине и движутся вместе с плитой, изливающаяся лава формирует одиночную гору, которая в процессе спрединга дна увеличивается в размерах, не меняя конусной формы.

Если скорость движения океанского дна выше скорости перемещения камеры, тогда гора приобретает асимметричную форму.

Такой асимметрией, как известно, обладают очень многие подводные вулканы [6].

И, наконец, если камера находится так глубоко, что практически не смещается при движении океанической плиты, то излияние из камеры лав приводит к появлению на океанском дне «горячей точки» [5]. В этом случае вместо одного вулкана образуется вулканический хребет или цепь подводных гор, протягивающаяся нередко на тысячи километров.

Коллективные эффекты

Помимо горячих точек, число которых составляет ~50, имеются так называемые «горячие поля» – огромные участки земной поверхности, выделяющиеся повышенной активностью внутриплитового магматизма. Практически все горячие точки размещены в пределах таких полей.

Зоненшайн и Кузьмин [5] выделяют 9 горячих полей, охватывающих как океаны, так и континенты, сгруппировав их в четыре провинции размерами от 2000 до 10000 км. Другие авторы ограничиваются меньшим числом провинций. Авторы [12], например, выделили лишь две провинции мезозойско-кайнозойского возраста: Тихоокеанскую и Африкано-Атлантическую. Отмечается, что некоторые горячие точки этих провинций непрерывно функционируют все последние 120-130 млн. лет, тогда как другие начали работать 65-67 млн. лет назад и позже [7].

Типичным проявлением магматической активности горячих полей на континентах являются вулканические плато, сложенные плато-базальтами или траппами. Примерами служат Витимское плато в Забайкалье и Дариганга в Монголии, Колумбийское плато в США и Эфиопское плато в Африке, Деканское плато в Индии, плато-базальты Амсезонского бассейна Южной Америки и Кару Южной Африки, а также траппы Сибирской платформы [7].

Аналогами траппов в океанах являются базальтовые подводные океанские плато. Их примеры – плато Кергелен и Брокен в Индийском океане, Карибское плато в Атлантическом океане, а в Тихом океане – плато Онтонг-Джава, Шатского и Хесса.

Отличительной особенностью траппов является кратковременность их образования при огромном количестве излившихся лав. Например, деканские траппы объемом $9 \cdot 10^6$ км^3 изверглись всего лишь за 1-2 млн. лет на рубеже мела и палеогена. Столь же кратким был главный эпизод излияния сибирских траппов, когда на территории Тунгусской синеклизы извергся объем магмы ~$1.2 \cdot 10^6$ км^3. При площади излияний ~1.2 млн. км^2 средняя толщина слоя лав составила ~1 км.

Излияния базальтов в океанах намного масштабнее. Например, подводное плато Онтонг-Джава объемом $(2.5–3.6) \cdot 10^7$ км^3 и площадью, равной ~1/3 территории США, возникло на границе барема и апта. А плато Кергелен 500×2000 км с объемом лавового основания $2.5 \cdot 10^7$ км^3 – в апте и альбе.

Другая важная особенность траппового магматизма состоит в том, что основные эпохи излияния лав приурочены по времени к границам стратонов геохронологической шкалы. Так, эпохами самого интенсивного излияния траппов и образования подводных гор были рубежи раннего и позднего мела, границы пермь-триас и триас-юра, а до того граница среднего и позднего девона [7].

Происхождение горячих полей и точек связывают с действием плюмов. Причины же различий между ними видят в размерах плюмов: небольших – у горячих точек и крупных, диаметром сотни километров, так называемых суперплюмов, поступающих из земного ядра, – у горячих полей.

В последнем случае предполагают, что вещество всплывающего плюма, достигнув подошвы земной коры или границ других неоднородностей литосферы, растекается вдоль них, образуя огромную по площади магматическую камеру. И уже из нее магма по более мелким каналам, представленных роями даек, изливается на поверхность.

Такое объяснение, однако, сталкивается с серьезными трудностями. Первая связана с тем, что из данных геофизики однозначно не следует, что суперплюмы имеют корни, достающие земного ядра [9]. Современная кинематика литосферных плит по данным геофизики прослеживается лишь до глубин

~300-400 км, ниже перемещение вещества мантии становится существенно иным [11].

Другая трудность состоит в том, что конвекция мантии, в современных моделях, отвечающая за движение литосферных плит физически плохо совместима с плюмами, поднимающимися от ядра Земли.

По мнению Никишина [7] существуют как бы две тектоники. Первая – глобальная и непрерывная тектоника плит. Вторая – импульсная тектоника мантийных плюмов. Тектоника плит, считает Никишин, сегодня явно доминирует, но были моменты, когда тектоника плюмов преобладала. Как увязать обе тектоники – остается загадкой.

Новый подход к проблеме

Предлагаемая гипотеза, объясняющая причины тектономагматических процессов поступлением требуемой для этого энергии не «снизу» – из земного ядра, а «сверху» – кометами, решает эту загадку.

Вследствие специфики взаимодействия кометных ударных волн с океаническими (тонкими) и континентальными (толстыми) плитами, последствия падений комет в океан и на континенты различаются [1, 2]. Различие между ними мы, прежде всего, видим в том, что магматические расплавы в первом случае изливаются на поверхность (океанское дно), а во втором – прежде всего, кристаллизуются в верхних этажах земной коры, формируя различные по морфологии интрузивные тела.

Излияния на поверхность

Классификация явлений первого типа с учетом одиночного или группового способа их формирования приведена в табл. 1.

Выделены три градации, связанные с глубиной залегания магматических камер.

Таблица 1. Структуры, связанные с излиянием лав на поверхность

Залегание камеры	Одиночное формирование	Групповое формирование
Глубокое (~n·100 км)	Горячие точки	Горячие поля
Среднее (~n·10 км)	Подводные горы	Срединные океанические хребты
Малое (~ n км)	Сводовые поднятия	Трапповые поля (плато)

Горячие точки – места излияний на океанское дно лав, поступающих с больших глубин. Образуют на дне цепи подводных гор и хребтов длиной ~1000 км. По нашей гипотезе возникают от комет энергией ~10^{25} Дж, создающих магматические камеры на глубине ~100 км и более.

Горячие поля – обширные провинции площадью 10^6 км^2 с высокой магматической активностью в виде импульсов ~1-5 млн. лет в течение времени ~50 млн. лет [13]. Объясняются как результат неравномерного нагрева пород астеносферы галактическими кометами на участках земной поверхности с высокой плотностью кометных падений.

Подводные горы – вулканы высотой от 0.5 до 6 км, более или менее равномерно покрывающие дно океанов. Число их ~10^6 [6]. При спрединге движутся от срединных океанических хребтов вместе с океанскими плитами, испытывая рост [1]. Образованы кометами с энергией ~10^{23} Дж, создающими камеры в толще океанической коры.

Сводовые поднятия – приподнятые на ~100 м участки дна площадью ~10^2–10^3 км^2, сформированные с участием подушечных лав [6]. Образуются при вспучивании и растрескивании океанической коры в случае небольшой глубины магматических камер.

Трапповые поля – лавовые платформы высотой от сотен метров до первых км с объемом лав до ~10^8 км^3, занимают площадь ~10^7 км^2 и формируются за время ~10^6 лет. Времена излияния траппов совпадают или несколько запаздывают относительно эпох кометных бомбардировок [1].

Срединно-океанские хребты – разломы планетарного масштаба, где океаническая кора наращивается изливающимися лавами астеносферы. В нашей гипотезе образуются при конвективном выносе тепла из пород астеносферы, неравномерно нагреваемых кометами. Область максимального нагрева движется по поверхности земного шара, контролируя процесс раскола и движения отдельных литосферных плит [1, 3].

Интрузии

Классификация интрузий с учетом их согласного или несогласного залегания по отношению к слоистости вмещающих пород показана в табл. 2 [2].

Таблица 2. Морфологическая классификация интрузий

Расположения тел по глубине	Согласное залегание	Несогласное залегание
Глубинные (>1.5 км)	Лополиты	Батолиты
Среднеглубинные (1.5–0.5 км)	Силлы	Штоки
Приповерхностные (<1.5 км)	Лакколиты	Дайки

Кратко охарактеризуем представленные типы интрузий сведениями из Википедии.

Лакколиты – интрузивные образования диаметром от ~100 м до нескольких км, приподнимающие вышележащие породы, не нарушая их слоистости. Имеют в разрезе грибовидную или куполообразную форму и плоскую подошву. Сложены кремнекислой вязкой магмой.

Силлы – плоские межслоевые интрузии основного состава протяженностью до ~300 км и толщиной ~10-100 м. Залегают на средних глубинах. Нередко образуют тела одно над другим с ответвлениями, секущими вмещающие породы.

Лополиты – межпластовые интрузии в форме блюдца диаметром ~10 км. Состоят преимущественно из пород основного и ультраосновного состава.

Батолиты – крупные линзовидные тела толщиной до 15 км и площадью до ~10^4 км^2. Состоят из пород кислого и среднего состава. Относятся к глубинным интрузиям.

Штоки – тела неправильной формы в виде колонн. Имеют меньшую мощность и диаметр, чем у батолитов.

Дайки – малоглубинные интрузии, кристаллизовавшиеся в трещинах с параллельными стенками, пересекающими вмещающие породы. Их ширина варьирует от сантиметров до 5–10 км, а длина от ~10 м до ~10^3 км. Дайки бывают вертикальными, наклонными, кольцевыми и расходящимися из одного центра. Состав широко меняется от кислого до основного.

Заключение

Разнообразие типов интрузий и размеры этих тел позволяют связать их образование с падением галактических комет небольших размеров. В отличие от глубинных горячих точек, создаваемых крупными кометами, мелкие кометы, как мы полагаем, образуют сравнительно малые быстро остывающие камеры неглубокого залегания.

Подводя итог, можно констатировать, что существующие на континентах и в океанах тектономагматические образования как морфологически, так и с энергетической точки зрения вполне объяснимы падениями на Землю галактических комет.

Тем самым, изложенные представления позволяют устранить проблемные вопросы тектоники плюмов, отдельные положения которой ныне ставятся под сомнение [10].

Литература

1. *А.А. Баренбаум.* Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: «ЛИБРОКОМ». 2010. 544 с.
2. *А.А. Баренбаум.* Тектономагматические процессы в океанах и на континентах как следствия падений галактических комет // Геология морей и океанов: Матер. XVIII Междун. научн. конф. (школы) морской геологии. Т.V. М.: ГЕОС. 2009. С.205-209
3. *А.А. Баренбаум.* Возможный механизм образования дайковых комплексов галактическими кометами // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Матер. XLIII Тектон. совещания. Т.1. М.: ГЕОС. 2010. С.38-42.
4. *А.А. Баренбаум, В.Е. Хаин, Н.А. Ясаманов.* Крупномасштабные тектонические циклы: анализ с позиций галактической концепции // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. 2004. №3. С.3-16.
5. *Н.Л. Добрецов, А.Г. Кирдяшкин, А.А. Кирдяшкин.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН. ГЕО. 2001. 409 с.
6. *Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин.* Палеогеодинамика. М.: Наука. 1992. 192 с.
7. *А.В. Ильин.* Изменчивый лик глубин. Проблемы изученности дна океана. М.: Наука. 1996. 186 с.
8. *Л.И. Лобковский, А.М. Никишин, В.Е. Хаин.* Современные проблемы тектоники и геодинамики. М.: Научный мир. 2004. 612 с.

9. Океанология. Т.2: Геофизика океана. Геодинамика / Ред. А.С. Монин, О.Г. Сорохтин. М.: Наука. 1979.
10. *В.Н. Пучков.* «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника 2009. №1. С.3-22.
11. *В.П.Трубицын.* Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. 2000. №9. С.4-40.
12. *В.Е. Хаин.* Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир. 2003. 348 с.
13. *S.E. Bryan, R.E. Ernst.* Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs) // Earth-Science Reviews. 2008. Vol.86.№1-4. P.175-202.
14. *R.A. Duncan, M.A. Richards.* Hotspots, mantle plumes, flood basalts and true polar wander // Review Geoph. 1991. V.29. P.31-50.

РОЛЬ ТРАППОВ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ФОРМИРОВАНИИ ЛОВУШЕК УГЛЕВОДОРОДОВ

Баренбаум А.А., Шиловская Т.И., Шиловский А.П.

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия
(azary@mail.ru)

Введение

Траппами на Восточно-европейской платформе (ВЕП) авторы заинтересовались в связи с полученным ранее выводом о возможности более высоких перспектив нефтегазоносности этого огромного региона [11], ныне считающихся весьма низкими.

Одним из оснований этого заключения явилась новая интерпретация имеющихся геолого-геофизических данных по строению Московской и Мезенской синеклиз и Токмовского свода [12]. Другим основанием стало установленное авторами отсутствие баланса [3] регионального геохимического круговорота углерода на территории Центрального экономического района (ЦЭР) европейской части страны, включающего Московскую, Белгородскую, Брянскую, Владимирскую, Ивановскую, Костромскую, Смоленскую, Тверскую, Тульскую и Ярославскую области.

В геологическом отношении ЦЭР почти полностью размещается в границах Московской синеклизы. В начале 1970-х годов в скважине Даниловской площади здесь получена нефть. Позднее притоки нефти с водой зафиксированы на Нейской площади. Признаки нефтегазоносности в виде битума, капельной нефти, нефтяного запаха и т.п. также установлены и на других площадях ЦЭР – Любимской, Бутовской, Дьяконовской, и др.

Однако указанные нефтегазопроявления в этом регионе явно недостаточны. Оценки показывают [3], что ЦЭР потребляет около 100 млн. т н.э. в год. Это равносильно ежегодному сжиганию, т.е. превращению в углекислый газ, массы углерода равного запасам крупного месторождения нефти.

Возникающее при этом количество CO_2 для системы регионального геохимического круговорота углерода на территории ЦЭР избыточно. Этот газ трудно утилизировать как в результате диффузии в сопредельные территории, так и вследствие растворения в водах имеющихся водоемов и поглощения существующей биотой.

Сегодня популярны представления, что поставщиками нефти и газа в земную кору служат глубоко залегающие резервуары углеводородов (УВ). Из этих резервуаров нефтеподобный флюид по субвертикальным нефтегазоподводящим каналам (разломам) мигрирует к поверхности, где, встречая флюидоупоры, дифференцируется и в виде нефти и газа заполняет имеющиеся в земной коре ловушки [10].

Авторы придерживаются иной точки зрения на происхождение нефти и газа. Ее первыми высказали Б.А. Соколов и А.Н. Гусева [9]. «Нефть и газ – заявили они – представляют собой возобновляемые природные ископаемые, и их освоение должно строиться, исходя из научно обоснованного баланса объемов генерации УВ и возможностей отбора в процессе эксплуатации месторождений». Ныне к этому выводу склоняются и другие авторитетные геологи-нефтяники [5].

Феномен восполнения запасов УВ на эксплуатируемых месторождениях нефти и газа получил необходимое объяснение в биосферной теории нефтегазообразования [1, 2]. В соответствии с этой концепцией, крупные скопления нефти и газа в земной коре возникают не только в результате преобразования органики осадочных пород – «органическая» теория, и подъема УВ из глубоких недр – «неорганическая» теория, а главным образом, за счет переноса подвижного углерода биосферы метеогенными водами в земную кору. В верхних этажах земной коры этот углерод, участвуя в реакциях поликонденсационного синтеза, восстанавливается до УВ, которые в форме нефти и газа накапливаются в ловушках.

Благодаря участию метеогенных вод в круговороте углерода, характерное время циркуляции подвижного углерода через земную поверхность составляет в пределах континентального сектора литосферы ~40 лет [1]. Поэтому нарушение динамического равновесия при региональном круговороте углерода, в том числе за счет истощения залежей в ходе разработки месторождений УВ, устраняется геохимической системой примерно за такое же характерное время.

Этим авторы объясняют наблюдаемые на Ромашкинском месторождении вариации дебитов «аномальных» скважин, быстрые изменения свойств и состава их нефтей [6], а также ряд других широко известных и мало понятных сегодня фактов [1,2].

Таким образом, месторождения нефти и газа нами рассматриваются как ловушки, постоянно заполняемые циркулирующим через поверхность подвижным углеродом биосферы. Поэтому выявленный дисбаланс регионального геохимического круговорота углерода в центре европейской части страны и привел нас к выводу о возможном присутствии на данной территории неких неучтенных резервуаров нефти и газа.

Такими резервуарами – накопителями углерода вполне могут оказаться осадочные отложения, перекрытые региональными покрышками – траппами девонского возраста, широко развитыми на ВЕП [4].

Ситуация с траппами на ВЕП

В отличие от Восточной Сибири, где отложения траппов выходят на поверхность, на ВЕП они могут быть установлены лишь бурением. Так, скважины, пробуренные на северном и восточном склонах Токмовского свода, в подошве живетского яруса на глубине 1154 м вскрыли порфирит, а на Иссинской площади на глубине 900 м – темно-серый амфиболовый гранодиорит.

В настоящее время считается, что многочисленные локальные поднятия на ВЕП, включая Котельнический выступ и Токмовский свод, являются выступами гранитного фундамента, образовавшимися в докембрийское время. В то же время, отчет Л.М. Бириной (1954 г.) по геологическому изучению этой огромной территории, свидетельствует о том, что, в докембрии как Котельнический выступ, так и Токмовский свод отсутствовали.

Данные более поздних геологических и геофизических исследований приводят к заключению, что эти локальные поднятия являются не выступами фундамента, а представляют собой внедрения в осадочные породы средне- и верхнедевонского возраста магм основного состава [13].

Основной состав и площадной характер развития кристаллических пород в основании различных горизонтов средне- и верхнедевонских отложений позволяют квалифицировать эти породы как отложения траппов девонского возраста.

Комплексный анализ геолого-геофизических материалов указывает на широкое развитие траппов на территориях Московской и Мезенской синеклиз, а также Татарстана. По нашим данным девонские траппы полностью перекрывают Токмовский свод, северо-западную часть Мелекесской впадины и Заволжскую территорию Татарии [11]. На всей этой территории отложения траппов, представленные кристаллическими разностями темноцветных магматических пород основного состава, вскрыты бурением на глубинах менее 1800 м, а на Токмовском своде и того меньше – 800 м. Подобная ситуация наблюдается и на юге Мезенской синеклизы [11].

О толщине отложений траппов на Восточно-европейской плите говорить пока трудно. Вероятно, она сильно меняется. Так, Нижне-Пешская скважина, пробуренная в центральной части Мезенской синеклизы, вскрыла толщу долеритов в 560 м. Как сами долериты, так и их мощность порядка нескольких сотен метров типичны для трапповых магматических излияний.

Долгое время кровля траппов на ВЕП принималась за поверхность архейского кристаллического фундамента, который считался бесперспективным для поисков промышленных скоплений нефти и газа. Поэтому бурение поисковых нефтегазовых скважин на большие глубины на этой территории не производилось.

Известно, что архейский гранито-гнейсовый фундамент на большей части ВЕП залегает на глубинах 2500–3000 м. Так что между подошвой отложений траппов девонского возраста и фундаментом может находиться большая толща додевонских осадочных пород.

О траппах на Южно-Татарском своде

В связи с нашей гипотезой о наличии траппов на ВЕП целесообразно рассмотреть вопрос о строении наиболее геологически изученного Южно-Татарского свода (ЮТС). Сегодня считается, что ЮТС, где сосредоточены крупнейшие нефтяные и газовые месторождения Татарии, является выступом кристаллического фундамента, подобным по строению структурам Белого Тигра на Зондском шельфе и горста Хургада на борту Суэцкого грабена [8].

Мнение авторов на этот счет иное. По нашим данным имеются веские основания полагать, что область трапповых излияний полностью перекрывает ЮТС. Здесь кровля траппов располагается на глубине ~1800 м. Однако, в отличие от других площадей ВЕП, где между «настоящим» и «псевдо» фундаментом из траппов, видимо, имеется значительная толща осадочных пород, такое строение ЮТС пока не выявлено.

Поэтому всю толщу кристаллических пород, начиная с указанных глубин, относят [6] к архейскому фундаменту. Вместе с тем установлено, что кристаллическим породам ЮТС свойственен очень разнообразный и неоднородный вещественный состав, а их массив характеризуется высокой степенью тектонического дробления. Исследования показали, что эти разуплотненные зоны служат не только каналами миграции УВ в верхние горизонты осадочного чехла, но и сами служат местами нефтегазонакопления, что позволяет их относить к коллекторам особого типа [7].

Для последнего заключения, на наш взгляд, однако, нет достаточных оснований. Дело в том, что изложенные представления в основном опираются на результаты исследований двух сверхглубоких скважин Минибаевской-20000 и Новоелховской-20009, характеризующихся лишь 5% отбором керна [7].

Фактические данные по многим глубоким скважинам, пробуренным на Южно-Татарском своде, убеждают авторов в том, что этот свод обладает геологическим строением вполне типичным для всей ВЕП. Имеются веские аргументы в пользу того, что под чехлом осадочных пород здесь располагается слой девонских траппов.

Во-первых, керновый материал по всем глубоким скважинам свидетельствует, что в верхней части фундамент ЮТС сложен породами основного состава. Тогда как на глубинах свыше 3000 м фундамент представлен гранито-гнейсами [7, 8].

Во-вторых, наиболее мощные зоны разуплотнения фундамента встречены скважинами примерно на одной глубине [7], что может свидетельствовать о пластовом залегании пород-коллекторов.

И, наконец, в-третьих, авторам известен еще один важный факт, не получивший пока широкой огласки. Одна из скважин, пройдя большую толщу кристаллического фундамента, вскрыла осадочные отложения. Поэтому и в других местах Татарии под толщей девонских траппов с высокой вероятностью также можно встретить комплекс осадочных пород додевонского возраста, как и в целом на всей ВЕП.

Тем самым, выявленные на ЮТС зоны разуплотнения фундамента, по нашему мнению, представляют собой комплексы осадочных пород, залегающие между подошвой трещиноватых девонских траппов и фактическим архейским кристаллическим фундаментом. Эти осадочные породы обладают достаточно высокой пористостью и проницаемостью, чтобы служить путями миграции подземных УВ флюидов. Но поступают эти УВ в подтрапповые отложения не из глубоких недр, а синтезируются [1] из окисленного углерода в верхних этажах земной коры, куда он переносится с поверхности метеогенными водами.

Перспективы нефтегазоносности юго-восточной части ВЕП

Итак, наши исследования показывают, что обычно располагающиеся на ВЕП на глубинах от 800 до 1800 м кристаллические разности пород, ныне принимающиеся за поверхность архейского фундамента, по всей видимости, являются кровлей траппов девонского возраста, ниже которых залегают осадочные отложения верхнего протерозоя. Толщина траппов, вероятно, сильно варьирует. На некоторых участках ВЕП траппы отсутствуют вообще [13].

Между псевдофундаментом из траппов и настоящим архейским фундаментом, залегающим на большей части ВЕП на глубинах 2500–3000 м, располагается значительная толща осадочных пород додевонского возраста, среди которых по данным анализа керна присутствуют мощные прослои терригенных коллекторов с высокими коллекторскими свойствами.

Открытая пористость этих пород может составлять ~20%. Некоторые пропитаны нефтью, по ЛБА содержание битума «А» в них достигает 2.96% [13] Такие коллекторы, перекрытые девонскими траппами возраста, обладающими высокими изоляционными свойствами, могут служить надежными региональными ловушками УВ.

В зонах нарушения изоляционных свойств покрышки разломами, как это имеет место в Татарии, УВ из-под траппов будут устремляться в верхние горизонты осадочного чехла. Где они перехватываются и накапливаются в виде нефти в породах девонского и каменноугольного возраста.

Поэтому отмечаемое исследователями [6] пополнение запасов нефти в залежах на месторождениях Татарстана, по нашему мнению, вызвано поступлением УВ не из глубинных мантийных резервуаров, а из приповерхностных осадочных отложений, располагающихся под траппами девонского возраста. Именно неглубоким залеганием источников УВ мы объясняем [1,3] быстрые вариации состава и свойств этих нефтей, подчиняющихся климатической (~5 лет) и солнечной (~11 лет) периодичности [6].

Заключение

В «Энергетической стратегии России на период до 2020 года» ставится задача значительно увеличить добычу нефти и газа в нашей стране. Вопрос в том, каким образом можно добиться поставленной цели. Главный упор ныне делается на разработку месторождений на шельфе северных акваторий России, что требует огромных капиталовложений.

Предложенная гипотеза о присутствии траппов на ВЕП в значительной степени опровергает имеющиеся представления о бесперспективности этой огромной и, по существу, слабо изученной территории в отношении наличия здесь промышленных скоплений нефти и газа.

Авторы полагают, что при проведении необходимых сейсмических исследований и поискового разведочного бурения крупные скопления УВ могут быть обнаружены в осадочной толще, перекрытой плохо проницаемыми девонскими траппами во многих местах ВЕП. К ним, в первую очередь, можно отнести западные территории Татарии, северо-западную часть Мелекесской впадины, а также территории Московского и Мезенского осадочных бассейнов. О возможном наличии здесь скоплений УВ говорит широко известный факт пополнения запасов нефти на месторождениях Татарии.

Открытие подтрапповых залежей УВ в центре европейской части страны со сложившейся структурой потребления и переработки УВ позволит обеспечить Россию значительным приростом запасов энергетических ресурсов, удешевив решение этой стратегической задачи, в том числе и за счет сокращения расходов на логистику.

Литература

1. *А.А. Баренбаум.* Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ». 2010. 544 с.
2. *А.А. Баренбаум.* Механизм формирования скоплений нефти и газа // Доклады АН. 2004. Т.399. №6. С.802-805.
3. *А.А. Баренбаум, Т.И. Шиловская, А.П. Шиловский.* Современное

нефтегазообразование // Углеводородный потенциал фундамента молодых и древних платформ. Казань: Изд-во Казанского ун-та. 2006. С.34-38.

4. *А.А. Баренбаум, Т.И. Шиловская, А.П. Шиловский.* Трапповый магматизм на Восточно-европейской платформе как следствие нагрева астеносферы галактическими кометами // Вестник ОНЗ РАН №1(27) 2009: http://www.scgis.ru/ russian/cp1251/h_dgggms/1-2009/informbul-1_ 2009/ planet-8.pdf.
5. *В.П. Гаврилов.* Возможные механизмы естественного восполнения запасов на нефтяных и газовых месторождениях // Геология нефти и газа. 2008. №1. С. 56-64.
6. *Р.Х. Муслимов, Н.Ф. Глумов, И.Н. Плотникова и др.* Нефтегазовые месторождения – саморазвивающиеся и постоянно возобновляемые объекты // *Геология нефти и газа*. Спец. выпуск. 2004. С.43-49.
7. *И.Н. Плотникова.* Геолого-геофизические и геохимические предпосылки перспектив нефтегазоносности кристаллического фундамента Татарстана. СПб.: «Недра». 2004. 172 с.
8. *Л.М. Ситдикова, В.Г. Изотов* Геодинамические условия формирования деструкционных резервуаров углеводородов глубоких горизонтов земной коры // *Георесурсы*. 2003. №4 (12). С.17-22.
9. *Б.А. Соколов, А.Н. Гусева.* О возможности быстрой современной генерации нефти и газа // Вестник МГУ. Сер. геол. 1993. №3. С.48-56.
10. *В.А. Трофимов, В.И. Корчагин* Нефтеподводящие каналы: пространственное положение, методы их обнаружения и способы их активизации // Георесурсы. 2002. №1. С.18-23.
11. *А.П. Шиловский* Актуальность исследования перспектив нефтегазоносности Московской синеклизы // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2003. №6. С.29-30.
12. *Т.И. Шиловская, А.П. Шиловский* Особенности строения разреза осадочной толщи Мезенской синеклизы в связи с перспективами нефтегазоносности // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2007. № 6. С.4-9.
13. *Т.И. Шиловская, А.П. Шиловский.* Новые данные о литологии, стратиграфии и тектонике верхнепротерозойских и палеозойских отложений восточной окраины Московской синеклизы // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2008. № 7. С.4-7.

ЭНЕРГЕТИКА ПЛАНЕТАРНЫХ ПРОЦЕССОВ ЗЕМЛИ, ДРУГИХ ПЛАНЕТ И СПУТНИКОВ

Баркин Ю.В.

Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга при МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(barkin@inbox.ru)

Введение

В науках о Земле и вообще в планетодинамике сложилась критическая ситуация. Поступающая в огромном количестве научная информация о строении Земли и других тел солнечной системы, о процессах, происходящих на них, высокая активность этих процессов, другие явления и закономерности не получают должного объяснения на основе имеющихся геодинамических теорий. И первое что бросается в глаза – это отсутствие приемлемых с энергетической точки зрения планетарных динамических механизмов. Другая проблема – это трудности или даже беспомощность при объяснение циклических изменений природных процессов. В этом смысле, к сожалению, все имеющиеся на сегодня геодинамические теории не являются состоятельными, хотя в свое время они привлекались для объяснения наблюдаемых геологических структур и некоторых явлений, чтобы хоть как-то аргументировать саму возможность их существования [1]. Многие авторы сознают и допускают важную роль влияния Луны, Солнца и планет на природные процессы на Земле. Но здесь известен лишь один механизм приливного воздействия на внешнюю оболочку Земли, который ни в коей мере не может покрыть энергетические затраты необходимые для наблюдаемой активизации планеты. Хорошо известно, что приливное трение приводит к нагреванию слоев Земли, в силу их диссипативных свойств, но эта составляющая даже для таких активных небесных тел как спутник Юпитера (Ио), спутники Сатурна (Энцелад, Титан и др.) составляет лишь проценты от наблюдаемых тепловых эффектов и эндогенной активности (т.е. на два порядка ниже, чем это наблюдается в реальности). Возможная тепловая роль радиактивных веществ этих спутников предендует еще на меньшую роль. Аналогичная ситуация имеет место на других телах солнечной системы. Приливное трение не спасает ситуацию с наблюдаемой активностью и состоянием тепловых режимов на Меркурии, Венере, Земле и Марсе. Меркурий вообще должен был остыть к настоящему времени. Но это не так. Планета обладает жидким ядром, а как следствие – магнитным полем. Следовательно, существует механизм, поддерживающий его активное динамическое состояние. На таких удаленных от Солнца спутниках как Япет (спутник Сатурна), Миранда (спутник Урана) обнаруживаются феноменальные формирования в 10 - 20 км высотой. Эндогенная активность Нептуна выше чем у Урана, хотя он находится примерно в два раза дальше от Солнца. Атмосфера Нептуна находится в невероятно возбужденном состоянии (скорость ветра до 800 км/час). К тому же Нептун излучает в несколько раз больше энергии, чем получает ее от Солнца. Список подобных необъяснимых явлений и парадоксов в солнечной системе, конечно, может быть продолжен.

Приливные деформации и вызванные ими тепловые поступления имеют циклическую природу и “завязаны” на орбитальные движения небесных тел, но характеризуются предельно слабой энергетикой. Дутые накрутки на радиактивное тепло, например, для деятельности Земли, лишены каких-либо научных оснований. Даже, если бы этот механизм был достаточно мощным, он все равно бы сразу отпал по простой причине - он не в состоянии объяснить ни одну из наблюдаемых цикличностей в вариациях природных процессов весьма широкого спектра с периодами от часов до сотен

миллионов лет, например, в сейсмичности, вулканизме и в других процессах [2] – [4].

Предлагаемая в данной работе модель вынужденных колебаний оболочек Земли, под действием гравитационного притяжения внешних небесных тел [2] в последние годы получила приложения при объяснении важных и сложных планетарных явлений в тектонике, геологии, геофизике и планетодинамике. Эта модель довольно естественным образом вписывается в перечень классических моделей и фундаментальных идей известных ученых-геологов [1], обобщает их, и в ряде случаев дает исчерпывающие ответы на наиболее трудные вопросы в науках о Земле. Новая модель проливает свет и позволяет более глубоко понять энергетику наблюдаемых процессов, механизмы цикличности и синхронности планетарных процессов в различных шкалах времени, происхождение инверсионных и антиподальных геологических структур, природу инверсии природных процессов, биполярность, упорядоченность, явление скручивания полусфер небесных тел и их широтных зон, универсальность и общую значимость модели и механизма вынужденных смещений и колебаний оболочек для многих небесных тел. Ряд планетарных явлений на Земле и на других планетах и спутниках был предсказан на основе базовых положений модели и в последние годы эти предсказания уже получили яркие подтверждения в исследованиях по космической геодезии, в ходе реализации космических миссий к планетам и спутникам и в современных исследованиях системы Земля. В частности в 2002 г. автором была предсказана высокая эндогенная активность спутника Сатурна Титана. Этот спутник окутан плотной атмосферой, по массе в 10 раз превосходящей массу атмосферы Земли, и его поверхность была недоступна взору исследователей. На основе асимметрии в строении атмосферы Титана, обнаруженной еще космическим аппаратом “Вояджер”, было предсказано смещение центра масс этого гигантского спутника к северу, асимметрия природных процессов в северном и южном полушариях. В частности асимметрия в ротации атмосферы в северном и южном полушариях. Были предсказаны антиподальные системы морей, системы рек, долин, купольных поднятий и гор на Титане. Бурные и синхроные процессы в плотной атмосфере Титана и на его поверхности и в морях и др. с характерными частотами орбитальных движений Титана и внешних небесных тел [2], [5]. Все указанные явления на Титане, в первую очередь его высокая активность, получили четкие подтверждения по результатам работы космической миссии «Кассини-Гюйгенс» несколькими годами позже. Ниже освещаются основные динамические факторы возбуждения системы оболочек планеты (Земли) под действием гравитационного притяжения внешних небесных тел: эксцентричность относительных положений центров масс оболочек и их несферичность.

Вынужденные взаимодействия оболочек планеты

Каждое из небесных тел (планеты, Солнце, Луна и другие тела) оказывают различные гравитационные воздействия на несферичные оболочки Земли и, в частности, вызывает дополнительные взаимодействия между ядром и мантией Земли [2], [6]. Пусть ядро и мантия Земли представляют собой сжатые эллипсоиды вращения с совпадающими полярными осями и с совпадающими экваториальными плоскостями. В указанных работах получено выражение для модуля силы взаимодействия двух оболочек планеты (ядра и мантии), отражающей неинерционные свойства ядра и мантии, и наведенной гравитационным притяжением системы планет P_i $(i=1,2,...,N)$ и центральной звезды P_0 (Солнца, $i=0$) [6]:

$$F = D\sqrt{\sum_{i=0}^{N}\frac{m_i^2}{r_i^8}(1-2g_i^2+5g_i^4)+2\sum_{\substack{i,j=0\\ i>j}}^{N}\frac{m_i m_j}{r_i^4 r_j^4}\left[g_i g_j(4-5g_i^2-5g_j^2)+(1-5g_i^2)(1-5g_j^2)\cos S_{ij}\right]} \quad (1)$$

Здесь m_i - массы планет P_i $(i=1,2,...,N)$ и m_0 - масса центральной звезды P_0. D - постоянный коэффициент: $D = fM_1[(C_2-A_2)/M_2-(C_1-A_1)/M_1]$. f - гравитационая постоянная. M_1 и M_2 - массы ядра и мантии. C_1, A_1 и C_2, A_2 - полярные и экваториальные моменты инерции ядра и мантии). Пусть оболочки-сфероиды являются однородными и характеризуются экваториальными a_i и полярными c_i полуосями ($c_i < a_i$). Тогда для параметра D получим следующее выражение:

$$D = -\frac{1}{5}fm_1\left[a_1^2-c_1^2-\left(a_2^2-c_2^2\right)\left(1-\frac{a_2^2c_2}{a_1^2c_1}\right)^{-1}\right],$$

или $D \approx -fm_1\left(a_1^2-c_1^2\right)/5$ в случае малого ядра. Таким образом, интенсивность взаимодействия оболочек в первую очередь зависит от динамического сжатия небесного тела – от его эллипсоидальности. Соответственно, энергетика эндогенной активности планеты (или спутника), возбуждаемой внешними телами зависит от ее несферичности. Например, суперактивный спутник Юпитера Ио по своей форме хорошо аппроксимируется эллипсоидом с полуосями: a=1830.0 км, b= 1818.7 км, c= 1815.3 км. Т.е. его эллипсоидальность весьма значительна. Другим важным фактором возбуждения эндогенной активности, как отмечалось выше, является – эксцентричность относительных положений центров масс оболочек (в первую очередь ядра и мантии). В данных современных спутниковых наблюдений она проявляется в смещениях центра масс тела по отношению к ее аппроксимирующей сферической фигуре.

В (1) g_i $(i=0,1,2,...,N)$ - косинусы углов между радиус-вектором планеты P_i и Солнца ($i=0$) в системе координат $Oxyz$ (с началом в центре масс Земли) и ее полярной осью инерции. r_i - расстояние от центра масс Земли до центра масс планеты P_i и Солнца (r_0). S_{ij} - угол между геоцентрическими радиус-векторами двух внешних небесных тел P_i и P_j (включая Солнце). Аналогичное выражение может быть записано для компонент силы взаимодействия ядра и мантии и для углового момента этих сил взаимодействия, наведенных гравитационным притяжением внешних (по отношению к данной планете) небесными телами.

Поскольку в теориях движения небесных тел и в теории вращения Земли все указанные характеристики движения: r_i, g_i, S_{ij} $(i,j=0,1,2,...,N)$ являются известными условно-периодическими функциями времени с базовым набором частот $\boldsymbol{\Omega}$, то и силовые характеристики (1) и упомянутые выше аналогичные характеристики также являются условно-периодическими функциями времени с определенным набором частот, производных от частот базиса $\boldsymbol{\Omega}$. Таким образом, оболочки Земли (в первую очередь ядро и мантия) оказывают регулярные и, что для нас особенно важно, циклические воздействия друг на друга, которые связаны с их инерционными свойствами движения и в результате которых центры масс ядра и мантии испытывают малые относительные циклические смещения, а также малые повороты (колебания) осей инерции ядра и мантии относительно друг друга. Указанные смещения оболочек и их взаимные гравитационные влияния друг на друга вызывают вариации напряженных состояний оболочек и определяют и направляют все геодинамические и геофизические процессы, которые вновь варьируются с частотами производными от частот базиса $\boldsymbol{\Omega}$. Следовательно, по данной модели должны наблюдаться циклические временные вариации планетарных процессов и изменения физических полей

Земли с частотами орбитальных движений тел солнечной системы (межгодовые и декадные периоды), с частотами вековых орбитальных возмущений (периоды Миланковича в десятки и сотни тысяч лет) и с геологическими периодами (в десятки и сотни миллионов лет) [6], .

Энергетика эндогенной активности планет и спутников

"При наличии между оболочками эффективного вязкоупругого слоя будут происходить значительные трансформации гравитационной энергии и кинетической энергии смещений оболочек как в упругую энергию, так и в тепловую энергию, связанную с вариациями термодинамического состояния промежуточного слоя, а в общем случае и самих оболочек. Таким образом, основная формула эндогенной активности планеты (спутников) может быть записана следующим образом:

$U_2 \Leftrightarrow$ *Энергия возмущений вращательного движения + Энергия возмущений орбитального движения планеты, вызванных ее несферичностью + Эндогенная энергия планеты: энергия упругих деформаций; тепловая энергия; энергия механических разрушений; энергия природных процессов.*

[В]

Сформулируем важные положения, вытекающие из приведенной формулы.

1. Эта формула определяет источник эндогенной активности и ее механизм. Источник энергии связывается с частью гравитационного потенциала, обусловленного несферичностью планеты. Несферичность планеты вызвана ее вращательным движением. Механизм - это вынужденная относительная раскачка оболочек планеты, сопровождающаяся их упругими и неупругими деформациями и эволюционными изменениями.

2. Формула [В] определяет главные пути перераспределения энергии между оболочками планеты и возмущающими небесными телами. В действительности в перераспределении энергии участвуют многие тела, составляющие данную систему.

3. Эта формула определяет циклический характер перераспределения энергии в силу известных свойств орбитальных и вращательных движений небесных тел. А это означает, что эндогенная энергия расходуется циклически причем в строгой зависимости от особенностей орбитального движения внешних небесных тел." [2, с. 61].

Сформулированные выше положения указывают на источник эндогенной энергии, которая расходуется на все наблюдаемые тектонические изменения Земли, плюм тектонику и планетарные природные процессы. Для количественных оценок энергии взаимодействия оболочек и мощности этих взаимодействий вновь используем модель тела, состоящего из двух осесимметричных оболочек, разделенных тонким вязкоупругим слоем.

Для предварительных (верхних) и сравнительных оценок внутренней энергетики планет будем рассматривать полное выражение второй гармоники силовой функции несферичной планеты и внешнего возмущающего тела - Солнца. Т.е. формально будем полагать, что вся гравитационная энергия, запасенная во второй гармонике силовой функции, расходуется на эндогенную деятельность.

В результате анализа выражения второй гармоники силовой функции данной планеты и их производных по времени были получены простые формулы для оценок экстремальных значений мощностей эндогенной активности планеты, развиваемых при движении по наклонным эллиптическим орбитам в центральном поле. Подобное значение развиваемой мощности, связанной с эксцентриситетом орбиты определяется формулой [2, с. 62]:

$$\overline{W_e} = 0.372 \cdot 10^3 \cdot (J_2)_P \cdot \frac{m_P R_P^2}{T_P^3} \cdot e_P \qquad (2)$$

Здесь m_P и R_P - масса и средний радиус планеты, $(J_2)_P$ - коэффициент второй гармоники гравитационного

потенциала планеты, e_P - эксцентриситет орбиты планеты, T_P - период орбитального движения в гравитационном поле Солнца. Аналогичные формулы были получены для спутников планет. По указанным формулам (аналогичным (2)) были получены сранительные оценки мощностей (в ваттах), развиваемых указанным механизмом в эндогенной деятельности планет и спутников, что позволило их расставить по рангу в едином ряду. Эти оценки хорошо согласуются с современными даными об их реальной активности. Например, среди спутников своей активностью резко выделяется спутник Юпитера Ио, а на втором уровне по активности находятся спутники Европа и Титан. Высокая активность последнего была впервые предсказана автором [2] и получила подтверждение в исследованиях космического аппарата “Кассини”.

Заключение

Геодинамическая модель вынужденных колебаний оболочек небесных тел, не смотря на существенный прогресс в исследованиях в науках о Земле и в планетодинамике, находится в начале своего пути и, безусловно, получит новые важные приложения [8]. В заключение укажем темы наиболее важных и перспективных подобных исследований.

1). Циклические вариации активности природных процессов в различных шкалах времени. 2). Природа эксцентричных положений ядра и мантии Земли. Роль Луны, Солнца, Нептуна и других небесных тел в активизации раскачки системы ядро-мантия Земли. 3). Энергетика эндогенной активности планетарных природных процессов на Земле, на других планетах и спутниках. 4). Природа корреляций природных процессов с особенностями движения барицентра солнечной системы и с активностью Солнца. 5). Объяснение влияния тел солнечной системы и возбуждение вариаций планетарных процессов с периодами Миланковича (в десятки и сотни тысяч лет). 6). Возможное объяснение геологических циклов как геодинамических циклов возбуждения тел солнечной системы, ее барицентра и инерционного возбуждения оболочек Земли при ее возмущенном движении в гравитационном поле Галактики. 7). Явление полярной инверсии природных процессов на Земле, и других планетах и спутниках. 8). Скачкообразные и катастрофические изменения активности природных процессов, их синхронность. 9). Возбуждение полярных регионов планет и спутников в различных шкалах времени. 10). Широтная зависимость активности планетарных процессов и ее контрастность по отношению к северному и южному полушариям. 11). Пилообразные и сбросовые вариации природных процессов. 12). Явление скручивания полушарий (широтных зон) небесных тел. 13). Формирование грушевидной формы небесных тел и механизмы ее изменения. 14). Упорядоченные планетарные структуры геологических формирований. 15). Явления биполярности небесных тел и антиподальности формирований.

Работа поддержаны грантом РФФИ N 08-02-00367.

Литература

1. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. Учебник – 2-е изд. испр. и доп.- М.: КДУ, 2005.
2. *Баркин Ю.В.* Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности. Известия секции наук о Земле Российской академии естественных наук. М., ВИНИТИ. 2002. Вып. 9. С. 45-97.
3. *Хаин В.Е., Халилов Э.Н.* Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа. –М.: Научный мир. 2009. – 520 с.
4. *Белов С. В., Шестопалов И. П., Харин Е.П., Соловьев А.А., Баркин Ю.В.* Вулканическая и сейсмическая активность Земли: пространственно - временные закономерности и связь с солнечной и геомагнитной активностью // Новые технологии. Физика. 2010. Т2. N2, С. 3-12.
5. *Barkin Yu. V.* Titan cyclic activity mechanism and possible regime of its forced and free librations // Abstract Book (CD) of European Planetary Science Congress (Potsdam, Germany, 13 – 18 September 2009). 2009. V ol.4, EPSC 2009-299.
6. *Barkin Yu.V.* Dynamics of the Earth shells and variations of paleoclimate // Proceedings of Milutin Milankovitch Anniversary Symposium “Paleoclimate and the Earth climate system” (Belgrade, Serbia, 30 August – 2 September, 2004). Belgrade, Serbian Academy of Sciences and Art. 2004. P. 161-164.
7. *Баркин Ю.В.* Галактические возмущения планетных орбит и мегациклы

геологическогоразвития планет и спутников // Ритмичность и цикличность в геологии как отражение общих законов развития. Тезисы докладов совместного заседания семинара ОГГГГН РАН «Теоретические проблемы геологии» и X научного семинара «Система Планета Земля» (7-8 февраля 2002, Москва). М. 2002. С. 38-43.

8. *Barkin Yu. V.* Moons and planets: mechanism of their active life // Proceedings of International Conference “Astronomy and World Heritage: across Time and Continents” (Kazan, 19-24 August 2009). 2009. KSU. P. 142-161.

ВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ ФИГУРЫ ЗЕМЛИ В СОВРЕМЕННУЮ ЭПОХУ

Баркин Ю.В.

Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга при МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(barkin@inbox.ru)

Введение

В работе обсуждаются планетарные изменения фигуры Земли в современную эпоху. На основе динамических исследований вынужденных относительных смещений ядра и мантии предсказаны контрастные (асимметричные) изменения северного и южного полушарий Земли. В частности предсказано явление удлинения широтных кругов южного полушария и укорочения длин широтных кругов северного полушария, явление расширения южного полушария и, соответственно, сжатие северного полушария по отношению к центру масс Земли.На основе современных данных космической геодезии указанные явления получили подтверждения. Были определены скорости изменения средних радиусов южного и северного полушарий и среднего радиуса всей Земли.

Изучается наблюдаемая планетарная тенденция вековых смещений (дрейфа) плит в северном направлении (северная компонента смещений литосферных плит). Показано, что одной из основных движущих сил в тектонике плит является гравитационное воздействие подвижного ядра Земли (его избыточной массы), смещающегося относительно мантии, на все слои мантии, а также на блоки коры и литосферные плиты. Показано, что при вековом дрейфе ядра к северу, по отношению к мантии, меняется не только радиальная составляющая силы притяжения Земли, но и северная составляющая. Она увеличивается при смещении ядра к северу и как бы “тащит” блоки литосферы и плиты к северу. В основе всех тектонических и геологических перестроек лежит механизм вынужденных относительных колебаний и раскачки ядра и мантии Земли в различных шкалах времени, включая геологическую. Для изучаемых здесь явлений в изменениях формы Земли главную роль играет вековой дрейф ядра относительно мантии в северном направлении.

Механизм изменения грушевидной формы Земли

Согласно развиваемой геодинамической модели грушевидность фигуры планеты не является раз и на всегда данное ее свойство, как полагали ранее ученые, изучая грушевидные фигуры равновесия, а является динамическим откликом на медленные вынужденные относительные смещения ядра и мантии [1]. Чем больше относительные смещения ядра и мантии (эксцентричность ядра в некоторую эпоху), тем более ясно выражена грушевидность. Планета Марс обладает большой грушевидностью и по нашим оценкам ядро этой планеты смещено в северном направлении (к широте примерно 60º) на 20-25 км [2]. У Земли эксцентричность ядра меньше (оценки дают смещение около 3-4 км в сторону Бразилии [3]) и ее грушевидность значительно меньше.

Явление асимметричного удлинения широтных кругов южного и северного полушарий Земли

На рис. 1 иллюстрируется инверсионное удлинение широтных кругов Земли, установленное теоретически (левый рисунок) и явление контрастного и асимметричного удлинения широтных кругов в северном и южном полушариях Земли, установленного в результате анализа рядов спутниковых (GPS) наблюдений (правый). Левый график построен на основе аналитического решения задачи теории упругости о деформациях сферической однородной мантии Земли при вековом дрейфе ядра к северу [4].

На рис. 1 точками отмечены значения скорости для отдельных широт, полученные

по спутниковым и РСДБ данным китайскими учеными. Левый график получен и представлен в докладе в ГАИШ МГУ 31 января 2005 (Баркин Ю.В.), правый график на основе данных GPS наблюдений получен совместно с Джином Шуангеном (17 ноября 2005) [5].

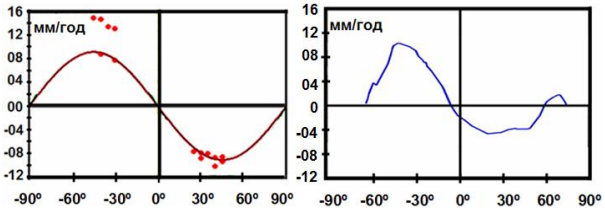


Рис. 1. Контрастное и асимметричное вековое изменение широтных кругов полушарий Земли. Примечание: По осям ординат указаны значения скорости удлинения в мм/год. По осям абсцисс указаны широты.

Рис. 2 дает схематическую иллюстрацию механизма формирования и эволюции грушевидной формы Земли, планет и спутников в сравнении с современной формой геоида. Левый график на рис. 2 соответствует аналогичному графику рис. 1 и иллюстрирует зависимость скорости увеличения длин широтных кругов от широты.

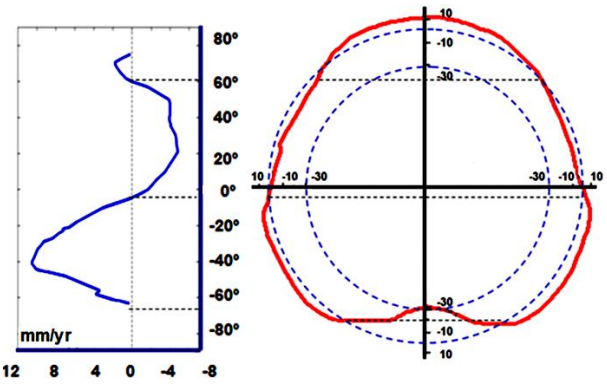


Рис. 2. Скорости вековых вариаций длин широтных кругов и форма геоида.

Отклонения формы геоида относительно поверхности элипсоида относимости (правый рисунок) указаны в метрах и в условно-увеличенном масштабе по отношению к реальным размерам. Хорошо заметна корреляция поведения кривой на левом рисунке с формой геоида. Следует отметить, что изменения фигуры Земли в геоцентрической системе координат (с началом в центре масс) представляет собой совокупность двух процессов. Первый из них – динамический и представляет собой отклик на деформации упругих слоев мантии и коры. Второй представляет собой геометрический эффект и вызван смещением центра масс, по отношению к которому определяются северное и южное полушария Земли. Для пояснения укажем, например, что даже если бы поверхность Земли не менялась, а ее центр масс совершал полярный дрейф к северу со скоростью 5.54 мм/год [6], то спутниковые наблюдения (GPS) выявили бы планетарное инверсионное изменение поверхности Земли по отношению к геоцентрической системе координат. А именно в северном полушарии – опускание поверхности со средней скоростью -2.77 мм/год, а в южном полушарии наоборот – подъем поверхности со средней скоростью -2.77 мм/год. Если указанный эффект вычесть из данных спутниковых наблюдений изменения GPS высот станций наблюдений, то в результате получим непосредственно деформационные изменения поверхности. В данной работе дана предварительная и упрощенная оценка средних скоростей деформации полушарий Земли в современную эпоху.

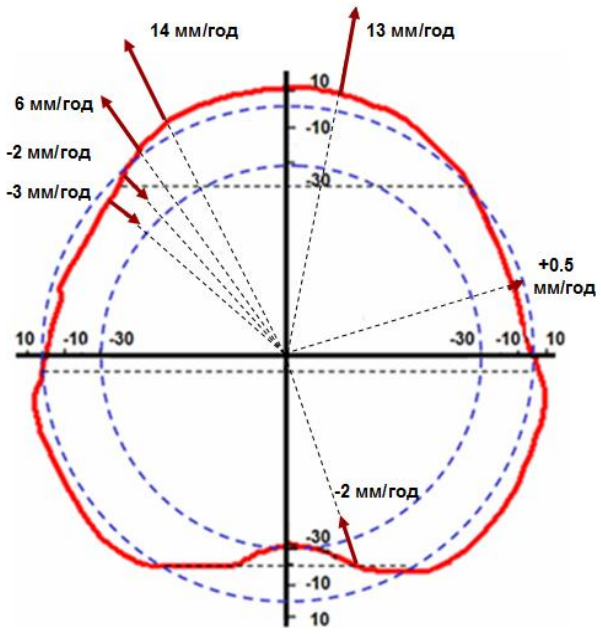


Рис. 3. Корреляции расчетных радиальных деформаций поверхности на 6 гравиметрических станциях с формой геоида (в зависимости от широты).

Первое определение скоростей изменения средних радиусов северного и южного полушарий, выполненные на онове GPS наблюдений, дает значения 0.1 мм/год и 1.37 мм/год, соответственно [7]. Следовательно, этим значениям соответствуют деформационные изменения средних радиусов северного и южного полушарий со скоростями: +2.9 мм/год и -1.4 мм/год, соответственно. На рис. 3 схематически указаны радиальные скорости деформаций для некоторых избранных пунктов-станций на поверхности Земли, установленные автором при изучении вековых вариаций силы тяжести [8] и, как видно, они в определенной мере согласуются с указанными выше значениями.

О вариациях среднего радиуса северной и южной полусфер Земли

Данные наблюдений свидетельствуют о возможной асимметрии вариаций форм северного и южного полушарий. Подобная асимметрия в первую очередь была выявлена в удлинениях широтных кругов полушарий по данным GPS наблюдений (рис. 1) [4]. Оказывается, что в северном полушарии эти круги стягиваются в меньшей степени, чем растягиваются в южном. К тому же в высоких широтах северного полушария наблюдается даже обратная тенденция - растяжения широтных кругов, что можно связать с известным явлением послеледникового отступления. Новые различия между изменениями полусфер Земли (северной и южной) были выявлены при определении радиальных деформаций (вертикальная составляющая). Средняя линейная скорость в вертикальном направлении для 27 участков южного полушария оценивается как **1.37** мм/год. А для северного полушария оказалось, что 66 станций из обсуждаемого списка 151 станции имеют положительные линейные вертикальные скорости, а другие 85 имеют отрицательные вертикальные скорости. Так что их средняя скорость была оценена в 0.06 мм/год [7].

Вековое возрастание среднего радиуса Земли

Отметим также, что возможная асимметрия в деформации полусфер является свидетельством об изменчивости среднего радиуса Земли. Первые оценки скорости векового увеличения среднего радиуса Земли в современную эпоху составили **0.22 – 0.23** мм/год [7].

Средний радиус Земли, а также средние радиусы южного и северного полушарий Земли, а также длины широтных кругов в северном и южном полушариях Земли на ряду с вековыми изменениями также должны испытывать периодические вариации со спектром частот, характерным для движения геоцентра (они поддаются определениям методами космической геодезии), и в частности с годовым и полугодовым периодами. Эти явления представляют собой динамические отклики на колебания ядра и мантии с определенными периодами.

Явление смещения континентальных масс коры к северу

На основе геодинамической модели вынужденных колебаний системы ядро-мантия получили объяснение наблюдаемые вековые вариации силы тяжести на целом ряде базовых гравиметрических станциях (Нью Алесунд, Сева, Черчилл, Вухан, Медичина, Болонья, Мембах, Метсахови) [8]. В первую очередь они обусловлены дрейфом центра масс Земли и деформациями поверхности. Кроме этого, было показано, что при смещении ядра к северу меняется не только сила тяжести (радиальная составляющая силы гравитационного притяжения на поверхности Земли), но и ее тангенциальная северная составляющая. И в южном и в северном полушариях Земли (при полярном дрейфе ядра к северу с указанной выше скоростью) в современную эпоху северная широтная составляющая силы нарастанет со скоростью около 0.5-1.0 мкГал/год. Действие указанной широтной составляющей силы на длительных (геологических) интервалах времени в планетарном масштабе принуждает поверхностные массы и вообще массы коры

и литосферы (их блоки и плиты) смещаться к северу. Это находит яркие подтверждения в наблюдаемых тектонических перестройках коры и дна океана. Действительно, в своем массиве континенты или точнее сказать их центры (или центры масс) в современную геологическую эпоху обнаруживают тенденцию направленного перемещения в северное полушарие [8]. С этим явлением связана механическая суть тектоники литосферных плит – одной из основных сил, движущих плиты, является гравитационное влияние дрейфующего ядра. Благодаря этому воздействию осуществляется перегонка плит, в первую очередь континентальных плит, между полушариями в геологической шкале времени. При этом колебания и смещения ядра контролируют плюм-тектоническую деятельность, а также спрединговую деятельность, без которой перемещения плит к северу было бы невозможным. Этот механизм позволяет дать логическое объяснение наблюдаемым тектоническим процессам и полярным сменам геодинамических обстановок наблюдаемых при формирования суперконтинентов в ходе геоэволюции [9]. По данным таблицы 3 из работы [9] меридиональные составляющие (по направлению юг-север) линейных скоростей условных эпицентров литосферных плит (они соответствуют расчетным модельным положениям их центров масс) равны: 3.47 мм/год для Евразийской плиты (ЕА); 2.54 мм/год для африканской плиты (АФ); 50.3 мм/год для Тихоокеанской плиты (ТО); 83.8 мм/год для Австралийской плиты (АВ); 48.3 мм/год для Индийской плиты (ИН); 26.8 мм/год для Аравийской плиты (АР); 35.3 для Филлипинской плиты (ФП); 54.6 мм/год для плиты Кокос (КО); 11.1 мм/год для плиты Хуан де Фука (ХФ). Для всех указанных 9 плит составляющие скорости являются положительными и значительными по величине. Отрицательные широтные составляющие скорости имеют американские континенты: -12.0 мм/год (Северо-Американская плита (СА)) и -9.8 мм/год (Южно-Американская плита (ЮА)). Также отрицательные широтные составляющие имеют скорости центров масс сравнительно небольших плит: -0.64 мм/год (Антарктическая плита (АН)) и -1.2 мм/год (Наска (НА)). Т.е. существует ярко-выраженная тенденция смещения эпицентров центров масс плит к северу [9]. Указанные смещения наблюдаются по отношению к геоцентрической системе координат HS2-NUVEL1, связанной с горячими точками. Полученный вывод имеет модельный характер и не учитывает измененииий в положениях самих условных центров плит из-за явлений спрединга и субдукции (т.е. здесь рассматриваются условные центры, скрепленные с плитами [9]). На рис. 4 указаны значения северных составляющих скоростей смещения центров перечисленных выше плит (в мм/год).

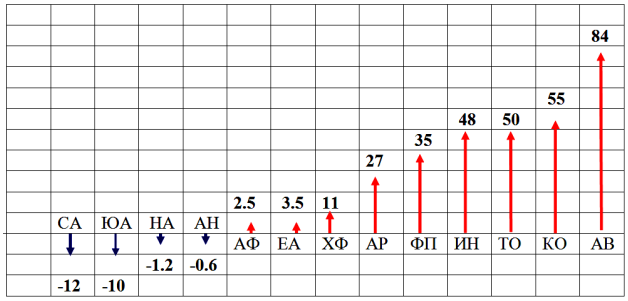


Рис. 4. Направления и значения северных составляющих скоростей плит (в мм/год).

Явление глобального смещения системы станций GPS к северу

Это явление хорошо иллюстрируется рис. 5 (слева). Здесь указаны три зоны-трапеции, в которых северные составляющие скоростей станций наблюдения принимают отрицательные значения. Основной массив станций смещается вместе с плитами к северу. Возможно, что часть эффекта связана с неучетом векового дрейфа центра масс Земли. Это явление имеет исключительно-важное значение для понимания самого механизма тектоники плит и фундаментальных механизмов спрединга и субдукции.

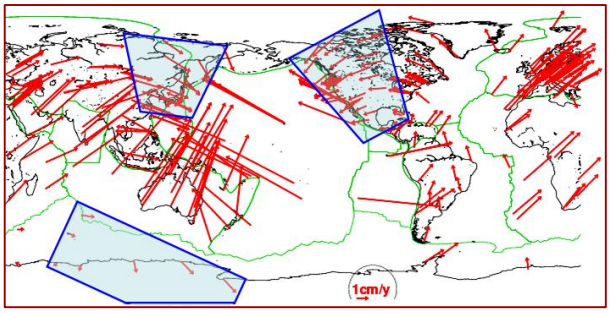


Рис. 5. Скорости GPS станций наблюдения в системе координатITRF 2005 (www.iers.org).

По нашей модели [1] указанная тенденция надвига пластов коры и литосферы (их блоков) на север является динамическим следствием гравитационного воздействия дрейфующего к северу ядра Земли. Тенденции смещений масс океанических плит препятствуют континенты и занятые уже пространства в северном полушарии. В результате для разрядки напряженности они вынуждены создавать зоны субдукции и “подныривать” под континентальную литосферу. С другой стороны материал для строительства океанических литосферных плит поступает вдоль зон рифтинга, преимущественно расположенных в южном полушарии. Поэтому находит объяснение геодинамическое положение, что зоны субдукции и рифтинга находятся (преимущественно) в противоположных полушариях [1]. Ясно, организованное смещение плит к северу должно быть сагласовано с мантийными течениями и другими глубинными процессами, которые здесь не рассматриваем.

Заключение

Обсуждаемые в работе вековые изменения фигуры Земли в современную эпоху – это лишь “хвостик” от более фундаментальных явлений по изменению фигуры Земли на больших интервалах времени, включая геологические периоды. В результате приходим к важному выводу, что все глобальные изменения фигуры Земли, а также циклические смены геодинамических обстановок в северном и южном полушариях по Н.А. Божко [10], перемещения литосферных плит [9], происхождение крупных геологических структур Земли с общей субмеридиональной ориентировкой [11] и многие планетарные процессы в атмосфере и океане, поведение физических полей Земли диктуются и направляются единым гравитационным механизмом вынужденных смещений и раскачки ядра и мантии Земли в соответствующих шкалах времени, как это и постулировалось в свое время в работе [1].

Литература

1. *Баркин Ю.В.* Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности // Известия секции наук о Земле Российской академии естественных наук. М., ВИНИТИ. 2002. Вып. 9. С. 45-97.
2. *Barkin Yu.V.* About possible polar drifts of centers of mass of the Earth and Mars // Abstract Book (CD) of European Planetary Science Congress (Potsdam, Germany, 13 – 18 September 2009), 2009. Vol.4, EPSC 2009-118.
3. *Barkin Yu.V.* Eccentricity of the Earth core // XXV General Assembly of EGS (Nice, France 25-29 April 2000) News Letter European Geophysical Society, N74, March 2000. Scien. Progr. P. 65.
4. *Barkin Yu.V., Shatina A.V.* Deformation of the Earth’s mantle due to core displacements// Astronomical and Astrophysical Transactions. 2005. V. 24, No. 3, June 2005. P. 195-213.
5. *Barkin Yu.V. and Jin Sh.* Kinematics and dynamics of the Earth hemispheres // EGU General Assembly (Vienna, Austria, 2-7 April 2006). Geophys. Res. Abstr.2006. Vol. 8. EGU06-A-01680.
6. *Баркин Ю.В.* Вековой полярный дрейф ядра в современную эпоху: геодинамические и геофизические следствия и подтверждения // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. –М.: ГЕОС. 2008. Том 1. С. 55-59.
7. *Barkin Yu.V. and Jin Sh.* On variations of the mean radius of the Northern and Southern Hemispheres of the Earth // EGU General Assembly (Vienna, Austria, 15-20 April 2007). Geoph. Res. Abs. 2007. 2007. Vol. 9. abstract # EGU07-A-08183.
8. *Баркин Ю.В.* Дрейф центра масс Земли и вековые вариации силы тяжести // Геофизические исследования. 2010. Том. 11, N 3. P. 46-60.
9. *Barkin Yu.V.* Geometrical regularities of the lithosphere plate structure // Astronomical and

Astrophysical transactions. 2000. Vol. 18. Issue 6. P. 751-762.

10. *Божко Н.А., Баркин Ю.В.* Диссимметрия тектонических процессов в ходе суперконтинентальной цикличности как динамическое следствие относительных полярных смещений ядра и мантии Земли // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Том 1. –М.: ГЕОС. 2009. С. 66 -70.
11. *Гончаров М.А., Разницин Ю.Н., Баркин Ю.В.* Особенности деформации океанской и континентальной литосферы как свидетельство северного дрейфа ядра Земли // Научная конференция "Ломоносовские чтения-2010". Секция "Геология": Тезисы. М., 2010. http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1183766&uri=44.html.

ГЕОХИМИЯ ПОРОД СВЕРХВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ МАКБАЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ, КИРГИЗИЯ)

Барулева О.А[а]., Корё Куллеруд[б], Конопелько Д.Л.[а]

[а] *Санкт-Петербургский Государственный Университет, Геологический факультет, Санкт-Петербург, Россия (o.a.baruleva@mail.ru)*
[б] *Университет Тромсо, г. Тромсо, Норвегия*

Введение.

Впервые для пород высоких и сверхвысоких давлений Макбальского комплекса представлены результаты геохимических анализов для главных и редких элементов. Определена роль сопутствующих метаморфизму метосоматических изменений и сделано предположение о природе протолита.

Макбальский метаморфический комплекс находится в западной части Киргизского хребта Северного Тянь-Шаня, на границе Киргизии и Казахстана.

Комплекс находится на южной окраине Палеоказахстанского микроконтинента. В течении позднего рифея-венда комплекс являлся частью северной пассивной окраина Терскейского океана, затем, в результате раннепалеозойских субдукционно-коллизионных событий породы комплекса подверглись интенсивным деформациям и метаморфизму.[1] Возраст метаморфизма оценивается по разным авторам 480 млн.лет [трактат] или 500-510.

Основу структуры Макбала составляет пакет тектонических чешуй, сложенных сланцами, мраморами и кварцитами. Всего выделяют три этапа деформаций, на последнем был сформирован изгиб, определяющий общую форму комплекса: антиформная мегаскладка [3]. В ядерной части этой структуры (в центре комплекса) в виде линз и будин от 5 до 15-20м. выходят диафториты эклогитов. Цепочки будин вытянуты согласно общему простиранию пород. Контакты будин с вмещающими породами, через милонитизированные рассланцованные гранатовые амфиболиты, которые встречаются также и отдельными прослоями. Пиковые условия метаморфизма по минеральным ассоциациям включающих коэсит оцениваются P>25 Кбар, T<600C [2,9].

Методы.

Идентификация минералов и определение химического состава минералов проведено с помощью сканирующего электронного микроскопа JEOL 840 лаборатории университета Тромсо, Норвегия.

Геохимические анализы 15 образцов были сделаны в лаборатории аналитической коммерческой компании Актлабс (Actlabs, Activation Laboratories Ltd.,) в г. Анкастер, провинция Онтарио, Канада (Ancaster, Ontario, Canada). Породообразующие оксиды определялись методом сплавления индукционно-связанной плазмы FUS-ICP (код 4Lithores, 4B) на приборе Optima 3000 ICP фирмы PerkinElmer. Редкие элементы определялись методом ICP-MS на приборах ELAN 6000, 6100 или 9000 ICP/MS фирмы PerkinElmer.

Результаты.

По минеральному составу, структуре и вторичным изменением все отобранные образцы можно разделить на три группы.

К первой группе (I) относится большая часть образцов (KI-04,-10, -11, -27, -29B, -30A, -30B, -31, -32, -35). Для них характерна порфиробластовая структура с крупным зональным гранатом с включениями кварца, амфибола, альбита, эпидота, парагонита, цоизита, хлорита. Матрикс практически весь представлен цоизитом, эпидотом, слюдами и хлоритом. Содержание кварца не более 5%, амфибола от 0 до 10%.

Вторая группа (II) – образцы KI-08, -18, -29A. Характерна гранонематобластовая структура с мелким, иногда зональным гранатом. До 25% породы составляет симплектитовые срастания альбита и амфибола (актинолита), развивающихся по краям зерен граната и зонального амфибола.

Такой симплектит может интерпретироваться, как результат ретроградных изменений минералов эклогитовой фации (омфацита). За пределами амфибол представлен гипиидиоморфными зональными зернами. состав амфибола меняется от натриевого (глаукофан) и натриевого-кальцивому (барруазит) в центре к кальциевому (актинолит) по краям. зернами Омфацита размером не более 30 μм по краям замещаются актинолитом. Содержание кварца от 15 до 25%, эпидота и цоизита до 10% (в KI-18 около 20% и весь оставшийся матрикс представлен симплектитом).

Третья группа (III) – образцы KI-06, -36, -38. Структура гранобластовая, бластоофитовая. При такой структуре мелкие гранаты образуют вытянутые скопления, предполагается, что они кристаллизовались на границах первичных минералов породы протолита, возможно плагиаклаза и пироксена. Амфибол представлен крупными (до 5 мм) ксеноморфными зернами с включениями цоизита и клиноцоизита. Омфацит в среднем 1,5мм замещается по краям амфиболом. Содержания цоизита, эпидота и хлорита в сумме от 10 до 30%.

По содержанию кремнезема породы охватывают интервал от основных до средних SiO_2 варьирует от 46,53 до 57,95%. Характерны низкие содержания K_2O (0,05-0,27%), кроме образцов KI-08 (2,22%), KI-18 (1,78), KI-36(0,84), KI-29A(0,98); Na_2O от 0,16% до 2,92%. По химическому составу породы близки к толеитовым базальтам.

Содержания $Fe_2O_3^T$ от 10,09 до 15,33%; MgO от 4,38 до 9,99%, Al_2O_3 от 14,51-17,84%, TiO_2 от 0,65 до 1,81%.

Выделенные группы также отличаются по химическому составу. Так, для группы II характерны самые высокие содержания кремнезема (52,33-57,95%), щелочей и низкие содержания Mg (4,38-4,62%). Для III группы – относительно высокие содержания CaO (10,35-12,36%) и титана (1,37-1,81).

Отличия прослеживаются также в спектрах распределения РЗЭ (рис.1) и распределении элементов на мультиэлементных диаграммах (рис. 2).

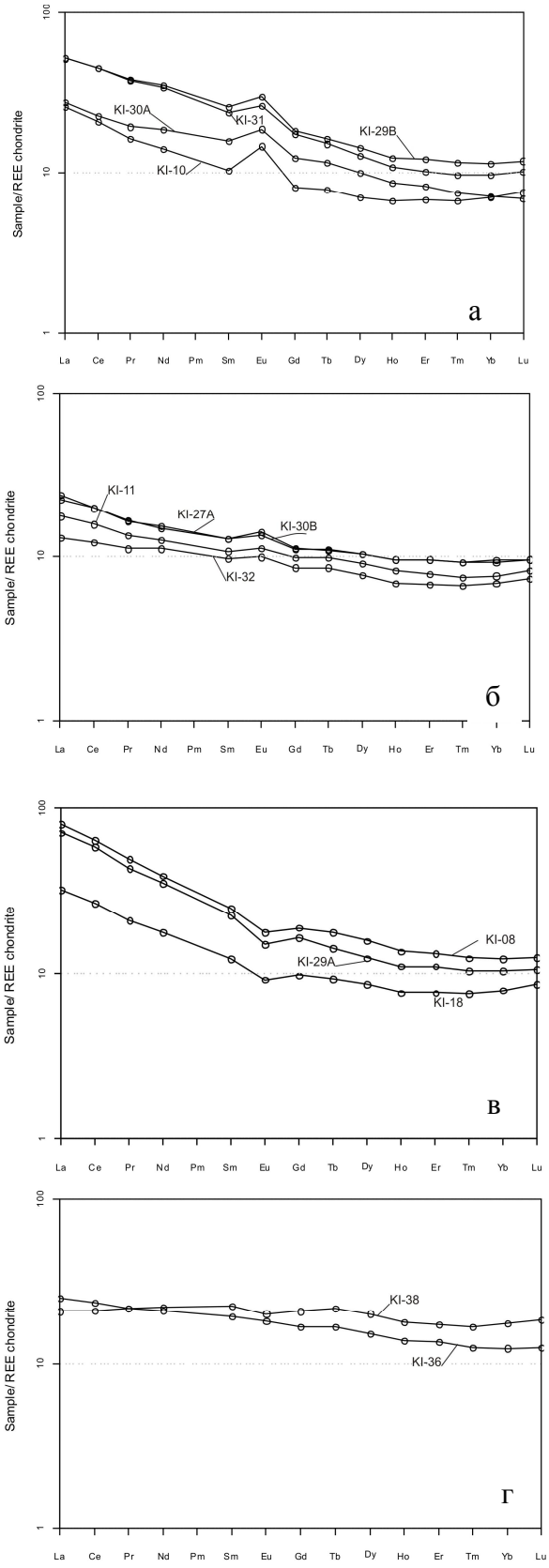


Рис.1 Диаграмма распределения редкоземельных элементов. Нормировано по Boynton, 1984[4]
А,б – группа I, в – II гр., г- II гр.

Исследованные образцы в разной степени обогащены легкими РЗЭ. Однако их составы довольно близки к обогащенному типу базальтов СОХ (E-MORB). Степень дифференциации легких и тяжелых РЗЭ $(La/Yb)_N$=1,19-3,87 (средние 2-3) для группы II $(La/Yb)_N$=4,09-6,9; $(La/Sm)_N$ варьирует от 0,94 до 3,19.

На мультиэлементных диаграммах наблюдаются сходные для всех образцов распределения элементов. Породы в разной степени обогащены крупноионными литофильными элементами Rb, Ba, K, Sr. Эти элементы характеризуются большим ионным радиусом и низким зарядом, обладают высоким сродством к водному флюиду и соответственно наибольшей подвижностью при метаморфизме. Этими же характеристиками обладает двухвалентный Pb, (16-5 мг/т), содержания которого относительно повышены для большинства образцов. Это объясняется совместным метаморфизмом базитов и осадочных пород, при котором свинец способен мигрировать. Большинство образцов имеют относительно низкие содержания таких высокозарядных элементов (ВЗЭ) ,Ti, Zr, Hf, Y .

В некоторых образцах выявлены небольшие отрицательные аномалии для Ta и Nb (KI-18,KI-29A,KI-08), для этих образцов отношения Th/Ta_n=8,2;12,56 и 12,28 соответственно (Th/Nb_n=10,29; 15,94 и 16,31). Менее эти аномалии выражены для остальных образцов (Th/Ta_n=1,84-7,13; Th/Nb_n=2,72; 10,31) . В образцах KI-32 и KI-38 эти аномалии отсутствуют.

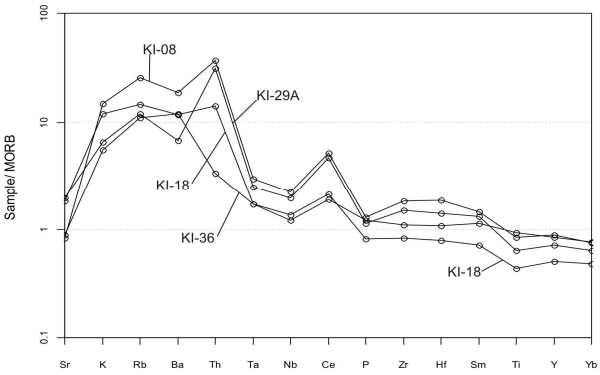
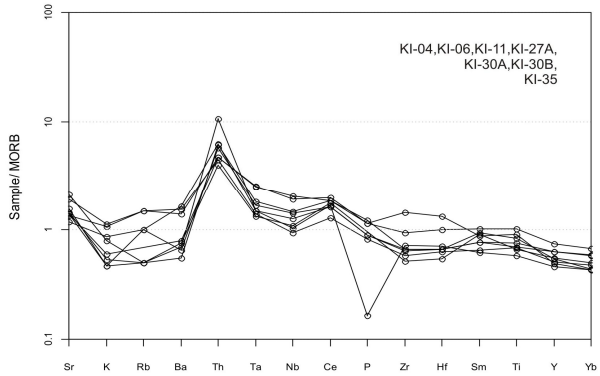


Рис. 2 Мультиэлементныедиаграммы, нормированные к составу базальтов СОХ.



Нормировачные значения взяты из Pearce,1983 [8].

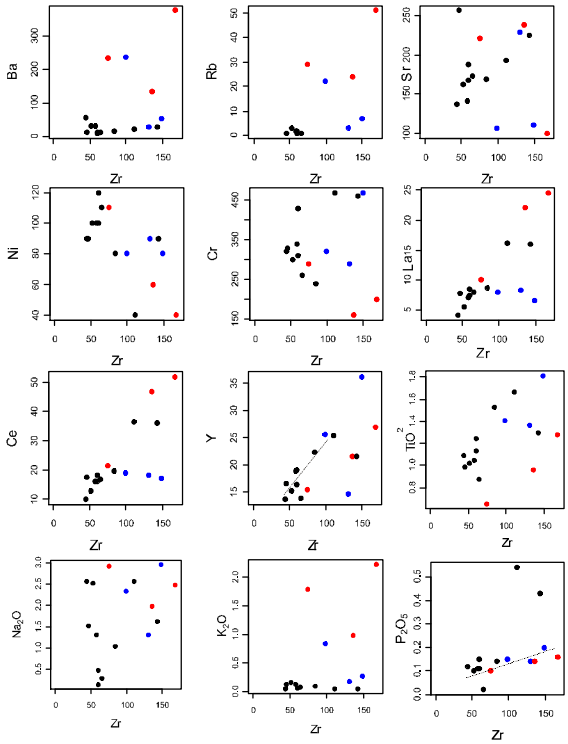


Рис. 3. Диаграммы корреляций содержаний элемент-Zr. Черными точками обозначены породы группы I, синими – II, красными – III.

Для корректного решения вопроса о природе протолита для пород Макбальского комплекса, необходимо оценить влияние наложенных постмагматических процессов. Для этого мы использовали метод, предложенный в статье [7]. Согласно содержания элементов сравниваются с содержанием Zr, обладающего ограниченной мобильностью и являющегося несовместимым элементом. (рис.3). Поэтому наличие корреляции концентрации циркония с другими

элементами можно ожидать в образуцах принадлежащих к одной магматической серии а также если содержания сравниваемых элементов не были существенно изменены в ходе вторичных процессов.

На диаграммах рис. 3 показано что надежной корреляции содержаний элементов Ba, Rb, Sr, Na, K, Ti, Y, Pc Zr не установлено, по-видимому изученные образцы в различной степени затронуты метосоматическими процессами, также это не исключает, что образцы эклогитов могут не принадлежать к единой магматической серии то есть происходить из различных протолитов. Осложняет вопрос о природе протолита для пород сверхвысоких давлений многоэтапность и интенсивность сопутствующих метаморфизму метосоматических преобразований. Для прогресссивного метаморфизма характерна интенсивная дегидратация, при этом в зонах субдукции образуются высокоплотные, надкритичные, богатые кремнеземом флюиды. Они считаются переходными между гидротермальными растворами и силикатными расплавами [5]. Такие флюиды имеют повышенную способность переносить материал внутри зоны субдукции.

Выводы.

Спектры распределения РЗЭ для эклогитов Макбальского комплекса наиболее близки к обогащенному типу базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB).

Исследованные образцы в различной степени затронуты процессами метасоматоза. Имеющиеся результаты не позволяют сделать однозначные выводы о характере этих преобразований.

Петрографические особенности и особенности химического состава указывают на возможность существования различных протолитов для эклогитов, но имеющихся данных не достаточно для однозначного предположения.

Литература

1. *Бакиров А.Б., Максумова Р.А.* Геодинамическая эволюция литосферы Тянь-Шаня//Геология и геофизика, 2001, Т.42.№10 с.1435-1443
2. *Вознесенский В.Д., Литвак М.И., Ненашев Ю.П. Козловский К.П.Курмилев В.Л.* Тектоническая структура и структурная эволюция Макбальского выступа.// Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М., 1983. с. 50-56
3. *Демина Л.Д. Талицкий В.Г. Коротеева Е.Ю.* Геодинамические условия образования эклогитов и гранатовых амфиболитов Макбальского брахиантиклинория (Северный Тянь-Шань)// Очерки по региональной тектоники. Т.2:Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал.М.2005.с.100-129.
4. *Boynton W.V.*, Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P., Editor, 1984
5. *D. Rumble, J. G. Liou., B. M. Jahn* Continental Crust Subduction and Ultrahigh Pressure Metamorphism // Treatise on Geochemistry (2003), vol.3. p 293-313.
6. *D. Konopelko, K. Kullerud, F. Apayarov, K. Sakiev, O. Baruleva, E. Ravna, E. Lepekhina* SHRIMP zircon chronology of HP-UHP rocks of the Makbal metamorphic complex in the Northern Tien Shan, Kyrgyzstan. (в печати)
7. *K. Kullerud, M.B. Stephens, and E. Zachrisson* Pillow lavas as protoliths for eclogites: evidence from alate Precambrian-Cambrian continental margin, Seve Nappes, Scandinavian Caledonides //
8. *Pearce J.A.*, Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Continental basalts and xenoliths. 1983. Hawkesworth C.J. & Norry M.J. eds, Shiva, Nantwich, 230-249.
9. *Tagiri, M., Bakirov, A.B.,*. Quartz pseudomorph after coesite in garnet from a garnet-chloritoid-talk schist, Northern Tien-Shan, Kirghiz SSR. // Proceedings of the Japan Academy. Series B: Physical and Biological Sciences 66, 1990,135-139.

ПРОЯВЛЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ВАРИАЦИЯХ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ

Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Рыбин А.К.

Научная станция РАН в г.Бишкеке, Россия
(bataleva@gdirc.ru)

Для исследования влияния геодинамических процессов, протекающих в земной коре Тянь-Шаня на её электропроводность, Научная станция РАН в г. Бишкеке и Канадская компания «Феникс Джеофизикс», Торонто в 2003 году совместно установили на территории Бишкекского геодинамического полигона (БГП) две станции магнитотеллурического (МТ) мониторинга Phoenix MTU-5D. В связи со значительной анизотропией электрических свойств среды, обусловленной резко неоднородным геологическим строением БГП, для тонкого анализа процессов отражающихся в мониторинговых МТ-наблюдениях предлагается рассматривать временные ряды вариаций компонент тензора импеданса в зависимости от азимута α, а не только по направлениям xy и yx, (т.е. 0° и 90°), по которым производились измерения тензора импеданса.

Прежде чем анализировать временные ряды МТ- мониторинга на БГП, рассмотрим возможные способы и подходы определения ориентационных характеристик вариаций электропроводности на примере Камбаратинского промышленного взрыва, где как нам представляется, была подтверждена реальность существования реакции среды в виде вариаций электросопротивления на изменение тектонических напряжений. Полученные в результате проведенных сейсмических наблюдений данные позволили установить наличие обусловленных взрывом подвижек по разлому, прилегающему к пункту взрыва, а также зафиксировать серию наведенных слабых сейсмических событий. Камбаратинский эксперимент (22 декабря 2009 г) включал в себя сейсмологические, электромагнитные и GPS наблюдения, выполненные силами Научной станции РАН. Мощность промышленного взрыва составляла 2.8 Кт в тротиловом эквиваленте. Расстояние от пункта взрыва до магнитотеллурической станции Phoenix MTU 5D равнялось 5.7 км. Производилась регистрация двух горизонтальных компонент электрического поля и трех компонент магнитного поля. МТ-зондирования выполнялись в течение суток до момента взрыва и двух суток после взрыва. Таким образом, компоненты тензора импеданса определялись по направлениям xy и yx, (т.е. 0° и 90°) в течение трех суток. Всё время регистрации (около 70 час) был разделено на непересекающиеся пронумерованные интервалы (Т) продолжительностью по одному часу для независимой обработки. Обработка МТ-реализаций такой продолжительности обеспечивает устойчивое определение значений тензора импеданса на периодах более 100 сек, что значительно превышает требуемую глубинность исследований (10-15 км по данным распределения гипоцентров землетрясений). Следующим этапом обработки являлся пересчет значений тензора импеданса для каждой из часовых реализаций на азимуты через 15° и вычисление средних кривых кажущегося сопротивления до момента взрыва по каждому направлению $Ro\text{-}av_{[\alpha]}$. Вычисление отклонения $DRo_{[t,\alpha]}$ текущей ориентированной кривой кажущегося сопротивления $Ro_{[t,\alpha]}$ от средней кривой $Ro\text{-}av_{[\alpha]}$ по всем часовым интервалам и для всех рассматриваемых азимутов является итоговой процедурой по расчету азимутальных характеристик вариаций электросопротивления. Азимутальные характеристики временных рядов вариаций компонент тензора импеданса могут быть представлены как в виде псевдоразрезов,

так и в виде семейств ориентированных кривых.

Оценка точности пересчета значений тензора импеданса на произвольный азимут производилась с помощью специальных работ методом МТЗ с аппаратурой Phoenix MTU-5D. После производства МТ-зондирований в обычном режиме, измерительные установки станций были развернуты на 45° и вновь выполнены зондирования. На рис. 1 показано сопоставление кривых кажущегося сопротивления, измеренных по азимуту 0° с кривыми, измеренными на азимуте -45° и пересчитанными на азимут 0°. С учетом точности единичного измерения, погрешность пересчета является вполне удовлетворительной. Стандартная (среднеквадратичная) погрешность составляет ± 1.30 Ом*м.

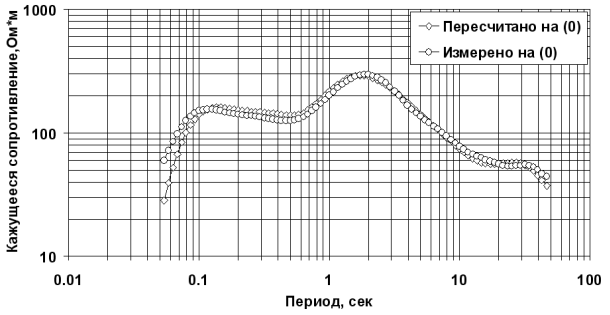


Рис. 1. Сопоставление наблюденных на азимуте -45° и пересчитанных на азимут 0° кривых МТЗ.

На рис. 2. в качестве примера представлены семейства ориентированных кривых отклонения кажущегося сопротивления $DRo_{[36,\alpha]}$ и $DRo_{[37,\alpha]}$ от средних значений $Ro\text{-}av_{[\alpha]}$ до взрыва в зависимости от периода МТ-зондирований, для 36 и 37-го часа после момента взрыва. Рассмотрим поведение этих вариаций на рис.1 в зависимости от периода МТ-зондирований и азимутов α. Обращает на себя внимание то, что для 36-го и для 37-го часа в интервале периодов $-2<Log10(T)<-0.7$; $(0.01<T<0.2$ сек) вариации электросопротивления по всем азимутам очень близки к нулю. Это свидетельствует о том, что в указанном интервале периодов (эффективная глубина проникновения поля от ~0.6 км до ~2 км) существенных изменений электросопротивления во времени не происходит. Далее для периодов $-0.7<Log10(T)<0.1$, $(0.2<T<1.2$ сек), что соответствует эффективной глубине проникновения поля от ~2 км до ~5 км) наблюдается анизотропное изменение значений электросопротивления: для азимутов 75°- 90° наблюдается возрастание, а для ортогонального направления 0° - 15° наблюдается уменьшение. Такое поведение наблюдается практически для всех часовых интервалов МТЗ после взрыва, за исключением сильно зашумленных.

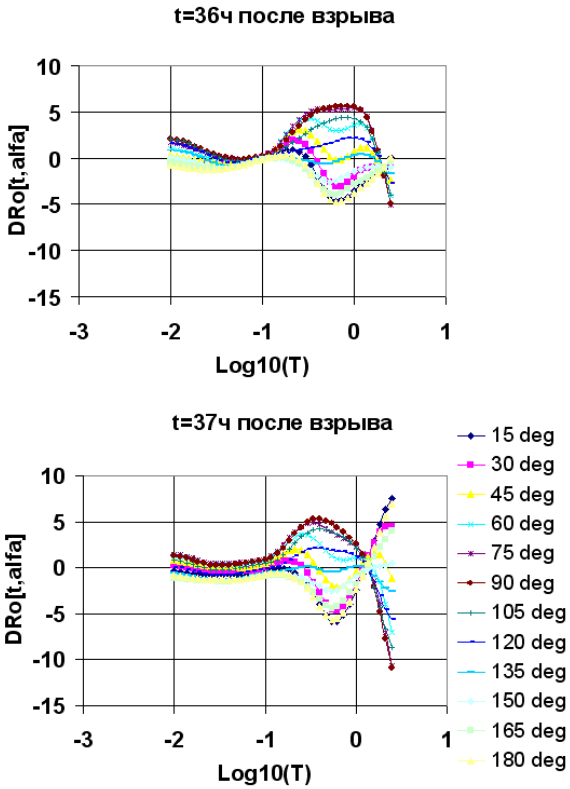


Рис. 2. Пример семейств ориентированных кривых МТЗ $DRo_{[t,\alpha]}$ Камбаратинского эксперимента.

Таким образом, при анализе азимутальных зависимостей вариаций электропроводности в массивах горных пород, могут быть получены азимутальные характеристики процесса изменения тектонических напряжений для сопоставления с другими геофизическими параметрами, имеющими зависимость от азимута. В качестве рабочей гипотезы для объяснения вариаций кажущегося сопротивления, связанных с изменением напряженно-деформированного состояния геологических объектов, используется гипотеза о перераспределении флюида

между системами трещин, пронизывающими геологические объекты и обладающими различной ориентацией [1]. Для такой феноменологической модели очень наглядно выглядит уменьшение электросопротивления в интервале периодов -0.7<Log10(T)<0.1 (0.2<T<1.2 сек) по азимутам около 15°, что свидетельствует о сжатии, имеющем место по этому направлению. Увеличение сопротивления по ортогональным азимутам (около 90°) подтверждает правильность рабочей гипотезы. Для периодов более 3 секунд точность определения компонент тензора импеданса недостаточна и, соответственно, эти периоды не рассматриваются.

Начиная с 2010 года, на территории БГП выполняются работы по изучению азимутальных вариаций сопротивления на пункте Алмалы, а на стационарных пунктах Ак-Суу и Чон-Курчак проводятся стандартные мониторинговые МТ-наблюдения. На рис. 3 и 4 приводятся результаты контрольных измерений двумя станциями Phoenix MTU-5D для оценки точности определения азимутальных характеристик вариаций электропроводности на пункте Алмалы.

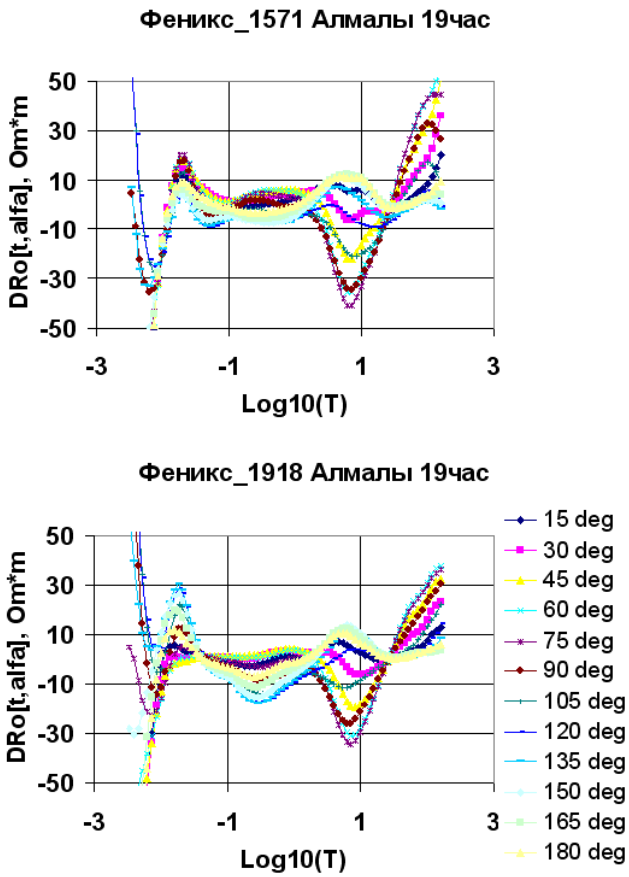


Рис. 3. Результаты контрольных измерений (для 19-ой часовой реализации).

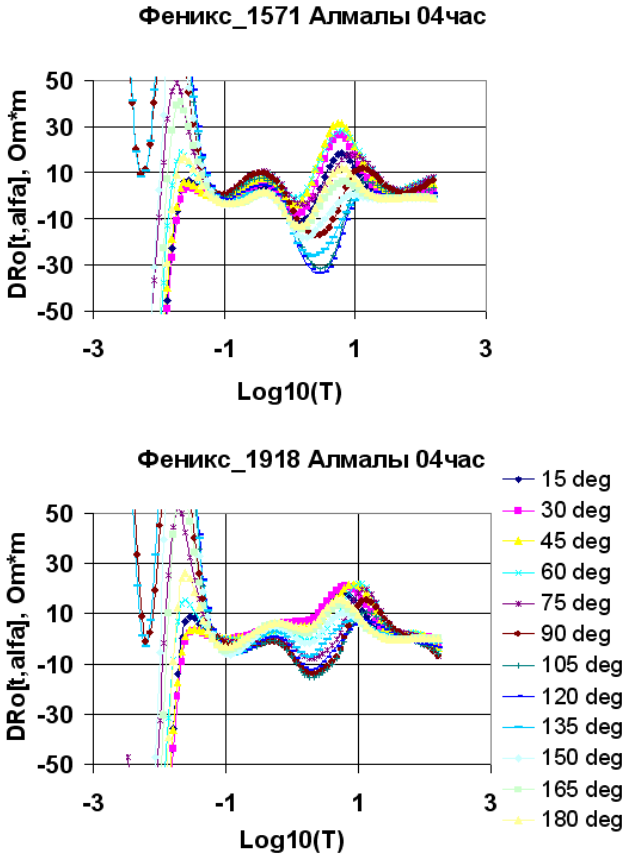


Рис. 4. Результаты контрольных измерений (для 4-ой часовой реализации).

Распределение среднеквадратического отклонения от среднего для ориентированных кривых вариаций электропроводности двух станций Phoenix MTU-5D №1571 и №1918 показано на рис. 5. На верхней панели рассматривается диапазон периодов от 0.1 до 2.5 сек. В этом интервале среднеквадратическое отклонение не превышает одного Ом*м, в отличие, от приведенного на нижней панели диапазона периодов от 2.5 до 25 сек, величина среднеквадратического отклонения в котором для некоторых часовых МТ-зондирований достигает четырех Ом*м

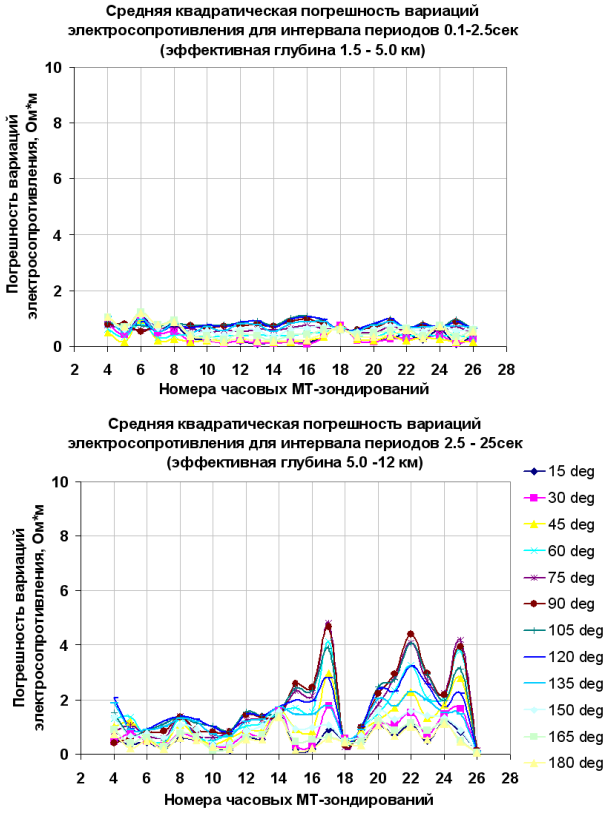


Рис. 5. Распределение среднеквадратического отклонения между двумя станциями Phoenix MTU-5D №1571 и №1918.

Обращает на себя внимание, что в целом значения вариаций электропроводности для рассматриваемых диапазонов периодов значительно превосходят среднеквадратическое отклонение, т.е. рассматриваемые оценки амплитуд вариаций являются надежными.

Рассмотрим графики на рис. 3 и 4, уделив особое внимание интервалам периодов, приблизительно от 0.1 сек до 2.5 сек и от 2.5 сек до 25 сек. (-1<Log10(T)<0.4 и 0.4<Log10(T)<1.4). В отличие от данных Камбаратинского эксперимента, где в интервале периодов от 0.01 сек до 0.1 сек вариации электросопротивления близки к нулю, данные по пункту Алмалы содержат в этом диапазоне периодов синхронные по обеим станциям вариации большой амплитуды. Однако, они исключаются из рассмотрения из-за малой глубинности, соответствующей этому диапазону, и возможного влияния метеорологических факторов. В интервале периодов приблизительно от 0.1сек. до 2.5 сек так же, как и в данных по Камбаратинскому эксперименту наблюдается возникновение и некоторые изменения вариаций электросопротивления на всех часовых МТ-зондированиях. Таким образом, в рассматриваемом диапазоне периодов, отражающем эффективную глубину проникновения поля от ~1.5 до ~5.0 км, как в пункте Алмалы, так и в пункте Камбарата присутствуют вариации электросопротивления, в том числе и по ортогональным направлениям в «противофазе», что подтверждает гипотезу [1] о перераспределении флюидов по системам трещин в связи с изменением напряженно-деформационного состояния среды.

Для следующего интервала эффективных глубин от 5 до 12 км вариации электропроводности выделяются только в пункте Алмалы, что связано с недостаточным уровнем точности МТ-зондирований в соответствующем интервале периодов для Камбаратинского эксперимента. Вариации электропроводности для указанного интервала эффективных глубин имеют значительно больший размах (более 50 Ом*м) и характеризуются противоположной направленностью для ортогональных направлений.

В результате проведенного анализа временных рядов магнитотеллурических данных в пункте Алмалы выявлены

изменения электропроводности в двух интервалах глубин. При этом, азимуты, по которым наблюдаются максимальные вариации электропроводности, для верхнего и нижнего интервалов эффективных глубин зондирования данного пункта наблюдения отличаются на 30° - 75°.

Выводы:

При разбиении длительных МТ-записей на непересекающиеся часовые реализации с независимой последующей обработкой данных было обнаружено, что величина кажущегося сопротивления меняется во времени для некоторых интервалов периодов.

Контрольные наблюдения в пункте Алмалы, выполненные двумя станциями Phoenix MTU-5D, показали хорошую сходимость «ориентированных» вариаций электропроводности для обеих станций.

Наблюдаемые по ортогональным азимутам вариации противоположного знака подтверждают гипотезу о перераспределении флюида в поровом пространстве при изменении напряженно деформационного состояния среды [1].

Литература

1. Bogomolov L, Bragin V., Fridman A., Makarov V., Sobolev G., Polyachenko E., Schelochkov G., Zeigarnik V., Zubovich A. Comparative analysis of GPS, seismic and electromagnetic data on the Central Tien Shan Territory, Tectonophysics, 2007, Vol. 431, p. 143-151.

ПОСТРОЕНИЕ ГЛУБИННЫХ РУДО-НЕФТЕОБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОПЕРЕНОСОВ В ЛИТОСФЕРЕ ПО ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Безрук И.А., Спичак В.В.

Центр Геоэлектромагнитных Исследований Института Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ЦГЭМИ ИФЗ РАН), Троицк, Россия (iganbez@mail.ru)

Введение

Горные породы, слагающие недра Земли, характеризуются различными физическими свойствами, которые важны для построения геологической модели строения недр, а также при прогнозе полезных ископаемых. К наиболее значимым физическим характеристикам можно отнести скорость распространения сейсмических волн, электрическое сопротивление, плотность и магнитную восприимчивость горных пород. В свою очередь, их комплексный анализ может быть использован для косвенной оценки таких петрофизических характеристик, как пористость, трещиноватость, флюидонасыщенность и других, важных при прогнозе нефтегазоносных территорий по глубинной петрофизической информации. По электрическому сопротивлению можно определить характер флюидозаполнения разуплотненных геологических тел (нефть, газ, вода). Наличие таких тел в Земных недрах можно определить по данным гравиметрии и характеру скоростей сейсмических волн.

В настоящее время широко используется принцип локального и регионального прогноза месторождений углеводородов (УВ) по комплексной геофизической информации. Как правило, прогнозные карты и разрезы строятся на основе визуального сопоставления карт и разрезов, полученных по различным геофизическим методам. Такой подход приносит пользу лишь в том случае, когда визуальные признаки прогноза УВ достаточно очевидны на «пометодных» картах и разрезах, и к их анализу привлечены высококлассные геологи-нефтяники.

Известны примеры наличия четких признаков регионального и локального прогноза УВ на «электроразведочных» картах и разрезах, например в Западной и Восточной Сибири, которые с успехом используются при геологоразведочных работах.

Однако, далеко не всегда визуальное сопоставление «пометодных» карт приводит к успеху, что можно объяснить сложным «пометодным» образом признаков прогноза УВ.

Извлечение таких «пометодных» образов целесообразно осуществить с помощью инновационной технологии нейросетевого анализа комплексных геофизических данных, например с помощью нейросетей Кохонена, которые в принципе не требуют при их настройке обучения на эталонных месторождениях УВ

Настоящие исследования проводились на профиле 1СБ в Восточной Сибири, проходящем вблизи нефтегазовых объектов.

Инновационная технология нейросетевого анализа комплексных геофизических данных с помощью нейросетей Кохонена,

Существуют различные подходы к построению петрофизических структур Земных недр (петрофизических кластеров) по геофизическим данным, измеренным на поверхности. В настоящей работе для построения кластерных петрофизических разрезов применяется методика, основанная на использовании самоорганизующихся нейросетей Кохонена.

Ее суть сводится к введению априорной информации о числе петрофизических типов горных пород и проведению классификации с использованием нейросети Кохонена по выделению в исследуемом пространстве Земных недр пространственных участков с

однотипными петрофизическими характеристиками.

В процессе классификации на вход такой нейросети последовательно подаются геофизические характеристики отдельных элементов слагающих исследуемый регион. После окончания процесса классификации входные данные разделяет на группы схожих элементов – кластеров модели Земных недр. Таким образом, построение кластерных петрофизических разрезов при комплексном нейросетевом анализе сводится к введению априорной информации о числе петрофизических типов и выделения в исследуемом пространстве земных недр участков с однотипными петрофизическими характеристиками.

Кластерный петрофизический прогноз УВ газов в земных недрах по глубинной геоэлектрической и гравиметрической информации

На профиле 1СБ и в его окрестности расположен ряд локальных аэрогеохимических аномалий газов УВ, что может служить поисковым признаком наличия нефтегазовых залежей. Детали глубинного строения кластерного петрофизического разреза по петрофизическому признаку горной породы, слагающей кластер - «электрическое сопротивление – относительная плотность», построенный нами с помощью нейросети Кохонена, позволяет проследить связь глубинного строения с выходами газов УВ на земной поверхности.

На кластерном разрезе (рис. 1) видно, что в районе аэрогеохимических аномалий газов УВ расположена глубинная (10 – 15 км) комплексная петрофизическая аномалия (кластеры 15 – 16), которая на малых глубинах (5 - 10 км) осложнена малыми петрофизическими кластерами - телами (кластеры 10 – 11) с повышенной пористостью и средним электрическим сопротивлением). Возможно, эти тела определяли пути миграции УВ при формировании месторождений УВ.

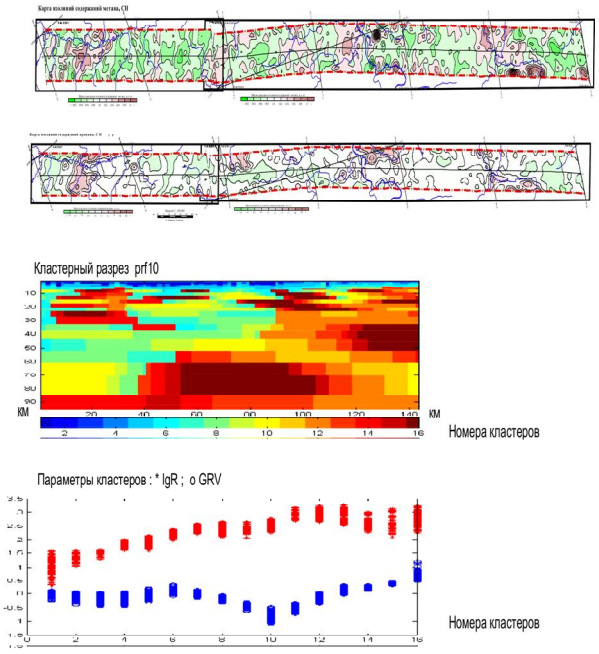


Рис. 1. Кластерный петрофизический разрез участка профиля 1СБ от 840 до 975 км.

Кластерный петрофизический прогноз месторождений УВ по глубинной геоэлектрической, сейсмической и гравиметрической информации

Кластерный петрофизический разрез построен нами с помощью нейросети Кохонена по петрофизическому признаку горной породы, слагающей кластер - «электрическое сопротивление – относительная плотность – сейсмическая скорость».

Кластерный петрофизический разрез представлен на рис.2. На участке 500 – 520 км профиль 1СБ пересекает Оморинское месторождение УВ, а на 540 – 580 км – Юрубчено –Тахомское месторождение УВ. На кластерном разрезе видно, что в районе месторождений УВ расположена глубинная (10 – 15 км) комплексная петрофизическая аномалия (кластеры 1 – 4), которая на малых глубинах (5 км) осложнена малыми вертикальными петрофизическими каналами (кластеры 11 - 12 с повышенной пористостью и средним электрическим сопротивлением). Возможно, эти каналы определяли пути миграции УВ при формировании месторождений УВ, и могут служить поисковыми признаками объектов УВ.

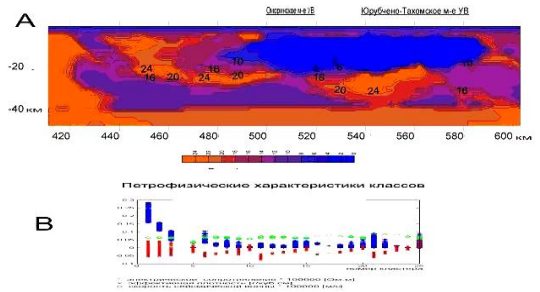


Рис.2. Кластерный петрофизический разрез участка профиля 1СБ от 400 до 600 км.

Выводы

Кластерные петрофизические разрезы показывают, что в районе месторождений УВ или вблизи аэрогеохимических аномалий УВ располагаются характерные глубинные комплексные петрофизические аномалии, которые на малых глубинах осложнены малыми вертикальными петрофизическими аномалиями (возможно, связанными с миграцией при формировании УВ). Наличие таких петрофизических аномалий в окрестности залежей УВ, очевидно, является необходимым (но, возможно, недостаточным) условием и может рассматриваться как критерий их поиска УВ.

Литература

1. Безрук И.А.,1998. Электроразведка. Краткая энциклопедия нефтегазовой геологии. М.: Изд-во Академии горных наук
2. Безрук И.А., 2001. Электроразведка при региональных и регионально-поисковых работах на нефть и газ. Разведка и охрана недр, 4, 3
3. Калан Р., 2003. Основные концепции нейронных сетей, Издательский дом «Вильямс», Москва
4. Спичак В.В., Безрук И.А., Попова И.В., 2008. Построение глубинных кластерных петрофизических разрезов по геофизическим данным и прогноз нефтегазоносности территорий. Геофизика, ЕАГО , 4.
5. Спичак В.В., Безрук И.А., Гойдина А.Г., 2010. Построение трехмерной геоэлектрической модели на основе комбинированной инверсии профильных и площадных МТ данных в Восточной Сибири. Геофизика, ЕАГО, 2

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ И ТРЕНДЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА

Белов С.В.

Московский государственный открытый университет, Москва, (veradasaeva@rambler.ru)

Проблема континентального рифтогенеза в геологической истории является одной из ключевых для понимания общей эволюцииЗемли. Главные особенности рифтогенеза показаны в работах [2,4,7]. По данным GPS установлено, что для наиболее активных современных континентальных рифтов масштабы горизонтального расширения составляют 2-4 см\год [8,9]. Вместе с тем, количественных оценок процесса рифтогенеза в различные периоды геологической истории в целом для Земли не было, что объяснялось отсутствием количественной информации по мировой рифтовой системе разного геологического возраста. В последнее время такая информация, представляющая собой, по сути, базы данных по более чем 680 континентальным рифтам Земли, собрана и приведена в [6]. Актуализация и использование содержащейся здесь информации позволило автору впервые количественно оценить процесс континентального рифтогенеза и проследить его развитие на протяжении геологической истории, а также выявить основные тренды. Именно решение этой задачи явилось целью настоящей работы. Необходимо подчеркнуть, что речь идёт о сохранившихся континентальных палеорифтах, которые, в ходе своего расширения, не превратились впоследствии в океаны.

Актуализация содержащейся в [6] информации состояла в том, что для количественной оценки масштабности континентального рифтогенеза соответствующего возраста нами была использована суммарная площадь рифтов определенного возраста, которая рассчитывалась исходя из размеров рифта (длины и ширины) и его формы и определялась как произведение ширины рифтовой структуры на её длину. В случае не параллельности бортов рифта его площадь апроксимировалась фигурой трапеции. Для оценки абсолютной интенсивности рифтогенеза в каждую эпоху эта величина в кв. км делилась на длительность эпохи в млн. лет. Наряду с этими параметрами интересно было проанализировать интенсивность раскрытия рифтов в прошлые геологические эпохи в см\год и сравнить эти данные с результатами современных GPS наблюдений. Расчёты осуществлялись в целом для Земли, на основе чего построены соответствующие диаграммы (рис. 1). Их анализ позволил выявить различие в трендах развития континентального рифтогенеза для докембрийского времени и для разных периодов фанерозоя.

Анализ полученных данных свидетельствует, что на протяжении геологической истории в целом для земного шара рифтогенез проявлялся неравномерно. Тренды масштабности рифтогенеза (см. рис.1а), в разное время оказываются различны: можно видеть, что для протерозоя от раннего к позднему характерен относительно интенсивный рифтогенез, тренд которого положителен и существенно нарастает; в раннем палеозое ситуация принципиально меняется, от кембрия к силуру наблюдается отрицательный тренд, интенсивность рифтогенеза падает; в позднем палеозое происходят новые изменения и, начиная с девона по пермь, тренд рифтогенеза вновь становится положительным; в мезо-кайнозое, начиная с триаса, положительная линия тренда рифтогенеза приобретает самый крутой наклон. В это время происходит качественный скачок в развитии рифтогенеза, количество рифтов

возрастает в 2,5-3,0 раза по сравнению с предшествующими геологическими эпохами. Всё это на количественной основе подтверждает мнение [4] о том, что наиболее интенсивные и широко распространённые на поверхности Земли проявления рифтогенеза происходили в мезо-кайнозое. Примечательно, что акселерация рифтогенеза, являющегося одним из элементов общей эндогенной активности Земли, хорошо корреспондируется с выявленным в [1], нарастанием общей вулканической активности Земли на протяжении фанерозоя. Наиболее мощное рифтообразование отмечается в неоген-четвертичную эпоху, что подтверждается максимальными значениями всех параметров: числом рифтов (шт.), масштабностью рифтогенеза (в км^2), интенсивностью рифтогенеза (в км^2\млн. лет), суммарным и средним удельным рифтогенным раскрытием (см\год), а также суммарной длиной рифтовых зон (в км). Сравнивая результаты оценок раскрытия рифтов, полученные расчётным путём, с данными о современных движениях земной коры в рифтовых зонах, по GPS наблюдениям [8,9], можно видеть, что новейшие движения в рифтовых зонах составляют первые сантиметры в год, т.е. они примерно на порядок больше рассчитанных величин для неоген-четвертичного времени (см. рис. 1-д). Оценивая этот факт необходимо иметь в виду, что векторы современных движений во многих случаях ориентированы косо к бортам рифтов. В расчётах же под раскрытием понимался перпендикуляр к бортам рифта, т.е. его средняя ширина. Вместе с тем, весьма высокая скорость раскрытия рифтов в новейшее время очевидно является отражением усиления современной эндогенной активности Земли. Из анализа диаграмм следует, что средняя величина раскрытия рифта со временем меняется незначительно, и очевидно, что нарастание площади новообразованных в ходе рифтогенеза участков коры происходит за счёт нарастания количества самих рифтов. Этот результат корреспондируется с выводами Л.Н. Когарко [3], о возрастании в ходе геологической истории числа массивов ультраосновных щелочных пород, которые, как показано в [5], тяготеют к рифтовым зонам.

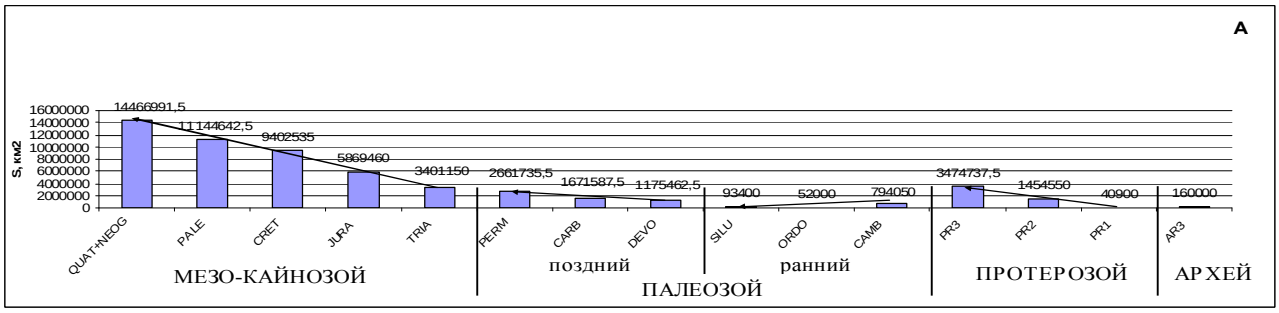
Таким образом, впервые выполненные на основе информационных баз данных количественные оценки масштабности континентального рифтогенеза дают основание констатировать:

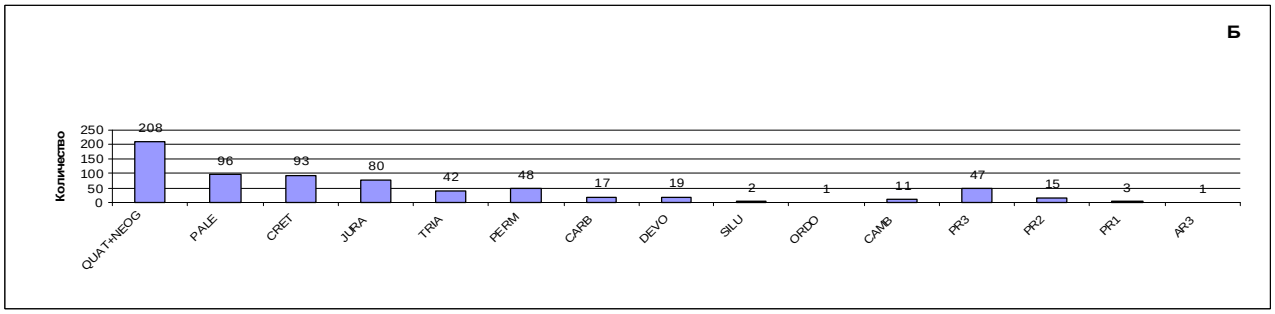
1. На протяжении геологической истории континентальный рифтогенез развивался неравномерно. От древних эпох к молодым характерно его общее нарастание при максимуме проявления в неоген-четвертичное время.
2. Нарастание масштабов рифтогенеза происходило за счёт увеличения со временем числа рифтов, при относительно небольшом колебании средней величины раскрытия (площади) отдельного рифта.
3. Тренды рифтогенеза в разное время различны: для протерозоя от раннего к позднему характерен относительно интенсивный рифтогенез, тренд которого нарастает; для раннего палеозоя типичен отрицательный тренд; в позднее палеозое тренд вновь становится положительным, а в мезо-кайнозое положительный тренд характеризуется самым высоким нарастанием за всю геологическую историю.
4. Средняя величина раскрытия рифтов в неоген-четвертичное время на порядок ниже данных получаемых по GPS наблюдениям в современных рифтовых зонах, что возможно свидетельствует об усилении эндогенной активности Земли в новейшее время.

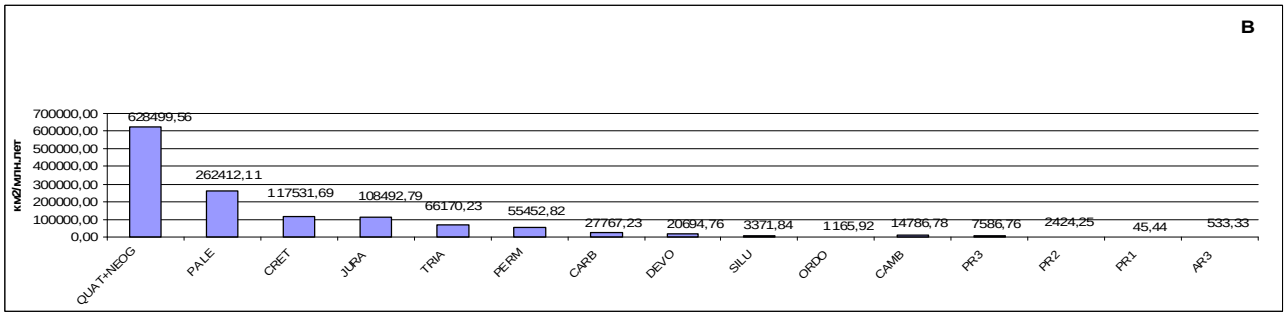
Литература

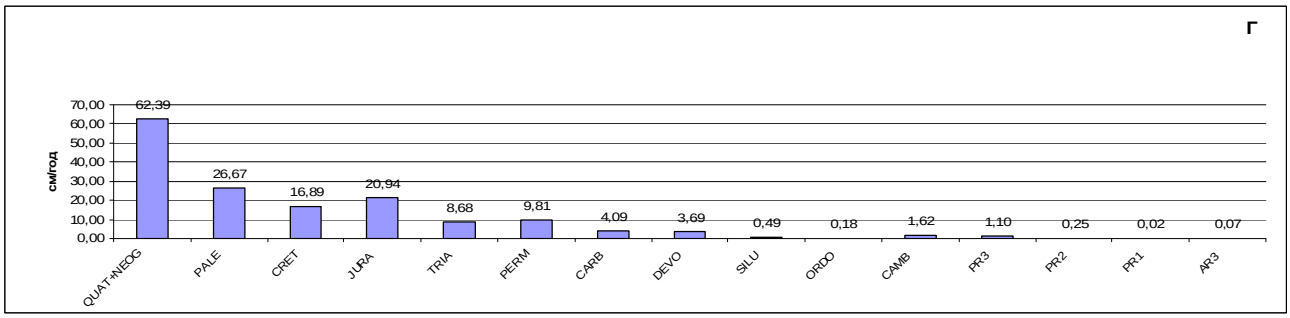
1. Белов С.В. О периодичности современного и древнего вулканизма Земли. // Докл. АН СССР, 1986, т. 291, № 2, с. 421-425.
2. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли / М.: Недра, 1987.
3. Когарко Л.Н. Щелочной магматизм в ранней истории Земли. // Петрология, 1998, т.6, № 3. С.251-258.
4. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории

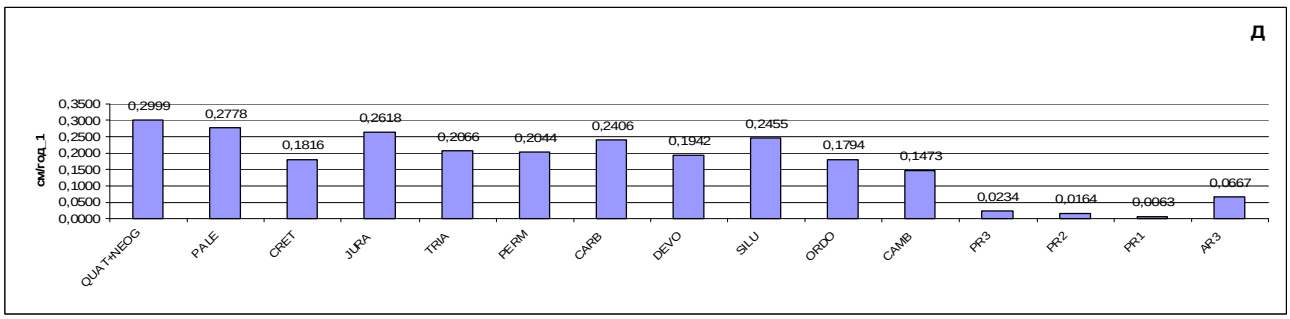
Земли. М., Недра, 1987, 298 с.
5. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В., Зинчук Н.Н., Белов С.В., Бурмистров А.А./ Карбонатиты и кимберлиты (Взаимоотношения, минерагения и прогноз). Из-во НИА «Природа», 2005, 540 с.
6. Шёнгер А.М.С., Натальин Б.А. Рифты мира. Перс. с англ. / М., Геокарт-ГЕОС, 2009, 188 с.
7. Burke K. Evolution of continental rift systems in the light of plate tectonics // Tectonic and geophysics of continental rifts / Eds. Ramberg I.B. and Neuman E.R. Dordrecht: D. Reidel. 1978. p.1-9.
8. Heidbach O., Muller B., Fuch S.K. etal. Eos Trans., 2007, 88 (47), doi: 10.1029/2007 EO 0470005.
9. http://itrf.ensg.ign.fr./ITRF_solutions/2005/ITRF2005.


А
S, км2
16000000
14000000
12000000
10000000
8000000
6000000
4000000
2000000
0
14466991,5
11144642,5
9402535
5869460
3401150
2661735,5
1671587,5
1175462,5
93400
52000
79400
3474737,5
1454550
40900
160000
QUAT+NEOG
PALE
CRET
JURA
TRIA
PERM
CARB
DEVO
SILU
ORDO
CAMB
PR3
PR2
PR1
AR3
МЕЗО-КАЙНОЗОЙ
поздний
ранний
ПАЛЕОЗОЙ
ПРОТЕРОЗОЙ
АРХЕЙ


Б
Количество
250
200
150
100
50
0
208
96
93
80
42
48
17
19
2
1
11
47
15
3
1
QUAT+NEOG
PALE
CRET
JURA
TRIA
PERM
CARB
DEVO
SILU
ORDO
CAMB
PR3
PR2
PR1
AR3


В
км2/млн.лет
700000,00
600000,00
500000,00
400000,00
300000,00
200000,00
100000,00
0,00
628499,56
262412,11
117531,69
108492,79
66170,23
55452,82
27767,23
20694,76
3371,84
1165,92
14786,78
7586,76
2424,25
45,44
533,33
QUAT+NEOG
PALE
CRET
JURA
TRIA
PERM
CARB
DEVO
SILU
ORDO
CAMB
PR3
PR2
PR1
AR3


Г
см/год
70,00
60,00
50,00
40,00
30,00
20,00
10,00
0,00
62,39
26,67
16,89
20,94
8,68
9,81
4,09
3,69
0,49
0,18
1,62
1,10
0,25
0,02
0,07
QUAT+NEOG
PALE
CRET
JURA
TRIA
PERM
CARB
DEVO
SILU
ORDO
CAMB
PR3
PR2
PR1
AR3


Д
см/год_1
0,3500
0,3000
0,2500
0,2000
0,1500
0,1000
0,0500
0,0000
0,2999
0,2778
0,1816
0,2618
0,2066
0,2044
0,2406
0,1942
0,2455
0,1794
0,1473
0,0234
0,0164
0,0063
0,0667
QUAT+NEOG
PALE
CRET
JURA
TRIA
PERM
CARB
DEVO
SILU
ORDO
CAMB
PR3
PR2
PR1
AR3

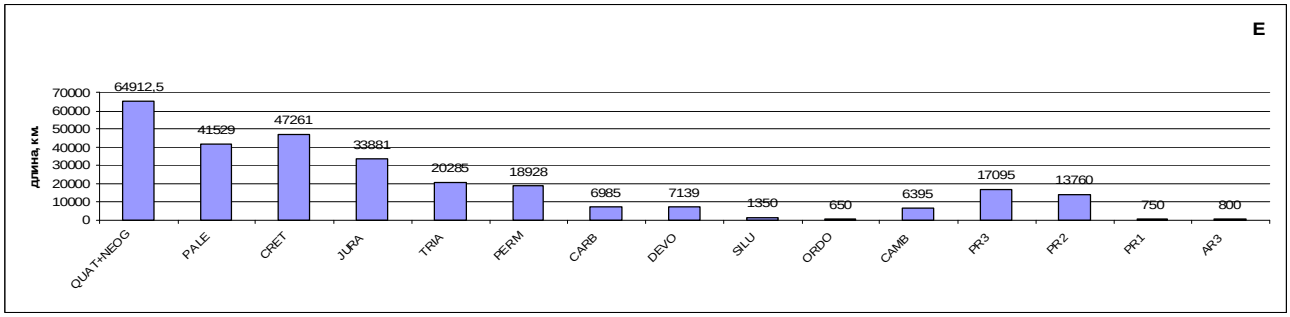


Рис.1 Параметры континентального рифтогенеза на протяжении геологической истории Земли. По горизонтальной оси – геологические периоды.

А - масштабность рифтогенеза (в км^2), линиями показаны его тренды; Б - количество рифтов; В – интенсивность рифтогенеза (км^2\ млн.лет); Г – суммарное рифтогенное расширение (см\ год); Д - среднее удельное (для одного рифта) расширение (см\ год); Е – длина рифтов в км.

КОМПЛЕКСЫ ЭМС-ЭЙФЕЛЬСКОГО ЭТАПА ЭВОЛЮЦИИ МАГНИТОГОРСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И ЗАДУГОВОГО БАССЕЙНА В ПАЛЕОЗОИДАХ ЮЖНОГО УРАЛА

Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Дубинина С.В.

Геологический институт РАН, Москва
(belova_a@bk.ru)

В палеозоидах Урала в палеокеаническом секторе представлены представлены две основные палеоструктуры. Это ордовикско-силурийская вулканическая дуга и девонская дуга и смежные с этими структурами фрагменты палеобассейнов. Реликты первой ордовикско-силурийской (Тагильской) дуги наиболее широко распространены в Тагильской зоне [15; 2 и др.], а мелкие ее фрагменты протягиваются вдоль зоны Главного Уральского разлома на юг и присутствуют в краевых аллохтонах, в частности, в Сакмарском [12]. Реликты девонской дуги представлены в Магнитогорской зоне. Разрезы этих структур представлены сложно устроенными фациально изменчивыми толщами островодужных вулканитов, а смежные палеоструктуры представлены офиолитами, которые часто залегают в основании островодужных толщ и характеризуют ранний доостроводужный этап развития зоны субдукции. На Южном Урале в основании девонских островодужных серий залегают как девонские, так и ордовикские офиолиты.

Для верхних частей офиолитовых разрезов Южного Урала и Мугоджар, представленных дайковыми и эффузивными комплексами доказывается ордовикский и девонский возраст. В настоящее время продолжают накапливаться данные для расчленения этих офиолитов, фрагменты которых часто тектонически сближены и перемешаны. По петролого-геохимическим данным выделяются комплексы, сформированные в надсубдукционных преддуговых обстановках и в смежных задуговых бассейнах.

В структуре меланжа Сакмарской зоны обнаружены плагиограниты, связанные с долеритовыми дайками, цирконы в которых имеют возраст 456±4 млн. лет. Породы даек и плагиограниты по петро-геохимическим особенностям сопоставляются с породами преддуговых надсубдукционных обстановок современной Пацифики. Ордовикский (по конодонтам) [12] поляковский кремнисто-базальтовый комплекс сопровождается дайковой серией пород пикритового, пикро-базальтового, трахибазальтового и трахиандезитового состава. Обогащенность пород РЗЭ соответсвует базальтам океанических островов. Однако породы имеют Ta-Nb минимум, что свидетельствует о существенном вкладе надсубдукционной компоненты наравне с мантийно-плюмовой. Эти особенности позволяют сравнивать породы с пикритами и магнезиальными базальтами в структуре островной дуги Соломоновых островов, где субдуцирует спрединговый центр бассейна Вудларк [17; 18].

К настоящему времени геохронологическими и биостратиграфическими методами установлен девонский возраст для коровых частей многих офиолитовых разрезов. Определенный по цирконам возраст плагиогранитов, ассоциирующих с дайками, варьирует в диапазоне эмс-эйфель. В горах Акмантау это 399±15 млн. лет. [1]. На западе Хабарнинского массива возраст цирконов (SHRIMP) равен 399,8±6,2 млн. лет [11; 1], а на востоке массива 394±2 млн. лет [9]. Близкий возраст по конодонтам имеют кремнисто-базальтовые толщи. В центральной части Западно-Магнитогорской зоны. В р-не дер. Буйды островодужная ирендыкская свита (D_1ef), сложенная пироксеновыми порфиритами, с грубообломочной пачкой в основании с размывом залегает на тектонических покровах, в строении которых принимают участие кремнисто-базальтовые толщи,

ассоциирующие с офиолитами. В разрезе верхней кремнисто-базальтовой толщи в кремнях собраны эмсские конодонты Pandorinellina cf. steinhornensis miae (Bultynck). В нижней, сходной по облику толще, в кремнях присутствуют карадокско-ашгиллские Hamarodus brevirameus (Walliser), Periodon cf. grandis (Ethington), Protopanderodus liripipus Kennedy et al., Ansella cf. A. erecta (Rhodes et Dineley).

На этом участке получены самые молодые значения возраста пород дайковой серии. По-видимому, в струкутре присутствует два разновозрастных дайковых комплекса. Один занимает занимает обширные поля и имеет в скринах пироксениты, габбро или породы кремнисто-базальтового комплекса. Обломки пород этих офиолитов находятся в базальной пачке ирендыкской свиты и возраст комплекса условно принимается как эмсский. Другой дайковый комплекс представлен пакетами, которые прорывают раннеостроводужные порфириты ирендыкской свиты. Акцессорные цирконы из жил гранитоидов, сопровождающих долеритовые дайки, имеют возраст 391,9±3 млн. лет (позднеэйфельский уровень) (SHRIMP). Формирование этих даек происходило синхронно контрастному вулканизму карамалыташской свиты на этапе, который многими исследователями связывается с расщеплением дуги и формированием междугового бассейна.

Породы девонских дайковых и эффузивных серий, венчающих разрез офиолитов, как и ордовикские, представлены разными петро-геохимическими типами, объединенными в две группы: низкотитанистую и высокотитанистую. Среди пород первой группы присутствуют бониниты, или породы, отвечающие им по составу [4; 1 и ссылки в этой работе]. Особенности состава и соотношения с перекрывающими островодужными вулканитами позволяют считать, что формирование этих комплексов происходило в надсубдукционной преддуговой обстановке. На основе анализа морфо-структурных особенностей дайковых серий этой группы делается вывод, что они формировались в условиях рассеяного спрединга [10]. Низкая титанистость, принадлежность к дифференцированной серии, присутствие пород кислого состава, могут быть интерпретированы, как признаки обстановки медленного спрединга [7].

Плагиограниты, ассоциирующие с дайками низкотитанистой группы датированы по цирконам и значения их возраста варьируют в пределах раннего-среднего девона (см. выше). Вместе с тем, в Чингизовском массиве в Присакмаро-Вознесенской зоне по данным SHRIMP в двух точках из разных структурных уровней получены докембрийские значения. В одной точке конкордантный возраст составил 776.9±2.3 млн. В другой точке выделяется кластер из 4-х значений в диапазоне 2484-2669 млн. лет и единичные значения от раннего протерозоя до среднего ордовика. Эти данные коррелируются с результатами определения возраста из жилы гранодиоритов, ассоциирующих с комплексом параллельных даек в Сакмарской зоне. Дайки и граниты слагают блок структуре серпентинитового меланжа на западной окраине Медногорска. В т. 7047 (51° 28' 14,1" с.ш. 57° 32' 20,7" в.д.) по цирконам методом SHRIMP из 8 замеров три образуют кластер от 2573 до 2918 млн. лет. Остальные значения широкого диапазона единичны и не представительны. Древние цирконы вероятно характеризуют субстрат в котором формировался или транспортировался гранитоидный расплав.

Аналогичные кластеры, вместе с более молодыми, получены для дунитов Платиноносного пояса в Кытлымском [16] и Нижне-Тагильском массивах [5]. Нашими исследованиями установлено, что комплекс параллельных даек и ассоциирующие гранитоиды формировались после интрузий мафит-ультрамафитового восточно-хабарнинского, молостовского и кызылкаинского комплексов - аналогов мафит-ультрамафитовых интрузий Платиноносного пояса [9]. Возможно, дуниты этих интрузий являются субстратом, с которым связано появление

древних ксеногенных цирконов в описанных гранитоидах.

Присутствие ксеногенных цирконов в жилах гранитоидов, связанных с верхними частями девонских офиолитовых разрезов устанавливается и в других районах. Так, в горах Акмантау получены значения 464, 1050 млн. лет. В Баймак-Бурибайском районе комплекс параллельных даек эмсского возраста, породы которого принадлежат бонинитовой серии [4], сопровождается синхронными жилами плагиориолитов. По нашим данным цирконы из плагиориолитов в точке 1160 (51°56’08,0” сш, 58°11’43,6” вд) по восьми замерам имеют конкордантный возраст 516,2±4,8 млн. лет.

Девонские комплексы высокотитанистой группы распространены в структурах Кемпирсайского массива и в Западно-Мугоджарской зоне. Для шандашинского комплекса параллельных даек Кемпирсайского массива, ранее относимого по возрасту к ордовику [13], установлено, что субстратом для него служит девонский дифференцированный пироксенит-габбровый кызылкаинский комплекс. Структурные особенности шандашинского и мугоджарского дайковых комплексов свидетельствуют о концентрированном характере спрединга. По особенностям состава породы дайковых комплексов и эффузивов близки базальтам СОХ, однако, с признаками влияния надсубдукционной составляющей (Ta-Nb минимумы). Высокая титанистость, низкая дифференцированность пород обнаруживают тенденцию, типичную для зон быстрого спрединга [7]. Дайки и эффузивы этой группы располагаются между площадями распространения комплексов Магнитогорской дуги и структурами континентального палеосектора. На севере реликтами бассейна, в котором формировались эти породы можно считать кремнисто-базальтовые нижне-среднедевонские толщи Присакмаро-Вознесенской зоны и Межкракинских покровов. Базальты этих толщ по данным авторов и [14] отличаются высоким содержанием TiO_2 . В некоторых районах эти комплексы служат основанием для среднедевонских островодужных образований.

Таким образом, для ранне-среднедевонского времени, как и для ордовикского, реконструируются фрагменты внутриокеанической дуги (для девонского времени Магнитогорской), развитию которой предшествовало формирование надсубдукционных офиолитов с породами бонинитового типа. Формирование этих офиолитов происходило в обстановке медленного рассеяного спрединга. От пассивной окраины континента дугу отделял окраинноморский бассейн, формировавшийся в условиях быстрого концентрированного спрединга.

Сходные условия развития палеозоид Урала в ордовике и девоне разделяет этап изменения режима субдукции в позднем силуре и начале девона. В это время в надсубдукционной обстановке образованы метаморфические породы гранулит-амфиболитовой ассоциации («метаморфическая подошва» офиолитовых массивов) и интрузии дифференцированных мафит-ультрамафитовых комплексов [9 и сылки в этой работе]. В мафит-ультрамафитовых комплексах присутствуют породы, которые по составу отвечают анкарамитам [8], что типично так же для более молодой по возрасту (?) ирендыкской свиты (см. ниже). Скорее всего, упомянутые комплексы отражают нестационарное развитие субдукционной системы, которое связывается с аккрецией блока субконтинентальной литосферы, что вызвало изменение скорости и угла погружения слэба, а также возможно спровоцировало его деламинацию и подток астеносферного вещества в образовавшееся «окно». В результате данной геодинамической перестройки произошло заложение новой зоны субдукции в эмсское время, над которой развивалась Магнитогорская дуга.

Описанные комплексы отражают ранние этапы развития зоны субдукции в девоне. Вслед за ними формируются комплексы островной дуги, которые

отличаются неравномерным распространением и фациальной изменчивостью. В разрезе эмсской баймак-бурибайской свиты (комплекса) подушечные базальты и ассоциирующие дайки (верхняя часть офиолитов) по данным [3] относятся к толеитовой магнезиальной с чертами, переходными к известково-щелочной и коматиит-бонинитовой сериям. Наиболее яркой чертой комплекса, является присутствие пород бонинитовой серии. Разрез наращивается контрастной базальт-риолитовой колчеданоносной толщей, которая сменяется верхнетаналыкской свитой с вулканитами дифференцированной серии. Сагитовская кремнисто-туффитовая толща, содержащая конодонты, типичные для перехода от эмса к эйфелю [6], отражает ослабление вулканизма, связанное с изменениями режима субдукции. Выше залегает ирендыкская свита (D_2ef_1), представленная вулканитами базальт-андезибазальтовой серии. Непосредственно выше и ниже сагитовской толщи характерно присутствие высокомагнезиальных пород, среди которых описаны разности, по составу отвечающие анкарамитам ($MgO>12\%$; $CaO/Al_2O_3>1$) [8]. Выше по разрезу толщи вулканитов неоднократно чередуются с кремнистыми толщами, вблизи которых происходит изменение состава вулканитов.

В баймак-бурибайской свите во многих районах отсутствует нижняя толща подушечных базальтов (верхи офиолитового разреза) и верхние (островодужные) толщи, вероятно первично с нормальным стратиграфическим контактом залегают на известняках, содержащих пражско-эмсские конодонты. Известняки с размывом залегают на серпентинитовом меланже и содержат обильную серпентинитовую кластику. В северной части Западно-Магнитогорской зоны баймак-бурибайская свита замещается туфогенно-терригенной мансуровской толщей с олистостромом в основании, которая несогласно залегает на тектонических покровах, сложенных кремнисто-базальтовым ордовиком и силуром. Как отмечалось выше, в Буйдинском участке ирендыкская свита с размывом и с базальной обломочной пачкой залегает на тектонических покровах, сложенных коровыми частями разреза офиолитов. Неполнота разреза и фациальная изменчивость островодужных разрезов являются предпосылкой для установления миграции ранне-среднедевонского островодужного вулканического ареала и установления полярности зоны субдукции. Интересно отметить, что предполагаемые изменения параметров режима субдукции описанные выше сопровождаются формированием анкарамитов плутонических на уровне позднего силура - раннего девона и эффузивных на границе раннего и среднего девона [8].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов структур подвижных поясов и платформ».

Литература

1. *Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Дегтярев К.Е.* Раннедевонские надсубдукционные офиолиты в структуре Южного Урала // Геотектоника № 4. 2010. С. 39-64
2. *Десятниченко Л.И., Фадеичева И.Ф., Смирнов В.Н. и др.* Позднеордовикско-силурийские вулканичесчкие комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения //Литосфера. 2005. №1. с.68–96.
3. *Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.* Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2005. № 4. С. 22-41.
4. *Кузьмин М.И., Кабанова Л.Я.* Бонинитовые серии Южного Урала: гелогическое и петрографическое описание, особенности состава и проблемы происхождения // Потенциальная рудоносность, геохимические типы и формации магматических пород. Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние, 1991. С. 156-173

5. *Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л.* Архейский U-Pb изотопный возраст циркона дунитов Нижне-Тагильского массива (Платиноносный пояс Урала) // Доклады Российской академии. Гехимия. 2009. Т. 427. № 1. С. 101-105.
6. *Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2002. 199 с.
7. *Паланджян С.А.* Особенности строения и состава океанической литосферы, формировавшейся при различных скоростях спрединга // Геотектоника 2007. № 6. С. 78-94.
8. *Пушкарев Е. В.* Интрузивные и эффузивные анкарамиты Урала и проблема формирования дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урало-Аляскинского типа // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тезисы XI Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург: ИгиГ УрО РАН. 2010. Т. 2. С.159-160.
9. *Пушкарев Е.В., Травин А.В., Кудряшов Н.М. и др.* Изотопная геохронология магматических и метаморфических комплексов Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале и история его становления // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Т. 2. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. С. 125–132
10. *Разумовский А.А.* Комплекс параллельных даек в зоне меланжа Главного Уральского разлома (север Хабарнинской структурной седловины, Южный Урал) // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы Международной научной конференции (XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург. ИГГ УрО РАН. 2006. С. 144-148.
11. *Разумовский А.А., Белова А.А., Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е.* Офиолиты девонского возраста Южного Урала: изотопные, геохронологические и биостратиграфические данные // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург. ИГГ УрО РАН. 2009. Т. 2. С. 142-145.
12. *Рязанцев А.В, Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А.* Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника №5. 2008. С. 49-78.
13. *Савельева Г.Н., Шараськин А.Я., Савельев А.А. и др.* Офиолиты зоны сочленения южных уралид с окраиной Восточно-Европейского континента // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука. 1998. С. 93-117
14. *Салихов Д.Н., Якупов Р.Р.* Геологическое положение и состав базальтов Межкракинской зоны (Северная часть Зилаирского синклинория). // Литосфера. 2005. №2. С. 60-68
15. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Платиноносный пояс Урала и Тагильская палеодуга: соотношение магматизма и геодинамики // Геотектоника 2003. С. 75-86
16. *Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al.* Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia //Terra Nova. 2001. V. 13. № 6. P. 407-412.
17. *Ramsay W.R.H., Crawford A.J., Foden J.D.* Field setting, mineralogy, chemistry, and genesis of arc picrites, New Georgia, Solomon Island // Contribution to mineralogy and petrology. 1984. 88. p. 386-402.
18. *Schuth S., Rohrbach A., Münker C. et al.* Geochemical constraints on the petrogenesis of arc picrites and basalts, New Georgia Group, Solomon Islands // Contributions to Mineralogy and Petrology. Vol. 148. No 3. 2004. P. 288-304

ЗЕМЛЯ – АКТИВНЫЙ ИСТОЧНИК НЕЙТРОНОВ И ВОДОРОДА. КОСМОФИЗИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Белозеров И.М., Мезенцев Л.Н., Минин В.А, Митькин В.Н.

НФ ОАО «Государственный специализированный проектный институт» - Новосибирский «ВНИПИЭТ», Новосибирск
(direct@vnipiet-nsk.ru; alexey.belozerov@mail.ru)

Исследования последних десятилетий, проводимые, в частности, отечественными геофизиками, наглядно показывают, что наша планета является активным источником в окружающую среду нейтронов и водорода.

Многочисленные работы наших современников – докторов наук Войтова Г.И., Ларина В.Н., Сывороткина В.Л. и многих других [4,10,14 и др.], ряд научно-технических конференций, посвященных проблеме дегазации Земли, которые регулярно проводятся представителями нефтегазовой отрасли, наглядно демонстрируют факт непрерывного предельно продолжительного истечения из недр значительных потоков флюидов, содержащих как собственно водород, так и его производные, в частности, ювенильную воду и углеводороды. Оценки, приводимые Г.И. Войтовым [4 и др.], а также академиком РАН В.В. Адушкиным [1], показывают, что только количество ежегодно поступающих в атмосферу водорода и метана составляет 40÷130 млн.тонн и от 1 до 5 млрд.тонн соответственно.

В последние 15÷20 лет, начиная с совместных работ НИИ ядерной физики МГУ (Б.М. Кужевский и др.), Научно-исследовательского центра радиационной безопасности космических объектов Минздрава РФ (И.П.Шестопалов) и Геофизического центра РАН (Г.А. Соболев и др.), все больший размах приобретают исследования феномена истечения из земной коры потоков свободных нейтронов теплового энергетического спектра. Уже в этом веке к работам в данном направлении подключились сотрудники Института ядерных исследований РАН (В.В. Алексеенко, Ю.В. Стенькин и др.), Физического института им П.Н.Лебедева РАН (А.П.Чубенко и др.), Московского инженерно-физического института (Д.М. Громушкин и др.); мониторинг естественного нейтронного потока в течение ряда лет проводят сотрудники Института сейсмологии МОН Казахстана В.Ф. Остапенко др. [12] и Камчатского филиала Геофизической службы РАН Ю.Д. Кузьмин и др.[9]. Однако наибольших успехов в изучении указанного природного явления достигла группа Б.М. Кужевского из НИИЯФ им. Д.В. Скобельцына Московского госуниверситета – Володичев Н.Н., Нечаев О.Ю., Панасюк М.И., Сигаева Е.А. и др. [5,7,13 и др.]. В своих исследованиях для поглощения и/или регистрации тепловых нейтронов специалисты указанных организаций использовали твердые или газообразные составы, содержащие как кадмий (Cd), так и легкие изотопы гелия (He-3), лития (Li-6) или бора (B-10), имеющие значительные сечения поглощения нейтронов указанного спектра (≥1000 барн) и существенный энергетический эффект (≥1,0 Мэв).

Сугубо предварительный анализ суммы полученных различными исследователями данных показывает, что величина регистрируемого потока истекающих из недр тепловых нейтронов достаточно непостоянная и зависит от многих природных факторов. Количественно она может быть ориентировочно оценена в интервале от 0,5 до 3,0 импульсов в секунду и в зависимости от ситуации может быть в 2,0÷3,5 раза больше, а плотность нейтронного потока, согласно [6], может достигать величины ≈1 н/см^2 сек.

Для данного же сообщения интерес представляет не сам факт постоянного истечения из недр Земли значительных потоков водорода и его производных, а также нейтронов, что следует считать доподлинно установленным, а физическая природа этих двух явлений.

С точки зрения классической геофизики [11 и др.] и вышеупомянутых исследователей природа 2-х потоков истекающего вещества различна. Наличие в недрах планеты колоссального количества испокон веков выходящего наружу водорода классики объясняют «захватом» его из окружающего пространства неким умозрительным протопланетным облаком в процессе также умозрительной аккреции Протоземли. Истечение же из недр планеты значительных потоков нейтронов исследователи объясняют протеканием в ее коре другого, совершенно независимого от первого также умозрительного процесса ядерного взаимодействия вещества планеты с остаточными количествами постоянно только распадающихся радиоактивных изотопов различных химических элементов (в частности, с радоном и его изотопами – тороном и актионом) или же с достигающими поверхности планеты энергичными корпускулами космического происхождения.

Нам же представляется физическая природа этих 2-х явлений единой и взаимосвязанной.

Принципиально не отвергая гипотетическую возможность протекания вышеупомянутых умозрительных процессов, представляется, что, даже если они существовали и/или существуют, то их вклад в рассматриваемые 2 явления чрезвычайно гипертрофирован.

Предлагаемый принципиально иной концептуальный взгляд на физически единую природу рассматриваемого феномена относительно подробно изложен в научно-популярной монографии докладчика [3]. Здесь же в силу действия регламентных ограничений возможно лишь конспективно изложить физико-химическую основу этой концепции.

Известно, что нейтрон как элементарная частица микромира, входящий в состав ядер всех изотопов всех химических элементов (исключая протий), был открыт менее 80 лет назад (в 1932 году). За эти годы практически все основные свойства нейтрона достаточно хорошо изучены и он стал основой как современной энергетики так и боевого оружия.

Известно, что нейтрон стабилен лишь в составе атомных ядер. В свободном же состоянии (вне атомного ядра), где на него не действуют силы сильного и слабого взаимодействия, являющиеся основой жизни микромира, нейтрон «n» приобретает свойство радиоактивных ядер и подвергается самопроизвольному β-распаду на протон «p» и электрон «e» с периодом полураспада «$T_{1/2}$» около 15 минут и выделением энергии «Э», удельное значение которой (0,784 Мэв) практически сопоставимо с удельной энергией, выделяющейся при делении легкого изотопа урана U-235 (в среднем ~0,915 Мэв).

С химической точки зрения образующийся протон «p» является по своим свойствам катионом водорода «H^+», который, нейтрализуясь в окружающей среде, превращается, в атомарный водород «H», являющийся сильнейшим восстановителем, рекомбинирующий впоследствии в молекулярный водород «H_2». Указанный процесс «НПВ» - преобразования (нейтрон→протон→водород) свободного нейтрона «n» сопровождается интенсивнейшим разуплотнением ядерного вещества вследствие увеличения размера элементарной частицы радиусом $\approx 1*10^{-13}$ см до размера атома радиусом $\approx 1*10^{-8}$ см, т.е. на ≈5 порядков или в ≈100 тысяч раз и соответствующим увеличением объема на ≈15 порядков. Такова физическая природа нейтрона «n». Таков механизм образования в природе наряду со свободными нейтронами огромных количеств молекулярного водорода «H_2». Естественно, что в процессе этого «НПВ»-преобразования исходная частица во всех 3-х своих

последующих ипостасях оказывает соответствующее физико-химическое и энергетическое воздействие на все соответствующее компоненты окружающей ее среды.

Не вдаваясь в относительно подробное рассмотрение деталей возможного взаимодействия преобразующейся частицы с окружающей ее средой, рассмотрим один вопрос: откуда же собственно берется в природе свободный нейтрон «n»?

Для этого вновь обратимся к физическим основам природы. Известно, что в ней существуют 4 типа силового взаимодействия тел и частиц между собой. 2 из них, как отмечено выше, действуют в масштабах микромира, а 2 других – гравитационное и электро-магнитное – в масштабах макромира. Радиус действия последних – сама бесконечность, а их интенсивность обратно пропорциональна квадрату расстояния между телами. Иными словами, при увеличении расстояния вдвое взаимодействие тел уменьшается вчетверо, а при уменьшении этого расстояния вдвое это взаимодействие вчетверо возрастает и так далее. В пределе при уменьшении расстояния до нуля сила их взаимодействия возрастает до бесконечности.

Как известно, этот закон справедлив и для космического масштаба тел и расстояний. По мере сближения любого тела в процессе его движения вокруг центра системы (например, галактики) с его ядром сила и скорость этого сближения возрастает в соответствии с указанным законом. Это процесс заканчивается катастрофическим «падением» тела на ядро системы, следствием чего, говоря языком астрофизиков, является «гравитационный коллапс», сопровождающийся так называемой «нейтронизацией» вещества, при котором электронные оболочки атомов, образно говоря, «вдавливаются» в их ядра. Протоны в этих ядрах вследствие данного процесса нейтрализуются электронами, преобразуясь в нейтроны, и химическая атомная форма материи в «упавшем» на ядро системы теле перестает существовать, преобразуясь в очередной кусочек чисто физической «темной» нейтронной материи. Современная астрофизика считает, что в этом «темном» состоянии пребывает до 90% массовых Вселенной.

Рост нейтронных образований (звезд) в этом процессе не бесконечен. По мере достижения критического состояния неустойчивого равновесия или в случае ослабления сил гравитационного сжатия внутри тела по другой причине начинается процесс центробежного разуплотнения исходного нейтронного гиганта («Большой Взрыв» в случае нашей галактики – «Млечного пути»). Из образующихся нейтронных «брызг» в этом процессе образуются более мелкие системы, аналогичные нашей Солнечной, а из еще более мелких «капелек» - планеты, их спутники и т.п. Вся исходная система начинает разуплотняться, расширяться и постепенно остывать, образуя на поверхности своих составляющих сначала нейтронно-плазменные структуры (современные Солнце и звезды), позднее – химические вещества и газовые структуры (4 газовых гиганта в нашей системе – Нептун, Сатурн, Уран, Юпитер), далее – твердые оболочки с нейтронно-плазменным жидким ядром (Марс, Земля и ряд спутников планет в Солнечной системе) и, наконец, полностью остывшие и твердые тела, на которых тектоническая «жизнь» уже закончилась (Венера, Меркурий, большинство спутников планет, астероиды и т.п.)

По окончании цикла центробежного разуплотнения остывшую систему ожидает новый цикл развития, включая постепенное гравитационное «концентрирование» вещества вокруг какого-либо центра другой растущей системы и последующее преобразование физико-химической формы материи в ней в чисто физическую (нейтронную) с полным соблюдением всех действующих в природе законов сохранения материи, энергии и количества движения.

Природа вечна и бесконечна.

Такой нетрадиционный физический подход к наблюдаемым природным

явлениям и процессам, несмотря на свою неочевидность, позволяет дать разумный логичный ответ на целый ряд насущных загадок природы, как то:

-откуда на Солнце, в Земле и вообще в природе несметные запасы водорода и где он хранится?

-откуда в природе только распадающиеся радиоактивные изотопы различных элементов?

-расширяется ли Земля и почему?

-какова природа срединноокеанических хребтов, Гольфстрима, Марианского жёлоба и т.п.?

-какая сила вздымает вверх колоссальные массы обширных горных систем на планетах?

-какова физическая и энерегетическая природа разрушительных мощнейших тектонических подвижек на Земле и на суше и на море?

-какова природа генезиса нефтей, газов, других углеводородов, ювенильной воды и т.д.?

Перечень этих пока безответных «земных» (и не только!) вопросов может быть продолжен и существенно расширен.

Нельзя не отметить, что многие наблюдаемые на твердой поверхности Земли характерные следы ожесточенной природной борьбы между собой остывшей поверхности и расширяющегося нейтронно-плазменного жидкого ядра можно при более внимательном рассмотрении увидеть и на других остывших и остывающих планетах, спутниках и прочих «мелких» телах Солнечной системы.

Авторы прекрасно осознают сложность восприятия изложенной в докладе нетрадиционной концепции, но все-таки надеются на осторожное постепенное ее понимание и, если это возможно, на ее совместное дальнейшее развитие.

Литература

1. Адушкин В.В., Кудрявцев В.П. и др. Водородная дегазация Земли и озоновые аномалии // Докл. АН. 2006.Т.406.№2. С. 241-243.
2. Алексеенко В.В., Джаппуев Д.Д. и др. Анализ вариации потока тепловых нейтронов на высоте 1700 м над уровнем моря // Изв. РАН. Серия физическая. 2007.Т.71.№7.С.1075-1078.
3. Белозеров И.М. Природа глазами физика. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2008. – 131с.
4. Войтов Г.И., Рудаков В.П. Водород атмосферы подпочвенных отложений, его мониторинг и прикладные возможности // Физика Земли. 2000.№6. С. 83-91.
5. Володичев Н.Н., Кужевский Б.М., Нечаев О.Ю, и др. Земная кора – активный источник нейтронов // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 2002.№5.С.69-73.
6. Горшков Г.В., Зябкин В.А. и др. Естественный нейтронный фон атмосферы и земной коры. М.: Атомиздат, 1996.
7. Кужевский Б.М. Гравитация небесных тел и нейтронные потоки // Наука в России. 2001.№5 (125). С. 12-19.
8. Кузнецов В.В. Физика Земли и Солнечной системы: Модель образования и эволюции. Новосибирск: Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 799,1990.-216с.
9. Кузьмин Ю.Д., Воропаева Н.П. Модернизация и развитие системы наблюдений геохимических параметров гидротермальной системы // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России. Труды региональной научно-техн. конференции. Т.1. Петропавловск-Камчатский, 11-17 ноября 2007; Изд-во КФ ГС РАН, 2008. С. 81-85.
10. Ларин В.Н., Ларин Н.В. Водородная дегазация на Русской платформе // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы: Материалы Всероссийск. конф-ции, Москва, 22-25 апр., 2008. М.: Изд-во Геос, 2008. С. 267-269
11. Материалы Всероссийск. конф-ции «Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь», Москва, 18-22 октября 2010. М.: Изд-во Геос.-712с.
12. Остапенко В.Ф., Абдуллаев А.У. Мониторинг естественного нейтронного потока на Алматинском прогностическом полигоне // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России. Тезисы

докладов второй научно-технической конференции, 11-17 октября 2009. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КФ ГС РАН, 2009. С. 91.

13. Сигаева Е.А. Исследования временных характеристик нейтронного излучения вблизи земной коры // Автореф. дисс. канд. физ.-мат. наук. М.: Изд-во НИИЯФ МГУ, 2004. – 16 с.
14. Сывороткин В.Л. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: Изд-во ООО «Геоинформцентр», 2002.-250 с.
15. Шестопалов И.П., Харин Е.П. Изменчивость во времени связей сейсмичности Земли с циклами солнечной активности различной длительности // Геофизический журнал Ин-та геофизики НАН Украины. 2006. Т. 28. №4. С. 59-70

АЛЬПИЙСКИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКА ЮГО-ЗАПАДНОГО ТИБЕТА, ПАМИРА И СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА (СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ)

Белоусов Т. П.

Институт физики Земли РАН, Москва, Россия; E-mail: belousov@ifz.ru

На протяжении более 25 лет в пределах высокогорных районов Центральной Азии сотрудниками Института физики Земли РАН выполнялись палеогеодинамические исследования. Работами были охвачены Памир, Тянь-Шань, Алтай, Юго-Западный Тибет, частично Гималаи и Северный Вьетнам. Основной задачей полевых исследований являлся сбор данных по трещиноватости горных пород этих регионов. Выделение систем трещин решалось статистически. С этой целью в некотором локальном обнажении горных пород замерялись элементы залегания (азимуты и углы падения) плоскостей 100 трещин. Эта информация, а также геолого-геоморфологические характеристики обнажений горных пород вводились в базу данных. На основе компьютерной обработки трещиноватости для каждой точки наблюдения (ТН) строилась стереограмма ориентационного распределения трещин (ОРТ). Результаты анализа стереограмм и рисунков первичной трещиноватости мезозойско-кайнозойских осадочных пород использовались нами для реконструкции ориентаций главных осей альпийских палеонапряжений [1].

В данном сообщении кратко представлены предварительные результаты сравнительного анализа ориентаций оси максимального сжатия альпийского поля напряжений Юго-Западного Тибета и территорий, располагающихся на его флангах: Памира – на северо-западе от него и Северного Вьетнама – на юго-востоке.

1. Юго-Западный Тибет в морфоструктурном отношении представляет собой высоко поднятое нагорье Центральной Азии, окруженное со всех сторон высочайшими складчатыми сооружениями. Обследованная нами территория расположена на юго-западе Тибета в Зоне его сочленения с Гималаями. В процессе полевых исследований в ее пределах более чем в 30 точках наблюдения изучен рисунок трещиноватости горных пород.

Альпийская геодинамика рассматриваемого региона обусловлена, как известно, активным перемещением подвижной Индостанской литосферной плиты в сторону относительно стабильной Евразии [2]. На основе анализа рисунка трещиноватости Mz-Kz осадочных пород нами проведена реконструкция альпийских палеонапряжений Юго-Западного Тибета и подтверждены основные закономерности палеогеодинамики Индостана. Наряду с этим установлены новые особенности его эволюции: в мезозое и кайнозое перемещение Индостана в сторону Евразии сопровождалось устойчивым его вращением. При этом с юры по палеоген вращение Индостанской плиты происходило по часовой стрелке. Ось сжатия в юре была ориентирована на ССЗ (340-350°), в мелу – на ССВ-СВ (20-60°). В палеогене перемещение Индостана происходило на восток вдоль Евразии (90-110°). В конце олигоцена с наступлением неотектонического этапа развития произошла геодинамическая перестройка, вследствие чего Индостан вновь стал перемещаться в сторону Евразии. При этом его перемещение по-прежнему сопровождалось вращением, но уже против часовой стрелки. Так, в палеогене сжатие, как отмечено, было ориентировано на В (90-110°), в миоцене – на ВСВ (55-60°), в плиоцене – на СВ (35-40°) и в плейстоцене – на ССВ (25-30°). Следует отметить, что установленные закономерности геодинамики Юго-Западного Тибета обосновываются результатами палеореконструкций довольно надежно.

2. Памир представляет собой высокогорный массив, лежащий в области сближения Гималаев, Гиндукуша, Каракорума, Кунь-Луня и Тянь-Шаня. Трещиноватость горных пород в его пределах изучена нами в 110 ТН. На основе анализа рисунка первичной трещиноватости Mz-Kz осадочных пород проведена реконструкция альпийских палеонапряжений региона. Установлено, что в конце пермского-начале триасового времени ось максимального сжатия на Памире была направлена на С-ССВ. В ранней юре для оси сжатия была присуща субмеридиональная ориентация с небольшим отклонением к ССЗ, в средней и поздней юре сжатие было ориентировано на СВ. В юре проявилось вращение Памира по часовой стрелке. Анализ трещиноватости меловых и палеогеновых осадочных пород Памира показал, что направление оси сжатия в период формирования этих осадков было на СЗ, в миоцене – на С. В плиоцене и плейстоцене сжатие на Памире было ориентировано на ССЗ. Таким образом, в миоцене-плейстоцене Памир перемещался с вращением против часовой стрелки.

3. Северный Вьетнам находится на северо-востоке полуострова Индокитай. Согласно схемам тектонического районирования его территория расположена в пределах Лаосско-Вьетнамской складчато-покровной системы. Заложилась эта система в процессе позднепротерозойского рифтинга на гетерогенном фундаменте. Основные ее деформации произошли в конце триаса. На заключительной стадии киммерийской складчатости вдоль северо-восточной границы складчато-покровной системы сформировался один из крупнейших разломов Юго-Восточной Азии – правый сдвиг Красной реки.

В процессе полевых тектонофизических исследований в более чем 110 обнажениях горных пород Северного Вьетнама нами изучен рисунок их трещиноватости [3]. Местоположение точек наблюдения в пределах этой территории показано на рис. 1.



Рис.1. Местоположение обнажений горных пород Северного Вьетнама, в пределах которых изучена их трещиноватость

На основе анализа стереограмм ориентационного распределения трещин и рисунка первичной трещиноватости Mz-Kz осадочных пород установлено, что в мезозое альпийская геодинамика Северного Вьетнама, также как Юго-Западного Тибета и Памира, определялась активным перемещением Индостана в сторону Евразии. При этом в раннем триасе сжатие было ориентировано на ССВ-ВСВ (10-70°). Ориентация оси максимального сжатия на Северном Вьетнаме в раннем триасе проиллюстрирована на рис. 2.

Начиная со среднего триаса по конец миоцена, перемещение Индостана в сторону Евразии в районе Северного Вьетнама сопровождалось устойчивым его вращением по часовой стрелке. Так, ось сжатия палеонапряжений во второй половине триаса была ориентирована на ЗСЗ-СЗ (290-345°), в юре-раннем мелу – на ССЗ (350-360°), в позднем мелу – на ССВ (5-20°).

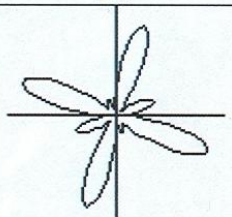
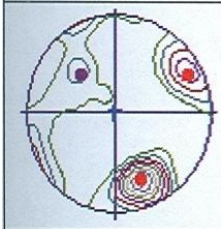
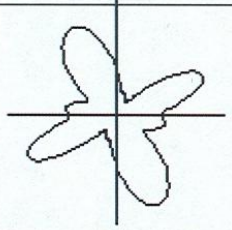
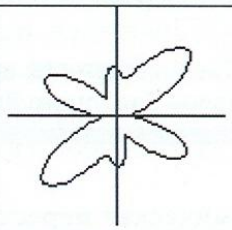
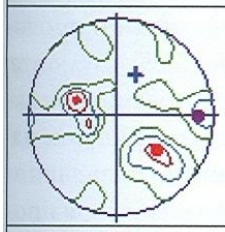
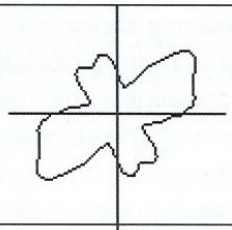
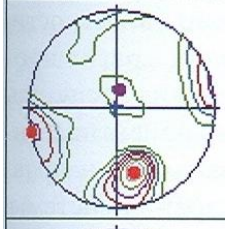
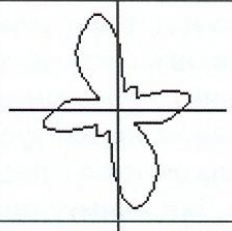
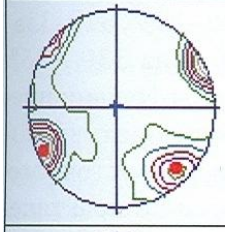
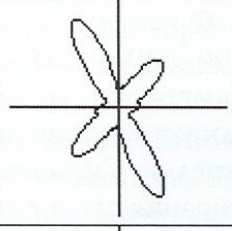
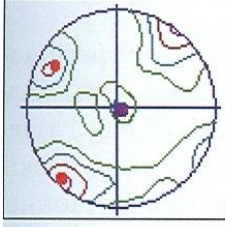
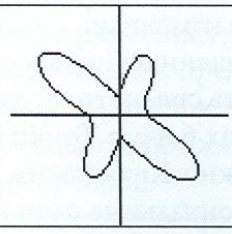
I	II	III	IV
		2009, № 37 N 22.3500°, E 103.4500°. Гранито-гнейсы, PR	Аз. падения 0°, ∠ 0° 1 – 34.0% (20°, ∠76°). 2 – 32.0% (110°, ∠ 80°). 3 – 10.0% (340°, ∠ 71°).
		2009, № 24 N 21.6600°, E 103.4500°. Известняки, O_3-D_1	180°, ∠ 10° 1 – 36.0% (159°, ∠71°). 2 – 21.0% (63°, ∠79°). 3 – 8.0% (315°, ∠57°).
		2009, № 14 N 21.2368°, E 103.9750°. Известняки кремнистые, D	220°, ∠ 28° 1 – 27.0% (319°, ∠84°). 2 – 25.0% (205°, ∠78°). 3 – 1.0% (262°, ∠74°).
		2009, № 52 N 19.0167°, E 104.9333°. Известняки, C_2-P_1	25°, ∠ 50° 1 – 18.0% (260°, ∠69°). 2 – 19.0% (151°, ∠78°). 3 – 7.0% (106°, ∠65°).
		2009, № 34 N 22.3833°, E 103.5333°. Сланцы, T_3	85°, ∠ 30° 1 – 38.5% (165°, ∠67°). 2 – 19.8% (256°, ∠90°). 3 – 2.1% (6°, ∠22°).
		2008, № 15 N 19.6338°, E 105.8009°. Песчаники красноцветные, K_2	150°, ∠ 25° 1 – 25.0% (242°, ∠85°). 2 – 24.0% (135°, ∠81°).
		2009, № 43 N 22.1833°, E 104.5500°. Галечники, Q	230°, ∠ 10° 1 – 28.0% (220°, ∠85°). 2 – 12.0% (302°, ∠77°). 3 – 4.0% (125°, ∠5°).

Рис.2. Стереограммы ОРТ нижнетриасовых осадочных пород Северного Вьетнама и ориентация оси максимального сжатия в раннем триасе

Анализ трещиноватости олигоценовых глин показал, что в начале кайнозоя сжатие на Северном Вьетнаме по-прежнему было направлено в сторону Евразии по азимуту

СВ (40°). В миоцене ось сжатия альпийского поля напряжений обладала ориентацией на ВСВ (65°), т.е. перемещение Индостана в конце палеогена и большей части неогена продолжало сопровождаться вращением по часовой стрелке. Прекратилось оно лишь в плиоцене, когда сжатие приобрело направление на СВ (40°). Далее ориентация оси главного сжатия варьировала в пределах СЗ-ССЗ. Так, в начале плейстоцена сжатие резко изменило свою ориентацию с СВ на СЗ (с 40° на 300°), в конце его – на ССЗ (350°), в голоцене – снова на СЗ (320°). Таким образом, на границе плиоцена и плейстоцена территория Северного Вьетнама претерпела геодинамическую перестройку, в результате чего сжатие резко изменило свою ориентацию с СВ на СЗ. Не исключено, что именно на этом этапе развития произошло формирование меридиональных гряд Гималаев на его крайнем юго-восточном фланге (Северный Вьетнам, Лаос, Мньянма). Проявилось это вероятнее всего в связи с активизацией в Центральной Азии восходящих неотектонических движений и проявления сдвиговых перемещений.

Результаты сравнительного анализа палеогеодинамических данных по изученным регионам свидетельствуют о том, что в первой половине мезозоя, когда условия осадконакопления от Памира до Вьетнама по-видимому были примерно одинаковыми, сжатие в их пределах было направлено в одну сторону. Так, на Памире в поздней перми-раннем триасе, как и на Северном Вьетнаме в раннем триасе, сжатие было ориентировано на ССВ. В ранней юре – на Памире и в юре – на Северном Вьетнаме и Юго-Западном Тибете сжатие было направлено на ССЗ. С мела и по плейстоцен сжатие проявлялось более сложно. Так, на Юго-Западном Тибете и Северном Вьетнаме ось максимального сжатия в мелу была ориентирована на ССВ-ВСВ, в палеогене – на В-СВ, в миоцене – на ВСВ, в плиоцене – на СВ. На Памире же сжатие в мелу и палеогене обладало направлением на СЗ, в миоцене – на север, в плиоцене и плейстоцене – на ССЗ. В плейстоцене на Тибете сжатие по-прежнему было ориентировано на СВ-ССВ, а во Вьетнаме резко сменилось с СВ на СЗ, т.е. на границе плиоцена и плейстоцена его территория претерпела геодинамическую перестройку.

В заключение отметим, что перемещение Индостана в сторону Евразии с юры по палеоген в районах Юго-Западного Тибета и Северного Вьетнама и в юре – на Памире сопровождалось устойчивым их вращением по часовой стрелке. С миоцена по плейстоцен на Западном Тибете, Памире и Северном Вьетнаме проявлялось вращение против часовой стрелки. После геодинамической перестройки на северо-западном и юго-восточном флангах Тибета сжатие приобрело одинаковую ориентацию: на Памире – на ССЗ, во Вьетнаме – на СЗ-ССЗ. На Тибете ось сжатия на этом этапе развития была ориентирована на ССВ нормально к Гималаям. Можно предполагать, что такое направление сжатие на изученной территории приобрело после того, как Индостан, перемещаясь в сторону Евразии достиг Тибета, и началось отжатие Памира и Вьетнама в север-северо-западном направлении.

Интерпретация фактического материала выполнена при частичной финансовой поддержке ОНЗ РАН, фундаментальная программа № 6.

Литература

1. *Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А.* Делимость земной коры и палеонапряжения в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах Земли. М.: ОИФЗ РАН 1997. 324 с.
2. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника основами геодинамики. МГУ. 1995.480 с.
3. *Белоусов Т.П., Долгинов Е.Н., Нго Тхи Лы, Куртасов С.Ф., Нго За Тханг, Као Дин Чиеу, Башкин Ю.В.* Палеонапряжения Северо-Западного Вьетнама и некоторые закономерности его альпийской геодинамики // Вопросы инженерной сейсмологии. М.: ИФЗ РАН. 2009. Т. 36. № 4. С.13-24.

ПРОНИЦАЕМЫЕ ЗОНЫ КОРЫ И МАНТИИ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА (ПО ДАННЫМ МТ МЕТОДОВ)

Белявский В.В.[а], Яковлев А.Г.[б], Ракитов В.А.[в]

[а]ЦГЭМИ, Объединенный Институт Физики Земли РАН, г. Троицк, Россия
[б]ООО "Северо-Запад" – Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[в] Обособленное подразделение Центр "ГЕОН" ГФ УП "ВНИИГеофизика", Москва, Россия
(victorbelyavsky@rambler.ru)

Введение

Для Камчатско-Корякского региона основная доля сейсмической активности на суше приходиться на субмеридиональную Олюторско–Восточно–Камчатскую СФЗ (О-В-К), на Центрально-Камчатскую депрессионную зону, протягивающуюся от субширотных Южно-Камчатских структур до Алеутской глубоководной впадины (рис.).

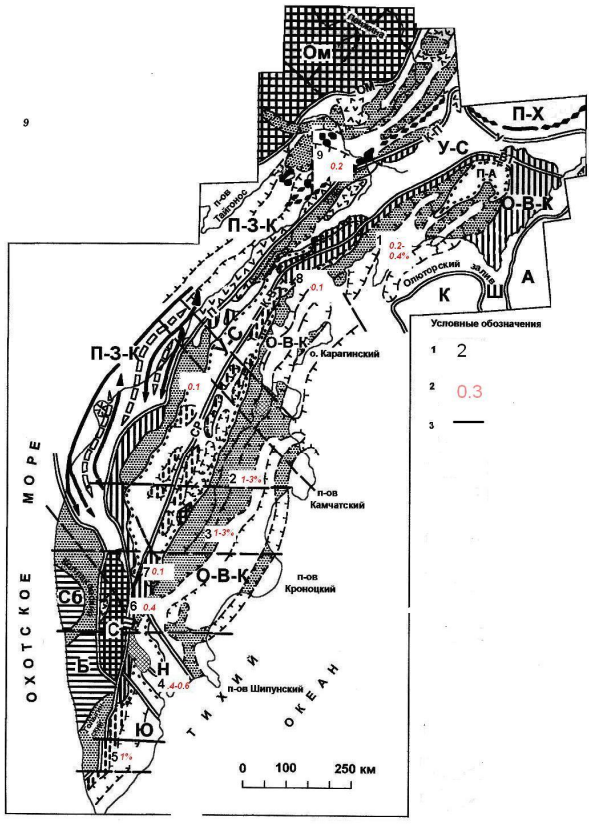


Рис. Схема тектонического районирования Камчатского-Корякского региона [1]. 1- области определения флюидонасыщенности, 2 - их значения, 3 - глубинные разломы.

По данным плотностного моделирования и работам ГСЗ в пределах О-В-К выделены на глубинах свыше 30-40 км блоки коры с пониженной плотностью, экранирующие продольные и поперечные волны, часто они имеют пониженные скорости [8]. В пределах этих зон повышенной сейсмичности и вулканической активности выполнены магнитотеллурические зондирования и работы методом обменных волн. Полученное представление о геоэлектрическом разрезе региона позволилj выделить в коре домены, обладающие повышенной проводимостью, а данные МОВЗ-ГСЗ разрывные нарушения и разделить кору по типам разреза. Решены задачи по структурному районированию и изучению осадочного чехла.

При оценке флюидонасыщенности использовались данные, полученные предыдущими исследователями [5-7].

Флюидонасыщенность коры и манти

В настоящем сообщении подняты вопросы по оценке с помощью МТ методов, данных ГСЗ природы проводимости доменов и их флюидонасыщенности **(ф),** по методике изложенной [2, 3]. Расчеты проведены при минерализации флюида 10 г/л, учитывалось изменение температуры [4] давления с глубиной. Обратная задача МТЗ решалась в 3D режиме, методом подбора к экспериментальным МТ данным модельных 3D параметров геоэлектрического разреза. В результате для Олюторско-Восточно-Камчатской СФЗ:

- Под Ильпино-Талгинским (в пределах Олюторского 1991 г. и Хаилинского землетрясений 2003 г.) и Гывенско-

Паченском прогибами (блок 1 на рис.) выделены на глубинах 20-33 км проводящие блоки с уд. эл. сопр. 30-20 Омм, что соответствует содержанию флюида **ф** = 0.2-0.4%. Здесь же граница Мохо воздымается с 45 км до 25-30;

- Под Шивелучской группой вулканов (блок 2) на границе Мохо (25-30 км) получены значения **ф** = 1%, на границе $К_2$ (20 км) **ф** = 1.2% и на $К_0$ (5-10 км) - **ф** = 2 - 3% За пределами рассматриваемой зоны на границе Мохо (40 км) **ф** = 0.1%;
- Под Ключевской группой вулканов (блок 3) [5] кровля проводника с ρ = 10-20 Омм выделена на глубине 10 км, что соответствует содержанию **ф** = 1%, а для глубин 20-35 км - **ф** = 0.5 - 0.6%. Здесь же присутствует низкоскоростной домен со скоростью Vp = 5.3 км/с [8], а в окружающих его породах V_p = 6.6 км/с, что при скорости Vp =1.7 км/с во флюиде дает **ф** = 6-7%. Такие же значения ρ = 20-10 Омм получены в пределах западной части Ключевского блока.

В пределах Начикинской зоны поперечных поднятий (**Н** на рис.) выделен проводящий домен (блок 4) на глубинах 1-30 км шириною 30 км с ρ = 25 Омм, что при глубине 10 км соответствует **ф** = 0.65%, при 20 - 30 км - **ф** = 0.24-0.33%. На границе М, где разрез подстилается блоком с ρ = 70 Омм, **ф** = 0.1%.

В пределах Южно-Камчатского вулканического пояса (**Ю**, блок 5 на рис.) в зонах сейсмической и вулканической активности глубже 10 км выделены домены субмеридионального простирания с ρ = 10 - 20 Омм, которые дают **ф** = 1%. Субширотные проводящие зоны контролирующие трансформные разломы, которые секут Прибрежный горст Южного блока обладают флюидонасыщенностью менее 0.01%. На глубине 50-60 км выделен блок с ρ = 100-80 Омм, что соответствует **ф** = 0.1%.

Под Срединным выступом и Большерецкой плитой (**С, Б** на рис.) значимых проводников не выделено, хотя сами они разделяются проводящим разломом.

В пределах Центрально-Камчатской рифтовой зоны Укэлаятско-Срединного (**УС**) блока выделена серия субширотных разломов, характеризующихся **ф** = 0.4 – 1.% (блок 6).

Западная часть Камчатского перешейка (Пенжинско-Западно-Камчатская СФЗ) сопрягается с **УС** через проводящий блок с ρ = 100 Омм, что дает **ф** = 0.1% (блок 7). Глубинные разломы на северо-западе Камчатского перешейка этой же зоны (блок 8) на глубине от 3 до 30 км характеризуются уд. эл. сопр. 50 Омм, что до глубины 20 км соответствует **ф** = 0.2%, а глубже **ф** = 0.1 %.

В Пенжинско-Западно-Камчатской СФЗ (**ПЗК**) под Парапольским прогибом на глубинах 30-50 км расположен домен с ρ = 30 - 40 Омм (блок 9), что дает на границе М и выше **ф** = 0.2 – 0.13%.

Обсуждение полученных результатов

В результате двумерной и трехмерной интерпретации магнитотеллурических данных устанавлена взаимосвязь между флюидонасыщенностью и геодинамической активностью структур: в зонах активной вулканической деятельности **ф** ≥ 1%, в очаговых зонах землетрясений 0.2 ≤ **ф** ≤ 0.5, в областях активизации трансформных (широтных разломов) Южной части Камчатского полуострова **ф** ≤ 0.1%, глубинные разломы в зонах сопряжения плит и СФЗ имеют **ф** = 0.015–0.13%, а секущие Центрально-Камчатскую рифтовую зону (**СР**) имеют **ф** ≤ 1%. Верхняя мантия характеризуется **ф ≈ .1%**

В пределах Южной Камчатки относительно проводящие зоны северо-западного простирания имеют свое продолжение в виде трансформных разломов или Северо-Тихоокеанского трансконтинентального рифта. Под ее восточным побережьем выделена на глубинах 50-60 км проводящая астеносфера.

Наиболе флюидонасыщенные области расположены в местах пересечения глубинных активизированных структур северо-западного и северо- восточного или субширотного направлений. Они коррелируют с местоположением областей пониженной плотности, скорости или

пониженной прозрачности сейсмических волн [8].

Литература

1. *Апрелков С.Е., Попруженко С.В.* Основные черты тектоники Корякского нагорья и Камчатки//Мат. ежегодн. конф., посвященной дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский. 2003. С.16-23.
2. *Белявский В.В.* Геоэлектрическая модель тектоносферы Северо-Кавказского региона. Тверь: ООО «Издательство ГЕРС», 2007. - 250 с .
3. *Ваньян Л.Л., Шиловский П.П.* Глубинная электропроводность океанов и континентов. – М: Наука,1983.- 88 с.
4. *Моисеенко У.И., Смыслов А.А.* Температура земных недр. – Л.: Недра, 1986 – 180 с.
5. Мор*оз Ю.Ф.* Электрпроовдность земной коры и верхней мантии Камчатки. Л.Недра.
6. 1991. 184 с
7. *Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г., Мороз Т.А.* Глубинная геоэлектрическая модель Петропавловского геодинамического полигона на Камчатке, Физика Земли, 2001, № 6, с. 38-66
8. *Мороз Ю.Ф., Скрипников А.П.* Глубинная геоэлектрическая модель вулкана Горелый на Камчатке, Физика Земли, 1995, № 7, с. 82 - 88,
9. *Федотов С.А.* Магматические питающие системы и механизм извержений вулканов . М.: Наука 2006. - 455 с.

ИЗУЧЕНИЕ ОЧАГОВЫХ ЗОН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ МЕТОДАМИ МОВЗ И МТЗ

Белявский В.В.[а], Егоркин А.В.[б], Ракитов В.А.[б]

[а] ЦГЭМИ, Объединенный Институт Физики Земли РАН, г. Троицк, Россия
[б] Обособленное подразделение Центр "ГЕОН" ГФУП "ВНИИГеофизика", Москва, Россия

Введение

В Алтае-Саянском регионе выполнено свыше десяти тысяч погонных километров профилей наблюдений методами магнитотеллурического зондирования с шагом 2-3 км (МТЗ), глубинного сейсмического зондирования с шагом 10 км (ГСЗ) и обменных волн землетрясений (МОВЗ) - 3 км (рис. 1). Целью исследований являлось изучение глубинного строения опасного в сейсмическом отношении регионов для проведения сейсмического районирования территории. Они начались с 1998 г. по сети региональных профилей методами магнитотеллурического зондирования [9]. В 2005-2008 гг. глубинные исследования были дополнены методом МОВЗ и выполнялись силами ГФУП "ВНИИГеофизика" по заказу Федерального агентства по недропользованию России[1]. Ранее подобного вида исследования были проведены на Северном Кавказе [1 и 2]. Ниже представлены результаты изучения основных очаговых зон Алтае-Саянского региона (Алтайской, Шапшальской, Тээлинской и Шаганарской) упомянутыми выше методами с построением моделей и оценкой их флюидонасыщенности.

Методика расчета сейсмоэлектрических параметров

Для выделения обменных волн на записях далеких землетрясений применен известный метод “функции приемника”, который позволяет выделять обменные волны типа P-to-SV, образующиеся на скоростных неоднородностях под пунктами наблюдения [12]. Сейсмические границы строились путем последовательного наращивания глубины с использованием разницы во времени волн PS, сменивших поляризацию на кровле и подошве слоя. При последующей корректировке разреза посредством решения прямой задачи сейсмики уточнялись глубины границ раздела и скорости P и S - волн [14]. Погрешности определения скоростей продольных Vp и поперечных Vs - волн составляют 0.05 км/с. По спектрам обменных волн, обменявшихся на кровле и подошве слоя, вычислялись коэффициенты поглощения. Оценка флюидонасыщенности по сейсмическим параметрам выполнялась по известному уравнению среднего времени для Vp [13], и уравнению Сато для Vs [8], а удельного электрического сопротивления - по формуле Шенкленда-Ваффа [11]. Методология и результаты использования такого подхода для Евразийского складчатого пояса дана в работе [2]. Совместное определение этих параметров в очаговых зонах землетрясений позволило (in city) оценить уд. эл. сопр. флюида, что значительно повысило значимость геоэлектрических построений. Определение геоэлектрических параметров разреза проводилось путем определения максимальных и минимальных импедансов, их ориентации относительно структурных линий региона и решения обратной задачи МТЗ путем подбора к экспериментальным 3D модельных импедансов, минимизируя их расхождение.

Сейсмоэлектрическая характеристика очаговых зон

Рассмотрены наиболее сейсмически активные очаговые зоны Саяно-Тувинского блока: Алтайский, Шапшальский и Тээлинский, а в центральной части - Шаганарская зона (рис. 1) Они характеризуются повышенной сейсмичностью, в их пределах происходили землетрясения с магнитудой пять и более баллов [4].

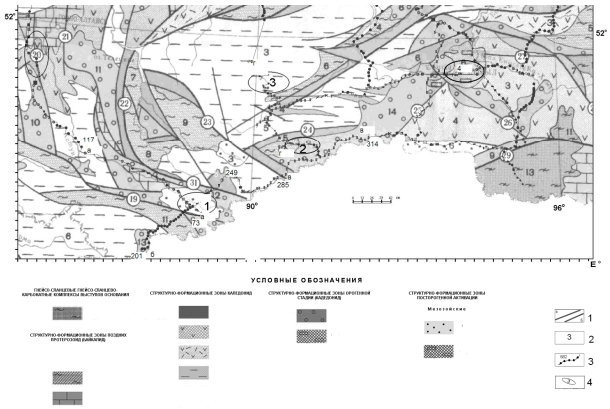


Рис.1 Профили МТЗ на схеме структурно-геологического районирования Алтае-Саянского региона. Матросов П.С., 1988 г [3].

1- Каркасные разломы, 2 - их номера, 3 - точки МТЗ, 4 -очаговые зоны землетрясений.

Северо-западная часть Алтайской очаговой зоны, к которой приурочена большая часть афтершоков Алтайского (Чуйского) землетрясения, расположена в юго-восточной части структур горного Алтая в зоне торцового сочленения со структурами Западного Саяна. По данным МОВЗ земная кора имеет мощность до 55 км (рис.2 а). На фоне опущенной поверхности Мохо отмечается сложный ступенчато-блоковый ее рельеф с приподнятой частью под Алтайским сейсмическим очагом. Глубинное строение здесь характеризуется значительными перепадами отметок глубин поверхности Мохо с 45 км до 55 км, изменением скоростей V_p на глубинах 8-30 км до ΔV_p = 0.04-0.05 км/с, что дает флюидонасыщеность ф = 0.24 - 0.27%. Кровля нижней коры образует антиклинальную сейсмически прозрачную структуру с амплитудой до 10 км, над которой располагается очаг Алтайского землетрясения с М = 7.3, произошедшего как в условиях сжимающих напряжений (региональное давление) с юго-востока на северо-запад, так и растягивающих субширотных напряжений. В данном блоке наблюдается резкая дислокация глубинных слоев, наличие градиента величин коэффициента Пуассона в верхней коре по данным сейсмотомографии [7], приуроченность их очаговой зоне локальных землетрясений свидетельствует о накоплении и разрядке здесь избыточных напряжений. В очаговой зоне блоке проводимость возрастает на два порядка.

Глубинное строение юго-восточной части Алтайской очаговой зоны в результате воздействия сжимающих напряжений в северо-западном направлении характеризуется надвигами по разрывам поверхности Мохо, которая воздымается под очаговой зоной с юга на север с 55 км до 50 км (рис. 2б). Участки аномально высокого затухания сейсмических волн со значениями $K \geq 900*10^{-6}$ 1/км совпадают с областями наиболее интенсивной сейсмичности, приуроченных к глубинным нарушениям земной коры. Уменьшение скорости Vp волн на глубинах 20-30 км с 6.74 км/с до 6.64 км/с и на глубинах 30-40 км с 7.02 км/с до 6.83 км/с дает значение **ф** =0.5%. Дефицит скорости ΔV_p = 0.04 км/с на глубинах 5-15 км соответствует **ф** = 0.24%, а на глубинах 40 - 50 км дефицит скорости ΔV_p достигает 0.15-0.20 км/с, что соответствует **ф** = 1 -0.7%. Флюидонасыщенность, рассчитанная по ΔV_s превышает определенную по ΔV_p. Проводимость разреза под рассматриваемыми пунктами наблюдения МОВЗ возрастает.

Шапшальская очаговая зона имеет строение коры близкое к строению Алтайской очаговой зоны. Очаг Шапшальского (Урэг-Нурского) землетрясения с М = 7.0 приурочен к зоне Шапшальского разлома на стыке широтных структур Тувы и северо-западных структур юго-восточного Алтая, где присутствует внутрикоровая антиклинальная структура, а ниже начинается прозрачная зона коры (рис. 2 в). Здесь же наблюдается повышенное поглощение обменных волн, а на глубинах 30-40 км дефицит скорости ΔV_p составляет 0.05 км/с, что дает ф = 0.3%. Для

глубин 30-40 км по дефициту скорости ΔV_S получаем значение **ф** = 1 %. К этой же зоне приурочены области высокой проводимости разреза.

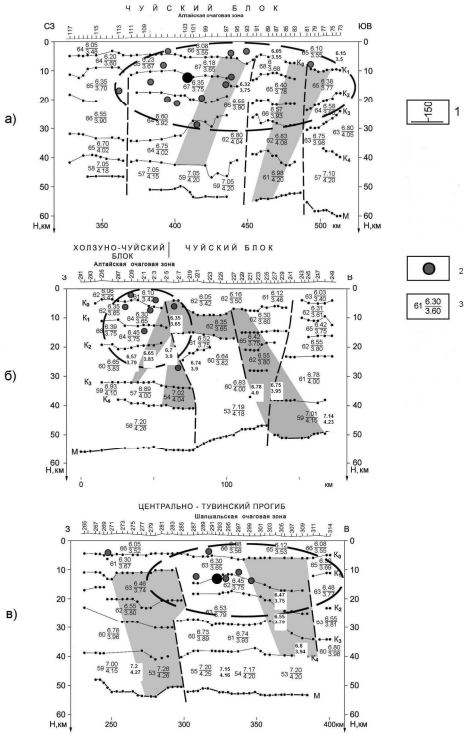


Рис.2. Сейсмогеологические разрезы очаговых зон по пр.: Ташанта-Кош-Агач-Бийск (а), плато Укок-Кош-Агач-Тээли (б), Саглы-Ташанта (в).
1 - номера пунктов наблюдения; 2 - очаги землетрясений 2006-2008 годов с M=1.5-3.3; 3 - скорости P- и S- волн в слое в км/с и содержание SiO_2.

Тээлинская очаговая зона расположена в торцовой зоне сочленения Тувинской впадины и структур Западного Саяна. Она выделяется аномально высокими значениями затухания сейсмических волн, а на глубинах 8-35 км – дефицитом скорости ΔV_p = 0.05 км/с, что дает значение ф = 0.3%. Поверхность Мохо расположена на глубине 52 км и достаточно ровная.

Шаганарская очаговая зона приурочена к пограничной зоне Тувинской впадины и Восточно-Таннуольского поднятию и пересекается профилем ГСЗ г. Кызыл - п. Куюмба - п. Кислокан [5]. Выделенные по данным ГСЗ домены средней и нижней коры в пределах зоны характеризуются максимальным для данного региона дефицитом скоростей ΔV_p = 0.25-0.35 км/с и ΔV_S = 0.1 - 0.2 км/с. Расчетная флюидонасыщенность по дефициту скорости ΔV_p достигает 2.3% в средней и 1.2% в нижней коре, близкие значения ф = 1.6-2.4 % получены и по ΔV_S. Поверхность Мохо под очаговой областью и за ее пределами расположена на глубине 50 км.

Определение удельного сопротивления очаговых зон землетрясений

В очаговых зонах Алтая – Саянского региона происходит накопление и разрядка напряжений, поэтому следует ожидать максимального участия всего трещинно-порового пространства в кинематическом процессе. При этом полная флюидонасыщенность должна приближаться к связанной, а ее оценки, полученные по сейсмическим и электрическим данным, должны быть близки друг к другу. Значения уд. эл. сопр. блоков коры в очаговых зонах – $\rho_з$ получены на основании подбора 3D модельных кривых, рассчитанных для трехмерных геоэлектрических структур к экспериментальным кривым МТЗ. Для первых трех очаговых зон получаем::

- в северной части Алтайского очага для разлома с $\rho_з$ = 30 Омм на глубинах 10-20 км - $\rho_ф$ = 0.06-0.04 Омм, а на глубинах более 25 км для пласта с $\rho_з$ = 5 Омм. получаем $\rho_ф$ = 0.01 Омм. В Южной части для разлома в верхней коре с ρ = 30 Омм получаем $\rho_ф$ = 0 .05 Омм, а для глубин 20-40 км при $\rho_з$ = 5 Омм - $\rho_ф$ = 0.017 Омм и для 40-50 км $\rho_ф$ =0.03 -0.06 Омм ($\rho_з$ = 5-10 Омм).

- Теэлинского очага - $\rho_ф$ = 0.06 Омм при $\rho_з$ = 30 Омм для глубины свыше 20 км и $\rho_ф$ = 0.02 Омм (для пласта с $\rho_з$ = 10 Омм),.

- Шапшальского очага на глубине 30 - 40 км (для пласта с $\rho_з$ = 10 Омм) имеем 0.3%, что дает $\rho_ф$ = 0.02 Омм.

Таким образом, для верхней части коры в очаговых зон землетрясений разброс значений удельного сопротивления флюида составляет от $\rho_ф$ = 0.03 ($\rho_з$ = 10 Омм) до 0.05 ($\rho_з$ = 30 Омм) при наиболее вероятном значении $\rho_ф$ = 0.04 на глубине 10 км где температура превышает 200^0. Тогда для этих $\rho_ф$ = 0.04 Омм получаем ρ_{18} = 0.24 Омм, что близко к концентрации солей Nacl - Kcl 50 г/л [10]. Для нижней коры на глубинах 25-40 км температура превышает 600^0, что при $\rho_ф$ = 0.03 - 0.02 дает без учета роста давления с глубиной ρ_{18} = 0.45-0.32 Ом, что соответствует минерализации 20-40 г/л

Выводы:

1. Отделить проводящие области, обусловленные активизацией разломов от зон, в которых протекали процессы серпентинизации, графитизации или рудной минерализации, можно, если привлечь скорости продольных и поперечных волн по данным МОВЗ и ГСЗ. Флюидонасыщенность пород в пределах очаговых зон землетрясений определялась по дефициту скоростей продольных и поперечных волн как для разломных зон, у которых крылья имеют разнонаправленные подвижки до 1мм/год, так и доменов, в которых дефицит скоростей продольных и поперечных волн превышает 0.05 км/с. Тогда по дефициту скорости ΔV_P для верхней коры в очаговых зонах $0 \leq \boldsymbol{ф} \leq$ 0.25% и в нижней коре **ф** = 0.3-0.5%, а по дефициту скорости ΔV_S - **ф** $\leq$ 1%. Зона ВОЗ в Кызылской впадине, расположенной на западном продолжении Байкальской рифтовой зоны, для верхней коры имеет значения **ф** = 1.6-2.3 % и **ф** = 1.2-3% для нижней. Эти наиболее высокие значения флюидонасыщенности, вероятно обусловлено раздвигом коры под впадиной.

2. В рассмотренных очаговых зонах среднее удельное электрическое сопротивление флюида для верхней коры составляет $\rho_ф$ = 0.045 Омм, а для нижней - $\rho_ф$ = 0.015 Омм.

3. Очаги землетрясений с магнитудой до 3.5 расположены вблизи кровли субгоризонтальных проводящих формаций региональных разломных зон. Именно с подвижками вдоль активизированных глубинных разломов с контрастным проявлением скорости неотектонических движений блоков коры [6] связывается местная сейсмичность. Глубинное положение этих разломов устанавливается методом МОВЗ, а если они выходят на поверхность, то инструментальными наблюдениями. Очаги землетрясений тяготеют к зонам повышенного поглощения сейсмических волн с $K \geq 900*10^{-6}$ 1/км.

[1]*Кадурин И.Н., Белявский В.В., Егоркин А.В. и др.* Отчет «Геофизические исследования сейсморазведочными и электроразведочными методами глубинного строения Алтае-Саянской складчатой области по профилям общей протяженностью 3300 км. Проведение режимных геофизических наблюдений на Тывинском полигоне». М., ГФУП "ВНИИГеофизика", 2008, 288 с.

Литература

1. *Белявский В.В., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н., Ракитов В.А., Яковлев* А.Г.Методы естественных электромагнитных и сейсмических полей при решении задач геодинамики (на примере Северного Кавказа). Физика Земли, 2007, № 5, с. 4-14.
2. *Белявский В.В.* Геоэлектрическая модель тектоносферы Северо-Кавказского региона. – Тверь: ООО “Издательство ГЕРС”, 2007. – 250 с.
3. Геологическое строение территории СССР и закономерности размещения полезных ископаемых./ Под редакцией П.С. Матросова, Г.Н. Шапошникова. Т. 7. Л.: Недра, 1988, 300 с.

4. *Герман В.И., Карюкина А.А.* Уточненная карта сеймотектонического районирования Алтае-Саянского региона, масштаб 1:1 000 000. Красноярск: ГПКК «КНИИГиМС», 2008.
5. *Егоркин А.В.* Средние скорости объемных волн в консолидированной коре Сибири//Геология и геофизика, 1989, № 9, с. 105-112.
6. *Краснораменская Т.Г., Лобацкая Р.М.* Объемная неотектоническая разломно-блоковая модель Алтае-Саянской складчатой области и сейсмический процесс// Тектонофизика и актуальные вопросы науки о Земле. М.: ИФЗ РАН, 2008, с. 267-269.
7. *Лисейкин А.В., Соловьев В.М.* Сейсмотомографическая модель очаговой зоны Чуйского землетрясения (Горный Алтай)// Геология и геофизика, 2005. Т. 46, № 10, с. 1073-1082.
8. *Петкевич Г.И., Вербиций Т.З.* Исследование упругих свойств пористых геологических сред, содержащих жидкости. Киев. «Наукова Думка», 1965, 75 с.
9. *Тойб Р.Е., Мищук О.В. и др.* Комплексные геолого-геофизические исследования глубинного строения и сейсмичности Алтае-Саянской складчатой области: методика, результаты, прогноз/ Геология и минеральные ресурсы Сибири. Красноярск: ГПКК «КНИИГиМС», 2004, с. 172-186.
10. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). правочник геофизика. Под ред. Н.Б.Дортмана. – М: Недра, 1984, 455 с.
11. *Shankland T. I., Waff H.S.* Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle// Journal Geophys. Res., 1977, 82, V.33. P.5409 - 5417.
12. *Vinnik L.P*. Detection of waves converted from P to S in the mantle//, Phys. Earth Planet. Int. 1977. Vol. 15. P 39-45.
13. *Wyllie M. R. J., Gregory A. R., Gardner L.W.* Elastic Wave velocities in heterogeneous and porous media.// Geophysics. 1956. Vol. 21.P. 41-70.
14. *Zelt C.A., Smith R.B*. Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure// Geophys. J. Int. 1992, 108. P. 16-34.

ПРИПЯТСКИЙ ПАЛЕОРИФТОВЫЙ БАССЕЙН: ТЕКТОНИКА, НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЕ, НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЕ

Бескопыльный В.Н.[а], Айзберг Р.Е.[б]

[а] РУП «Производственное объединение «Белоруснефть», Гомель, Беларусь,
[б] Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь

Припятский прогиб – самый западный субширотный сегмент Припятско-Донецкого палеозойского авлакогена, который расположен в пределах древней Восточно-Европейской платформы и входит в более протяженную систему Сарматско-Туранского линеамента. Прогиб расположен между периклиналями Белорусской, Воронежской антеклиз и Жлобинской седловиной на севере и Украинским щитом на юге. На западе Полесская седловина отделяет Припятский прогиб от Подлясско-Брестской впадины, а на востоке Брагинско-Лоевская седловина – от Днепровского прогиба. Длина Припятского прогиба достигает 280 км, ширина – 140-180 км. Этот регион совместно с Брагинско-Лоевской седловиной и склонами Микашевичско-Житковичского выступа образует одноименный нефтегазоносный бассейн (НГБ), который является одним из наиболее изученных бурением и сейсморазведкой НГБ палеорифтового типа на древних платформах.

Геологическое строение прогиба отражает типологические черты палеорифтовых бассейнов. Припятский прогиб состоит из четко выраженного одноименного грабена и Северо-Припятского плеча. Мощность осадочного чехла достигает 7 км. Основную часть разреза составляют девонские и каменноугольные отложения, которые на западе прогиба перекрывают терригенные осадочные комплексы верхнего протерозоя (рифея и венда). Нефтеносные, преимущественно карбонатные, отложения девона разделены двумя мощными галогенными толщами.

О тектонике палеорифта можно судить по строению ряда маркирующих горизонтов - поверхностей: фундамента, подсолевых отложений, межсолевой и верхнесоленосной толщ и некоторых других, расположенных в вышележащих частях разреза. Внутри прогиба по поверхностям фундамента, подсолевых и межсолевых отложений выделена система тектонических ступеней и приосевой грабен, разделенные субширотными сбросами, которые наклонены к оси прогиба и контролируют размещение зон приразломных поднятий и валов, представляющих собой доказанные или потенциальные зоны нефтенакопления. Тектонические ступени подразделены на структурные элементы – уступ, гребень, террасу, подножие. По особенностям стиля тектонических деформаций подсолевых, межсолевых и надсолевых отложений выделены три структурных района (ареала): Северный, Центральный и Южный.

Для Припятского прогиба характерно большое разнообразие структурных форм, образующих ловушки углеводородов. Причем эти формы меняются снизу вверх по разрезу, от одного литостратиграфического комплекса к другому. Для поверхности фундамента и подсолевых отложений платформенного чехла характерны преимущественно наклоненные блоковые структуры с элементами пликативных форм. Нижнесоленосные и межсолевые образования дислоцированы в блоково-пликативные структуры, а верхнесоленосные и надсолевые подразделения девона, карбона, перми, мезозоя и кайнозоя – в пликативные.

В формировании современного структурного плана пред- и синрифтовых отложений платформенного чехла Припятского прогиба ведущую роль играли разрывные нарушения. Выделяются два основных типа разломов: платформенные (проникающие в чехол) и доплатформенные (погребенные, не проникающие в чехол). Платформенные разломы палеорифта

формировались главным образом в позднедевонское время на рифтовой стадии развития. Некоторые разломы сквозные, они развивались как на доплатформенных, так и на платформенных этапах. По глубине проникновения они делятся на мантийные и коровые, по рангу ограничиваемых ими тектонических элементов – на суперрегиональные, региональные, субрегиональные и локальные, по структурно-морфологическим признакам – на листрические и прямолинейные, по кинематическому типу – на сбросы и сдвиги.

Достаточно детально установлены стадии развития Припятского прогиба. Варисцийский этап развития территории прогиба начался с формирования окраины юго-западного борта Московской синеклизы (предрифтовый синеклизный подэтап незначительного растяжения в эйфельско-среднефранское время). Однако уже в это время началось обособление зон приразломных поднятий. Синеклизный подэтап сменился в позднефранское время рифтовым подэтапом, который подразделяется на стадии: начального прогибания, соответствующего зарождению рифта (начало позднефранского – воронежско-евлановское время); максимального прогибания, кульминации рифтообразования и основной деструкции литосферы (конец позднефранского – фаменское время); заключительного прогибания, затухания рифтообразования (ранний и средний карбон); общего подъема и сжатия (поздний карбон – ранняя пермь); стабилизации (поздняя пермь – средний триас).

Время наиболее активной деструкции литосферы Припятского палеорифта совпадает с проявлением щелочно-ультраосновного вулканизма, образованием максимальных амплитуд сбросов и сдвигов, формированием некомпенсированных суббассейнов и их последующим заполнением франской и фаменской соленосными формациями [1].

Геодинамика региона была благоприятной для накопления достаточно мощных толщ осадочных пород аквального и субаквального генезиса, что явилось решающим условием формирования Припятского нефтегазоносного бассейна (НГБ). Здесь нефтематеринскими свойствами обладают прежде всего задонско-елецкие (межсолевые) и франские (подсолевые) глинисто-карбонатные образования, а затем наровские глинистые породы. Накопление этих толщ происходило в восстановительных условиях, при поступлении в осадок значительного количества органического вещества (ОВ) преимущественно сапропелевого типа.

Нефтематеринские толщи испытали различную степень катагенеза. Ra витринита изменяется от 5,9 до 8,6, что соответствует буроугольной, длиннопламенной, газовой и жирной стадиям катагенеза углистых включений. Такие стадии преобразования витринита достигаются при температурах приблизительно 70-175°C, что свидетельствует о прогревании в прошлом исследованных отложений межсолевого и подсолевого комплексов Припятской впадины примерно до этих температур. К настоящему времени эти образования остыли на 35-80°C [2].

Степень катагенетических изменений нефтематеринских толщ возрастает с увеличением глубины их залегания, но скорость изменения уменьшается, что проявляется в уменьшении градиента Ra витринита с увеличением глубины. Скорость катагенетических превращений ОВ изменяется не только по разрезу, но и по площади Припятского НГБ. Например, в интервале глубин 0-3,5 км в южной части региона (Западно-Валавская площадь) градиент Ra витринита составляет 0,19 ед./100 м, а в этом же интервале в северной части достигает значений 0,21-0,25 ед./100 м (Комаровичская, Золотухинская, Малодушинская, Восточно-Первомайская площади). Различная скорость катагенеза нефтематеринских толщ по мере погружения последних на юге и севере

впадины выразилась в том, что на равных глубинах степень преобразованности ОВ на севере значительно выше, чем на юге. Так, на глубине 3,5 км породы Западно-Валавской площади вмещают витринит с отражательной способностью 6,6 ед., на той же глубине в пределах Малодушинской, Золотухинской и Комаровичской площадей этот показатель равен 7,0-7,2 ед., а на самой северной, Восточно-Первомайской площади – около 8,0 ед.

Таким образом, по Ra витринита рассеянных углистых включений установлено значительное увеличение напряженности палеогеотермического поля на северо-востоке Припятского НГБ по сравнению с его южной и центральной частями. В современном геотермическом поле региона северо-восток также характеризуется повышенной напряженностью. Причиной возникновения палео- и современной положительной геотермической аномалии является максимальная тектоно-вулканическая активность северо-восточной части прогиба.

Принимая во внимание степень катагенеза изученного комплекса отложений и состав рассеянного ОВ, очевидно, что в межсолевых и подсолевых девонских образованиях благоприятные палеогеотермические условия для генерации нефти существовали, на всей территории Припятского НГБ. Это подтверждается промышленными залежами нефти в соответствующих отложениях, а также многочисленными прямыми признаками нефтеносности по всему разрезу девонских образований на подавляющей территории бассейна. Однако промышленные скопления нефти выявлены преимущественно в северной части региона. Зона основной промышленной нефтеносности распространена в интервале глубин 2,0 - 4,5 км. Месторождения этой зоны приурочены к отложениям, преобразованным до средней стадии катагенеза (Ra витринита 7,0-8,5 ед.). Зона основной промышленной нефтеносности характеризуется палеотемпературами 90-165°C и современными температурами 50-95°C. Учитывая нефтематеринские свойства и степень катагенеза межсолевой и подсолевой толщ, очевидно, что зона основной промышленной нефтеносности в прошлом являлась главной зоной нефтеобразования.

Снижение палеогеотермической напряженности осадочного комплекса в северной части прогиба было не настолько значительным, чтобы прекратился процесс генерации жидких углеводородов, но современные, пониженные геотермические условия способствовали перемещению зоны главного нефтеобразования на большие глубины (вероятно, более 4 км), где температуры имеют значения более 90°C. Погружение зоны главного нефтеобразования со временем привело к тому, что вышезалегающие, возможно нефтематеринские толщи полеского (надсолевого девонского) горизонта и тем более каменноугольной системы не участвовали в генерации жидких углеводородов. Об этом свидетельствует, кроме всего прочего, существенное отличие битумоидов прежде всего каменноугольных отложений от битумоидов межсолевых и подсолевых девонских образований.

На значительной территории центральной и южной частей Припятского НГБ нефтематеринские породы находились в палеогеотермических условиях, обеспечивающих значительно менее активные процессы нефтеобразования, чем в северной части. Уменьшение напряженности палеогеотермического поля региона привело к тому, что современные геотермические условия большой части запада, центра и юга впадины, скорее всего, исключают возможность дополнительной генерации жидких углеводородов. Кроме того, современный тепловой режим этого района отражает меньшую флюидодинамическую закрытость недр и допускает активную жизнедеятельность бактерий, что может приводить как к физическому удалению некоторых компонентов нефти, так и к химическому их превращению за счет процессов окисления и осернения. В результате этих процессов в нефтях уменьшается содержание насыщенных углеводородов, происходит

обогащение гетероэлементами (азот, сера, кислород). Эти соображения подтверждаются закономерными изменениями состава нефтей и битумоидов по площади Припятского НГБ. Так, с северо-востока к южной и юго-западной частям региона наблюдается возрастание степени окисленности нефтей и битумоидов. Наиболее восстановленные нефти и битумоиды сосредоточены преимущественно в северо-восточной части впадины.

Таким образом, в северной части Припятского НГБ в прошлом, в период максимальной геотермической напряженности осадочного комплекса (соответствующий периоду максимальной активизации тектонических движений в позднем девоне и карбоне), существовали геотермические условия, обусловившие наиболее активную генерацию жидких углеводородов нефтематеринскими толщами и активные процессы миграции нефти в породы-коллекторы. Следовательно, этому периоду геологического развития региона соответствует проявление главной фазы нефтеобразования. Значительная часть остальной территории НГБ характеризовалась в прошлом значительно менее активным нефтеобразованием.

Существенно повышенная палеогеотермическая напряженность осадочного комплекса северо-востока Припятского НГБ обусловила появление здесь первого очага нефтеобразования, приуроченного в основном к межсолевым и подсолевым глинисто-карбонатным толщам. Этот очаг нефтеобразования по активности генерации жидких углеводородов нефтепроизводящими породами и по своим размерам являлся основным в Припятском НГБ.

Представляя в кратком виде пространственно-временную модель нефтеобразования в рассматриваемом регионе, следует отметить, что в Припятском прогибе существовали три очага нефтеобразования – Северный, Центральный и Южный, приуроченные соответственно к трем одноименным тектоническим ареалам. Подсолевые нефтематеринские толщи начали интенсивно генерировать жидкие УВ в раннелебедянское время (на стадии кульминации рифтообразования) в Северном очаге нефтеобразования. В Центральном и Южном очагах нефтеобразования главная фаза нефтеобразования (ГФН) началась позднее, в раннеполесское время позднего девона. Интенсивная генерация жидких УВ в межсолевом комплексе происходила начиная с оресского времени в Северном и с полесского – в Центральном и Южном структурных ареалах. Нефтеобразование продолжалось до среднего карбона, т.е. до завершения рифтового подэтапа развития, характеризовавшегося общим подъёмом и сжатием в позднекаменноугольное время.

Существенно повышенная палеогеотермическая напряженность девонского осадочного комплекса северо-востока прогиба обусловила появление наиболее раннего Северного очага генерации нефти, который по активности и размерам являлся основным в регионе [2]. В каждом очаге процесс нефтеобразования являлся многоэтапным, имел непрерывно-прерывистый характер, отражая геодинамику формирования Припятского рифта. Каждый этап нефтеобразования в определенной нефтематеринской толще характеризовался особым составом генерированных углеводородов. В древнем очаге нефтегазоматеринские толщи погружались даже в условия главной зоны газообразования, что обеспечило формирование газоконденсатных залежей. Главная фаза нефтеобразования во всех очагах Припятского НГБ завершилась во время предпермского регионального перерыва в осадконакоплении (на стадии общего подъема и сжатия региона), в результате значительного остывания (на 50 -70°C) осадочного чехла региона.

Тектоническое развитие Припятского грабена происходило таким образом, что наиболее благоприятными условиями для аккумуляции УВ и консервации залежей нефти и газа характеризуется Северный ареал. Только 6 месторождений нефти

открыты в Центральном ареале, остальные 67 месторождений, содержащих 223 залежи, приурочены к средне-верхнедевонским карбонатным и терригенным отложениям, а также к верхнепротерозойским образованиям Северного ареала. За 45 лет освоения ресурсов углеводородов в Припятском НГБ добыто более 130 млн.т нефти и около 20 млрд. $м^3$ попутного нефтяного газа. Месторождения углеводородов Беларуси содержат нефти, газовые конденсаты, свободные и растворённые (попутные) газы с различными физико-химическими свойствами. Многообразие свойств УВ обусловлено значительным различием таких основных факторов как: состав исходного органического вещества, из которого генерировались УВ; пластовые условия; вторичные процессы преобразования УВ (катагенетические, гипергенные и т.д.). Нефть каждой залежи по-своему уникальна и отличается составом и свойствами.

Главные особенности размещения залежей нефти и газа: подавляющие объемы разведанных запасов нефти и почти все открытые месторождения углеводородов находятся в пределах основного Северного очага нефтегазообразования; большинство выявленных скоплений углеводородов тяготеют к крупноамплитудным приразломным поднятиям. Зоны нефтегазонакопления (НГК) приурочены к: сбросово-блоковым уступам, гребням, склонам и подножьям тектонических ступеней. Наиболее разведаны зоны НГК на гребнях ступеней, содержащих месторождения с максимальными запасами нефти. Доказано, что в подножиях ступеней на глубинах 5 – 6 км присутствуют скоплений легкой высокогазонасыщенной нефти и газоконденсатов в коллекторах, характеризующихся субгоризонтальной трещиноватостью вдоль напластования.

Наряду со значительным количеством ещё неоткрытых небольших залежей нефти и газа структурного типа в регионе достаточны высоки перспективы поисков нетрадиционных скоплений УВ в сланцевых и малопроницаемых породах. Максимальные ресурсы сланцевого и «сжатого» газа (нефти) прогнозируются на склонах и в подножьях ступеней. В Припятском НГБ существуют благоприятные условия для формирования таких скоплений: в карбонатных породах содержание глин ~50%, концентрация органического вещества от 1 до 5%, степень зрелости >1 Ro, пористость перспективных пород 3 - 5%, отмечена параллельная напластованию и субвертикальная трещиноватость перспективных отложений.

Исследование тектоники, генерации и аккумуляции УВ в Припятском палеорифтовом бассейне однозначно подтверждают наличие чёткой корреляции распространения очагов генерации УВ, состава и свойств УВ, а также этапов интенсивной генерации нефти и/или газа с геодинамическими особенностями и тектонической историей региона. Особенности тектонического развития различных структурных ареалов прогиба предопределили многообразие фаций основных продуктивных горизонтов как по разрезу, так и по площади осадочного бассейна. Кроме того, были сформированы ловушки различных видов, которые на протяжении своего существования подвергались переформированию или расформированию. Это обусловило разные перспективы нефтегазоносности различных участков региона.

К настоящему времени разведана только часть генерированных УВ Припятского НГБ, аккумулированная в наиболее концентрированных скоплениях высокоёмких коллекторов структурных ловушек. Эта часть УВ является, безусловно, наиболее экономически рентабельной долей скоплений УВ региона. Однако в будущем предстоит открыть и разведать ещё многие залежи, несмотря на то, что УВ в этих скоплениях будут находиться в менее концентрированном виде – в малоёмких коллекторах.

Литература

1. *Aizberg R.Y., Beskopylny V.N., Starchik T.A, Tsekoyeva T.K.* Late Devonian magmatism in the Pripyat Palaeorift: a geodinamic model // Geological Quarterly. – 2001. – №45 (4). –

С.349-358.
2. *Бескопыльный В.Н.* Рациональная система технологий камеральных геологоразведочныхработ на нефть и газ для сложнопостроенных нефтегазоносных бассейнов. Автореф. докторской дисс. Мн., ИГН НАН Беларуси, 2001. 40 с.

ВЛИЯНИЕ ПАЛЕОГЕОДИНАМИКИ НА ХАРАКТЕР ТРЕЩИНОВАТОСТИ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ ПРИПЯТСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА

Бескопыльный В.Н.

РУП «Производственное объединение «Белоруснефть», Гомель, Беларусь,

Изучение палеогеодинамики, а также проявлений древней динамики в современных движениях земной коры Припятского палеозойского рифта оказалось весьма плодотворным для поисков залежей нефти в этом регионе [1]. Палеогеодинамика земной коры формировала, в конечном счете, ловушки различного типа и создавала предпосылки их заполнения углеводородами. Насколько многообразна проблема формирования залежей углеводородов, настолько многочисленны вопросы влияния палеогеодинамики на формирование залежей углеводородов. В настоящей работе отражены основные результаты изучения только одного аспекта палеогеодинамики, а именно: влияние палеогеодинамики на характер трещиноватости пород нефтеперспективных горизонтов.

Особое внимание к этому вопросу обусловлено необходимостью изучения перспектив нефтегазоносности плотных, сланцевых и малопроницаемых девонских подсолевых, межсолевых и внутрисолевых отложений Припятского нефтегазоносного бассейна (НГБ).

Бурением многочисленных скважин установлено, что глинистые и малопроницаемые карбонатные породы, стратиграфические аналоги высокопроницаемых франских и фаменских продуктивных подсолевых, межсолевых и верхнесоленосных горизонтов являются нефтегазонасыщенными на значительных территориях Припятского НГБ, несмотря на то, что структурно они расположены ниже водо-нефтяных контактов известных месторождений. Многие данные указывают на то, что в этих случаях нефтегазонасыщенными оказываются, так называемые, «shale» и «tight» резервуары. Локальное улучшение коллекторских свойств этих пород ведет к формированию промышленного скопления нефти и/или газа. Наиболее реальной причиной появления проницаемых коллекторов в «shale» и «tight» резервуарах может быть тектоническая трещиноватость. Таким образом, изучение закономерностей формирования и распространения участков и зон трещиноватости является актуальной проблемой поисков залежей нефти в Припятском НГБ. Трещиноватость необходимо изучать не только как возможное условие появления коллекторов, но также как носитель обширной информации о тектоническом строении прилегающего объема осадочного чехла.

Исследования трещиноватости по кернам горных пород Припятского прогиба, а также изучение обширной литературы по другим регионам убедили нас, что палеогеодинамика того или иного региона имеет определяющее значение в формировании тектонической трещиноватости возможно перспективных горизонтов.

Изучаемые системы тектонических трещин мы разделили на три основных типа:

- трещины, сопутствующие плоскостям сбросов;
- трещины, сопутствующие мелкоскладчатым структурам в зонах региональных разломов. Эти структуры обусловлены перемещениями межсолевых и верхнесоленосных толщ в пределах крыльев разломов;
- трещины преимущественно в межсолевых и верхнесоленосных отложениях, сформированные за счет изгибов пластов при образовании пликативных структурных форм.

Изучение трещиноватости по многочисленным кернам свидетельствует, что в Припятском прогибе наиболее широко распространена тектоническая

трещиноватость, связанная непосредственно с формированием разломов в кристаллическом фундаменте и в осадочном чехле. Наиболее важными особенностями этого типа трещин являются следующие характеристики:

- вдоль плоскости сброса развита зона приразломных трещин, субпараллельных этой плоскости. В отложениях осадочного чехла, подвергшихся изгибу при смещении по разлому, наряду с синтетическими трещинами, параллельными плоскости сброса, развиты антитетические трещины, ориентированные параллельно разлому, но наклоненные обратно падению плоскости разлома;

- ширина зоны трещиноватости вдоль разлома составляет 300-600 м, т.е. по 150-300 м в разные стороны от плоскости смещения. Установлено отсутствие зависимости ширины зоны приразломной трещиноватости от амплитуды и ориентировки разлома;

- по мере приближения к сместителю увеличивается густота трещин, их длина и ширина. В непосредственной близости от сместителя широкие трещины (от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров), как правило, выполнены вторичными минералами;

- многие (может быть и все погребенные разломы) находят отражение (продолжаются) в перекрывающих отложениях в виде наклонной под соответствующим углом зоны трещиноватости. Зоны надразломной трещиноватости простираются вверх, вплоть до дневной поверхности. Так, например, в скв. № 4-Западно-Александровской система тектонических трещин, наклоненных под углом около 70°, отмечена в кернах от петриковского (глубина 2616 м.) до саргаевского (глубина 4463 м) горизонта. Ширина этой зоны трещиноватости составляет около 670 м. Скорее всего, эта система трещин недалеко от устья скважины выходит на поверхность земли.

Зная элементы залегания трещин, представляется возможным по отдельным трещинам в надсолевых или других отложениях рассчитать пространственное положение зоны трещиноватости в подстилающих горизонтах и наоборот. Возможно также прогнозировать в вышерасположенных перспективных комплексах узлы пересечения разноориентированных систем трещин, с которыми могут быть связаны участки развития трещинных коллекторов.

Эта концепция объясняет пятнистое распространение приповерхностных геохимических аномалий глубинного происхождения и позволяет правильно их интерпретировать, а также определять местоположение источника этих аномалий на глубине с учетом наклона зоны трещиноватости.

- разновременные трещины имеют различный наклон к напластованию пород, что, возможно, обусловлено сменой наклона соответствующего тектонического блока при формировании трещин различных генераций;

- в отдельных образцах керна из зон региональных разломов отмечено такое расположение разнонаклоненных, но однонаправленных трещин, которое обеспечивает как нисходящие, так и восходящие движения крыльев разлома по системе этих трещин. Иначе говоря, кинематика трещин позволяет погруженному крылу испытывать инверсионные подвижки по существующей системе трещин, т.е. внутреннее строение зоны разлома не может быть отнесено ни к сбросу, ни к взбросу. Оно таково, что допускало возможность как сбросовых, так и взбросовых движений. Кинематический тип разлома в целом определяется суммарным итогом взаимного перемещения крыльев разлома и на протяжении геологической истории может изменяться;

- в подсолевых отложениях в зоне поперечного разлома смещение типа "сбросо-сдвига" часто реализуется по двум однонаправленным системам трещин, наклоненным друг к другу (по наклонным уступам);

- наиболее широкие трещины отмечаются в зонах поперечных сбросо-сдвигов;

- густота трещин и степень их удаления от сместителя зависят от литологического состава пород. Глинистые разности имеют наибольшую густоту трещин, и встречаются они на большем удалении от сместителя. Песчаники имеют наименьшую густоту трещин. Доломиты и известняки занимают промежуточное положение;

- отмечены цилиндрические трещины, по которым сброс сменяется безамплитудным разломом и затем взбросом. Интересно, что расположение относительно друг друга выпуклых и вогнутых трещин таково, что по ним возможны как нисходящие, так и восходящие тектонические движения крыльев трещин;

- в целом, отмечаются четкие связи участков развития вторичных коллекторов в карбонатных отложениях и приуроченных к ним залежей углеводородов с трещинно-разрывными зонами. Наиболее значительные и высокопродуктивные залежи углеводородов обычно приурочены к узлам пересечения трещинно-разрывных зон;

- экспериментальные исследования отечественных и зарубежных исследователей, а также наши описания трещиноватости в кернах Припятского прогиба показывают, что при растяжении пород возникает трещиноватость, характеризующаяся параллельностью трещин. При сколовых напряжениях возникают трещины, ориентировка которых отличается на 30°, т.е. на исходный угол с осью сжатия для трещин скалывания. По количеству таких систем трещин можно судить о продолжительности и интенсивности тектонических напряжений сжатия. Мы часто фиксируем веер трещин в породах из зоны оперяющих разломов, которые, по-видимому, свидетельствуют как о сдвиговых дислокациях, так и о вращении тектонических блоков.

Прежде чем попытаться наметить связи трещиноватости с палеогеодинамикой региона, отметим некоторые основные черты палеогеодинамики Припятского прогиба. Как известно, территория Припятского прогиба характеризуется тремя основными этапами тектонического развития: дорифтовым, рифтовым, послерифтовым,

На дорифтовом этапе (позднепротерозойская, среднедевонская фазы тектонических деформаций) сменяющие друг друга растягивающие и сжимающие напряжения были ориентированы по азимуту 110°. В результате этих деформаций сформировались региональные нормальные сбросы амплитудой до 300 м субмеридионального направления (азимут 20°) и сбросо-сдвиги субширотной ориентировки (азимут 110°). Западная часть территории Припятского прогиба в это время развивалась как часть Волынско-Оршанского палеопрогиба. Раннефранская фаза дорифтового этапа характеризуется слабой интенсивностью тектонических движений и является переходной к рифтовому этапу. Тем не менее, эта фаза сформировала зоны субмеридиональных (азимут около 20°) трещин отрыва и субширотных (азимут около 110°) трещин скола в доречицких отложениях и породах кристаллического фундамента. Раннефранская фаза тектогенеза, формируя зоны трещиноватости, заложила ослабленные линеаменты, по которым в дальнейшем происходили подвижки под влиянием другого поля тектонического напряжения и формировались трещины соответствующей кинематики.

На рифтовом этапе (позднефранская, раннефаменская, позднефаменская, ранне- и среднекаменноугольная фазы деформаций) произошло заложение и формирование Припятского палеорифта как части Сарматско-Туранского линеамента. Чередующиеся растягивающие и сжимающие тектонические напряжения рифтового этапа были ориентированы в основном по азимуту около 20°, т.е. по нормали к направлению тектонических сил дорифтового этапа. Влияние этих тангенциальных напряжений на осадочный комплекс выразилось в формировании региональной системы крупноамплитудных (до 3-4 км) нормальных сбросов

субширотной ориентировки по сбросо-сдвигам дорифтового этапа. Субмеридиональные нормальные сбросы (азимут 20°) дорифтового этапа реактивизировались в виде левых (азимут простирания 26-55°) или правых (5-15°) сбросо-сдвигов. В зонах пересечения разломов различной ориентировки сформировались подсолевые наклонные блоки-ловушки углеводородов. Сжимающие напряжения привели к формированию конседиментационных (ориентированных около 110°) и постседиментационных (105-135°) замкнутых пликативных структур-ловушек нефти в межсолевой девонской толще. Эти тектонические силы привели также к галокинезу франской и фаменской соленосных толщ, к формированию наклонов подсолевых блоков за счет относительно малоамплитудных инверсионных восходящих подвижек приподнятых крыльев нормальных сбросов субширотного (азимут около 110°) простирания.

Послерифтовые фазы деформаций не вызвали существенного изменения в тектоническом строении Припятского палеорифта.

Изучение современной геодинамики Припятского прогиба показало [2], что растягивающие и сжимающие напряжения имеют ориентировку 20-25°. В этих современных движениях проявляются основные деформации осадочного чехла, сформированные в рифтовый этап развития региона, т.е. можно говорить о проявлении рифтогенной геодинамики в современной геодинамике Припятского палеорифта. Это позволяет на основе изучения современных движений земной поверхности прогнозировать распределение определенных типов структур и неструктурных ловушек нефти в девонском комплексе. Такой подход особенно важен при поисках малоамплитудных поднятий, литологических ловушек, зон трещиноватости, которые пока трудно выявляются по сейсмическим данным.

Установлено, что наиболее благоприятными участками для формирования трещинных коллекторов являются узлы пересечения нескольких разноориентированных систем трещин скола. Эти трещины характеризуются повышенной флюидопроводимостью во время своего формирования, а также отличаются остаточной открытостью, что обеспечивает образование вторичной кавернозно-поровой емкости и путей фильтрации.

Учитывая основное направление тектонических напряжений растяжения-сжатия (около 20°), к упомянутым наиболее благоприятным для формирования коллекторов системам трещин относятся те, ориентировка которых лежит в пределах около 0-60° (север-северо-восток) - 180-240° (юг-юго-запад). Трещиноватые коллекторы могут формироваться, по-видимому, также при пересечении указанных систем трещин с северо-восточными и/или субширотными.

Показательным примером являются результаты бурения скв. № 3-Васильевской по елецким вулканогенным образованиям. Здесь при испытании в процессе бурения вулканогенных пород (преимущественно туфы) выявлен трещинный коллектор (интервал испытания 1862-2030 м). Этот коллектор сформирован, по-видимому, в узле пересечения двух систем трещин, связанных с разломами, простирающимися по азимутам 28° и 122°. Весьма трещиноватыми являются породы кристаллического фундамента в зоне пересечения разломов различной ориентировки (49°, 127°) на Барсуковской структуре (скв. № 61).

Концепция преобладающей приуроченности трещиноватых коллекторов к сдвиговым дислокациям север-северо-восточного направления открывает перспективы прогнозирования местоположения участков локального распространения коллекторов в плотных породах глубоких горизонтов по дистанционным исследованиям земной поверхности.

При прогнозировании зон трещиноватости и структур осадочного чехла следует учитывать такие эффекты горизонтальных тектонических напряжений

растяжения-сжатия, как субгоризонтальная расслоенность (послойная трещиноватость) осадочных пород; субвертикальная стилолитизация, а также сдвиговая компенсация путем смятия крыльев сдвига.

По кернам из многих скважин мы отмечали субгоризонтальные зеркала скольжения, горизонтальную, послойную трещиноватость, которые свидетельствуют о горизонтальных движениях. Экспериментальные исследования, а также фактические данные по Припятскому прогибу позволяют нам прогнозировать участки повышенной горизонтальной трещиноватости (рассланцованности) в узлах пересечения разноориентированных разломов в зависимости от положения разломов к основному направлению тангенциального сжатия. Наиболее дислоцированные участки, в которых более вероятно развитие трещиноватых коллекторов, расположены в приподнятых крыльях субширотных разломов непосредственно справа от правостороннего сдвига и непосредственно слева - от левостороннего. На погруженных крыльях субширотных разломов эти участки расположены непосредственно слева от правостороннего сдвига и непосредственно справа - от левостороннего.

В этих же участках пересечения разноориентированных разломов формируются наиболее выраженные положительные пликативные структуры межсолевого и верхнесоленосного комплексов, а в подсолевом комплексе здесь расположены вершины наклонных блоков (в пределах приподнятого крыла субширотного разлома).

В многочисленных кернах отмечена возможность формирования дополнительной емкости резервуара в тектонически напряженных узлах за счет субвертикальной стилолитизации карбонатных пород. Например, в верхнесоленосных кернах (скв. № 8-Ведричская) наклон стилолитового шва к слоистости составляет 68°, а в воронежских (скв. № 21-Надвинская) - около 90°. Во внутрисолевых отложениях стилолитовый шов простирается параллельно региональному субширотному (азимут 110°) Малодушинскому разлому. По бороздам скольжения отмечаются движения типа "взброс" по азимуту 16°, что соответствует ориентировке регионального напряжения растяжения-сжатия. В воронежских отложениях стилолитовый шов ориентирован по направлению субмеридионального (азимут 17°) сброса, имеющего амплитуду 400-500 м. Этот шов указывает на то, что тангенциальные тектонические движения субширотной ориентировки, характерные для дорифтового этапа развития региона, периодически проявлялись также и в рифтовый этап, во всяком случае, в его начальном периоде.

Нахождение субвертикальных по отношению к слоистости стилолитовых швов в Припятском прогибе и их ориентирование в пространстве имеет огромное значение, так как эти швы являются прямым доказательством существования горизонтальных сжатий осадочного чехла региона, служат индикаторами направлений этих сжатий.

В заключение необходимо отметить, что рассмотренные теоретические выводы практически реализованы в виде прогноза: зон приразломной и надразломной трещиноватости, в том числе участков с кальмотированными трещинами, узлов трещиноватости; участков перспективных для поисков малоамплитудных структурных ловушек и т.д.

Материалы, приведенные в данной статье, свидетельствуют о необходимости продолжения дальнейшего изучения влияния палеогеодинамики Припятского прогиба на характер трещиноватости пород нефтеперспективных горизонтов.

Литература

1. *Бескопыльный В.Н.* Рациональная система технологий камеральных геологоразведочныхработ на нефть и газ для сложнопостроенных нефтегазоносных бассейнов. Автореф. докторской дисс. Мн., ИГН НАН Беларуси, 2001. 40 с.
2. *Бескопыльный В.Н., Рынский М.А., Сидоров В.А.* О соотношении современной и

палеодинамики Припятского палеозойского рифта // Материалы 7-го Международного симпозиума по современным движениям земной коры. -Таллин, 1986.

РАННЯЯ КОРА ПРИАЗОВСКОГО ДОМЕНА УКРАИНСКОГО ЩИТА: ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ И ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ТЕРРИГЕННЫХ ЦИРКОНОВ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СТРУКТУР

Бибикова Е.В.[а], **Федотова А.А.**[а,б], **Аносова М.О.**[а], **Claessen S.**[в], **Артеменко Г.В.**[г]

[а] *Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, Россия (bibikova@geokhi.ru)*
[б] *Геологический институт РАН, Москва, Россия*
[в] *Swedish Museum of Natural History, Stockholm, Sweden*
[в] *Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев*

Огромный интерес в последние годы вызывают исследования, направленные на познание ранней коры Земли: время, состав и условия ее образования. Одним из подходов к установлению времени возникновения ранней коры Земли, получивших развитие во всем мире, явилось изучение терригенных цирконов древнейших метаосадочных пород. Циркон, являясь наиболее устойчивым к внешним воздействиям минералом, сохраняет изотопную и геохимическую информацию с момента кристаллизации. Изучая цирконы древних метаосадочных пород, мы рассчитывали оценить масштабы развития ранней коры в пределах Украинского щита, ее природу и возраст.

В пределах Украинского щита палеоархейские породы были установлены ранее на двух ограниченных участках, один из которых находится в пределах Орехово-Павлоградской сутурной зоны, разделяющей Приазовский и Приднепровский домены.

Цирконов древнее 3.3 млрд. лет в пределах высокометаморфизованного Приазовского домена ранее обнаружено не было.

Зеленокаменные пояса в пределах Приазовского домена представляют собой моноклинальные или синклинальные структуры, шириной до 1,5 км, которые приурочены к крупным региональным разломам, разделяющим блоки раннеархейской консолидации. В данном исследовании мы подошли к изучению ранней коры Приазовского домен путем изотопного датирования цирконов и изучения Sm-Nd изотопной системы метаосадочных пород Сорокинской (расположенной на юго-востоке) и Федоровской (расположенной в северной части Приазовского домена) реликтовых зеленокаменных структур.

Цирконы были выделены из 4 проб парагнейсов крутобалкинской свиты Сорокинской структуры и одной пробы парагнейсов Федоровской структуры. Изотопное датирование цирконов было выполнено методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) и масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS).

По содержаниям элементов-примесей, в том числе РЗЭ (La_N/Yb_N от 17 до 32) изученные парагнейсы приближаются к породам ТТГ серий и не проявляют сходства с постархейскими глинистыми сланцами и с архейскими аргиллитами. Отношения Cr/Ni, Co/V в них выше, чем в среднеархейских аргиллитах, что указывает на присутствие в области сноса магнезиальных мафит-ультрамафитовых пород.

Цирконы, выделенные из высокоглиноземистых метаосадков Сорокинской и Федоровской структур, при изучении их катодолюминесцентных изображений продемонстрировали двухфазное строение большинства зерен – ядро, часто очень неоднородное и одно или несколько обрастаний.

U-Th-Pb изотопное датирование ядер цирконов было проведено локальным методом на масс-спектрометре вторичных ионов CAMECA 1270, NORDSIM, в Шведском музее Естественной истории, в Стокгольме, и методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения Element-XR с ионизацией в индуктивно-связанной плазме LA-ICP-MS в ГЕОХИ

РАН. Среди терригенных цирконов в метаосадках Сорокинской и Федоровской зеленокаменных структур Приазовского домена преобладают цирконы возрастом 3.5-3.6 млрд. лет, несколько зерен имеют возраст выше 3700 млн. лет.

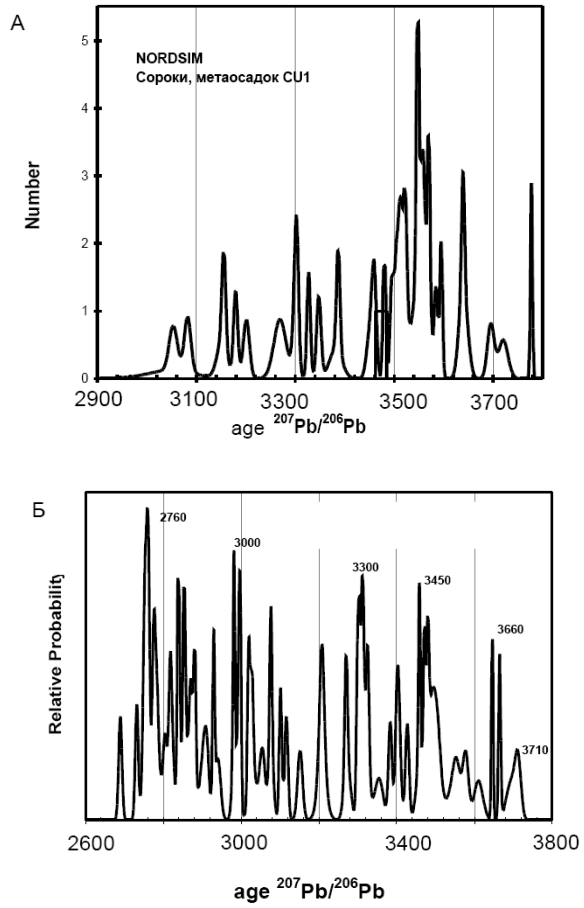


Рис. 1. Гистограммы распределения $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастов ядер цирконов из парагнейсов Сорокинской(А) и Федоровской(Б) структур.

Геохимические особенности ядер цирконов, изученные также методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения Element-XR с ионизацией в индуктивно-связанной плазме LA-ICP-MS в ГЕОХИ РАН, продемонстрировали нормальную картину распределения редкоземельных элементов типичную для цирконов магматического генезиса.

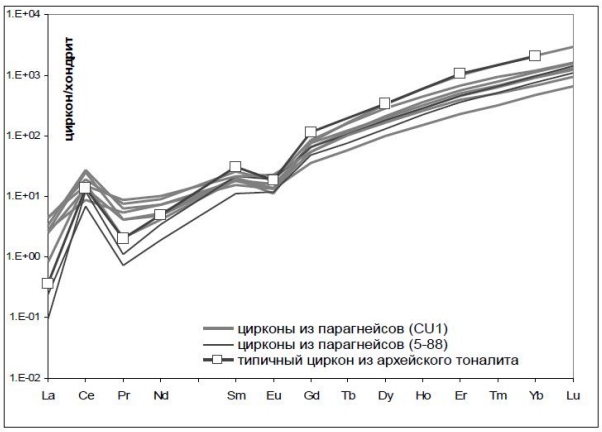


Рис. 2. График нормированных к хондритовым концентраций РЗЭ в цирконах из парагнейсов Сорокинской и Федоровской структур и в типичном цирконе из архейского тоналита.

Проведенное Sm-Nd изотопное исследование пород в целом, установило для метаосадков Сорокинской структуры модельные возрасты в интервале 3.4-3.2 млрд. лет. Модельный Sm-Nd возраст метаосадка Федоровской структуры оказался несколько моложе (3.0 млрд. лет). Широкий разброс, как возрастов, так и величины Th/U отношения в цирконах, указывает на отличия источников сноса, как по составу пород, так и по их возрасту. Геохимические особенности парагнейсов и цирконов свидетельствуют о том, что главным компонентом осадков были породы ТТГ ассоциации.

Высокий процент ядер цирконов, возраст которых превышает 3.5 млрд. лет, позволяет говорить о значительном развитии палеоархейской коры в Приазовском домене Украинского щита. Изучение парапород Украинского щита дало представление о возрасте и ориентировочную оценку состава палеоархейской континентальной коры, не представленной на современном эрозионном срезе.

Данное исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ грант № 09-05-00226 и Программы №4 ОНЗ РАН

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ В ТЯНЬ-ШАНЕ: ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МАНТИЙНОЙ И ЛИТОСФЕРНОЙ ДИНАМИКИ ПРИ КОНВЕРГЕНЦИИ ПЛИТ

Бискэ Ю.С.[а], Зельтманн Р.[б], Конопелько Д.Л.[а]

[а] С.-Петербургский гос. университет, геологический факультет. С.-Петербург.
[б] Центр исследования минеральных ресурсов России и Центральной Азии (CERCAMS). Лондон
(gbiske@hotmail.com)

В Тянь-Шане, как и в других орогенах, обособляется несколько этапов магматизма, часть из которых несет признаки проявления в обстановке конвергенции литосферных плит. Однако интенсивность магматизма и его вещественный состав лишь не удается целиком связать с динамикой коллизии, проявленной через прямые структурные признаки или другие характеристики тектонического процесса. Таким образом, представляется возможным выделить автономную, независимую от динамики плитного взаимодействия, «плюмную» в широком смысле компоненту орогенного-посторогенного магматизма.

На рисунке представлена полуколичественная характеристика интенсивности магматизма в Тянь-Шане, основанная на 106 цирконовых датировках гранитоидных интрузий и палеонтологически датированных базальтовых покровов.

1. *Ордовик – начало силура: субдукционный магматизм с участием континентальной коры.* Магматическая активность этого времени, отражающая синвергентную геодинамику, весьма интенсивна в Северном Тянь-Шане и завершается образованием пояса гранитных батолитов во временном интервале 450-430 млн.л. [2]. Этот пояс может быть прослежен вдоль Казахстанского ороклина к северо-западу, по крайней мере до Кокчетавского блока включительно. Его линейная форма определяется практическим отсутствием синхронных гранитоидов южнее, в Сырдарьинском блоке (Срединный Тянь-Шань), который к позднему ордовику коллидировал с Северотяньшаньским блоком и был покрыт синколлизионными осадками. Таким образом, мы получаем право связывать батолитовую фазу каледонского магматизма с продолжением надсейсмофокального магматического процесса, т.е. с субдукцией вдоль края континента и считать эту субдукцию наведенной движением литосферных плит в процессе преобразования Палеоазиатского океана. Магматические проявления дивергентного и внутриплитного типа для этого временного интервала в регионе нехарактерны.

2. *Конец силура и ранний девон: субдукционный магматизм на фоне горячей мантии* (рис. 1). Известково-щелочной и отчасти щелочной магматизм этого периода можно связывать с зонами субдукции на активных окраинах амальгамированного к этому времени Палеоказахстана. Во-первых, это «Девонский» (Казахстанский) вулканический пояс, южная тыловая зона которого распространена на Северный Тянь-Шань, во-вторых – менее отчетливый вулканический пояс вдоль западной и южной (Кураминская зона) окраин того же палоконтинента. Общая для двух поясов тыловая область в Срединном – Северном Тянь-Шане содержит значительное количество интрузивных тел, в основном щелочных гранитов и монцонитов, с возрастом 420-400 млн. л [6].

Обращает на себя внимание значительная ширина Девонского пояса, которую, по аналогии с более поздними надсейсмофокальными зонами, объясняют обычно пологим наклоном зоны поддвига, что в свою очередь может быть следствием высокой температуры, тонкости и плавучести субдуцирующей плиты.

С другой стороны, по всей длине современного Южного Тянь-Шаня (т.е. южнее окраины Палеоказахстана), от Султануиздага на западе и до г. Куча в Китае в том же временном интервале распространены субщелочные базальты, излившиеся во внутриплитной батиальной

обстановке на океанском и субконтинентальном субстрате. С учетом реконструкции области их проявления (Туркестанский палеоокеан) базальтовый, изредка бимодальный, магматизм начала девона представляется рассеянным на обширной акватории. В Кызылкумских поднятиях и Туркестано-Алайских горах максимум проявления базальтов следует за периодом надсубдукционного магматизма в обстановке тектонической аккреции и частично с этим периодом совпадает. В соседних с Тянь-Шанем герцинских регионах (Урал, Джунгария) интенсивный раннедевонский магматизм также сопровождал образование островных дуг и задуговый спрединг.

Эти обстоятельства позволяют считать, что в раннем девоне ведущей причиной магматизма является прогрев мантии на обширных территориях за счет внутренних причин (восходящий тепло-массоперенос, плюмы), тогда как движение литосферных плит обусловило различия в формационной характеристике одновременных магматических проявлений.

3. *Средний – верхний девон: плюмы без субдукции.* Новая интенсивная вспышка базальтового, изредка бимодального магматизма явно внутриплитной природы произошла в живетском веке среднего девона и завершилась в начале франа, она фиксируется в Восточной Фергане – Уланском хребте [1]. Ареал живетских базальтов в этой горячей точке имеет современную длину около 500 км, но почти не выходит за пределы Южного Тянь-Шаня. Последующее смещение горячей точки в фамене вызвало проявление субщелочных базальтов восточнее, в пределах хр. Борколдой в Киргизии и, возможно, в китайском сегменте области. Данные события привели лишь к перестройке системы карбонатных платформ с вероятным рифтингом, лавинной седиментации и пологому несогласию в основании карбона на окраинах Туркестанского океана. Однако они не сопровождалось деформациями сжатия – ближе, чем в Центральном Казахстане.

4. *Ранний карбон: субдукция, подавившая плюмы?* Образование известково-щелочных серий окраинно-континентального типа, начиная с фамена-турне в Прибалхашье, с нижнего визе в Кетмене и Джунгарском Алатау, с визе - серпухова в Гиссаре и Северном Памире, с серпухова в Кураминском поясе – несомненно связано с возобновлением общей конвергенции и в том числе океанской субдукции на границах Палеоказахстана. На этом фоне однако известны проявления офиолитов в конце раннего карбона на границах Каракум-Таджикского континента (Южный Гиссар, Северный Памир) и вдоль северо-восточной границы Палеоказахстана (Байингоу, согласно [7]). Эти проявления дивергентного характера, независимо от формационной характеристики связанных с ними магм, не могли привести к сколь-нибудь значительному раскрытию океанов, так как последние почти сразу же исчезли.



Рис. 1. Распределение цирконовых возрастов палеозойских гранитоидных интрузий в Тянь-Шане. (На основе [6], с использованием результатов Миколайчука и др. (1997), Киселева (1999), Zhang et al. (2007), Apayarov (2010), Glorie et al. (2010)). Черными стрелками показаны максимумы базальтовых излияний.

5.*Средний – поздний карбон: надсейсмофокальный магматизм в обстановке перехода к коллизии.* Серпухов-башкирские (320-310 млн. л) тектонические события, а именно шарьяжи, олистостромы, метаморфизм высоких и сверхвысоких давлений, известные на южной окраине Палеоказахстана и в самом Южном Тянь-Шане, от Узбекистана до китайского

Синцзяна, уже несомненно означают переход от субдукции к коллизии. Они сопровождаются незначительными (?) по объему магматическими проявлениями и восточнее долины Нарына отсутствуют. На другой, северо-восточной стороне палеоконтинента островная дуга Богдошаня активна еще в среднем карбоне [4]. В среднем – позднем карбоне усилился окраинно-континентальный магматизм вдоль Срединного Тяня-Шаня и в Южногиссарском районе, включая образование гранитоидов I-типа (габбро-гранитные серии) и в целом оставался приуроченным к линейным зонам конвергенции континентальных массивов, которая после исчезновения глубоководного бассейна в самом начале перми перешла в коллизионную стадию.

6. *Ранняя пермь: континентальная субдукция на фоне горячей мантии*. Пермский магматизм Тянь-Шаня проявлен большими массами гранитоидов и их вулканических аналогов разнообразных формационных типов. На западе Тянь-Шаня и в Кызылкумах совместно и в ряде случаев синхронно проявлены I-гранитоиды, палингенные граниты S-типа и «анорогенные» щелочные серии вплоть до нефелиновых сиенитов (Нуратау, Туркестано-Алай). Восточнее, в Кокшаале, резко преобладают субщелочные граниты, производные от субдуцирующей континентальной литосферы Тарима [5]. Отчетливый максимум магматизма приходится на середину ранней перми (280-285 млн. л [6]). Близкий возраст имеют также поля трапповых и рифтовых базальтов с проявлениями щелочных габброидов и гипербазитов, особенно на Таримской плите (около 275 млн. л, согласно [8]).

.Проявления магматизма имеют ареальное распределение в пространстве, причем субщелочные граниты и базальты представлены как в самом коллизионном поясе Южного Тянь-Шаня, так и не только в его далеком тылу (Северный Тянь-Шань), но и в передовом прогибе, и на Таримской платформе. При этом внедрение гранитной магмы и становление массивов постколлизионного этапа локально связаны с образованием зон транстензии вдоль протяженных и очевидно глубоко заложенных сдвиговых трещин.

Все эти особенности легче объяснить, предполагая продолжение в Тянь-Шаньском регионе континентальной коллизии в сочетании с разогревом мантии снизу. Характерно, что пермский магматизм Урала, а также алтайской окраины бывшего Палеоазиатского океана (Калба) проявлен в более линейной форме и по этому признаку легче увязывается с континентальной субдукцией.

6. *Триас: влияние Сибирского мегаплюма?* Базальтовый магматизм триаса, проявленный на огромном пространстве северной Евразии, несомненно имеет мантийные корни. В Тянь-Шане, как и на Урале, можно видеть периферийную область Сибирского триасового плюма, которая проявляется отдельным во времени событием разогрева коры с появлением соответствующих цирконовых возрастов. Альтернативой может быть влияние субдукции на южной активной окраине Евразии, однако последняя охватывает лишь северный Памир.

Данное рассмотрение является частью общего вопроса о взаимодействии кинематики литосферных плит и плюмов [3]. На тяньшаньском материале в разные периоды палеозоя – триаса мы видим 1) ареальные проявления в основном базитового магматизма, вызванные подъемом горячих мантийных масс (плюмы), 2) линейные пояса субдукционно-коллизионного существенно гранитоидного магматизма, наведенного движением обширных литосферных плит и 3) сочетание первого и второго типа обстановок в начале девона и в начале перми. Это сочетание называют обычно постколлизионным, но можно ли объяснить его только коллизией и не является ли тогда сама коллизия в некоторых случаях следствием разогрева верхней мантии?

Литература

1. *Бискэ Ю.С., Табунс Э.В.* Доколлизионные базальты в Атбаши-Кокшаальских герцинидах (Центральный Тянь-Шань) и их геодинамическая природа // Докл. РАН., 1996. Т.348, № 1. С. 81-84.
2. *Гесь М.Д.* Террейновая структура и геодинамическая эволюция каледонид Тянь-Шаня. Нац. Акад. Наук Кыргызской респ., Бишкек, 2008. 158 с.
3. *Добрецов Н.Л.* Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003. Т. 44, № 12, с.1243-1261.
4. *Carroll A.R., Graham S.A., Hendrix M.S.* Late Paleozoic tectonic amalgamation of Northwestern China: sedimentary record of the northern Tarim, northwestern Turpan and southern Junggar Basins // Geol. Soc. of America Bull., 1995, Vol.107, N5. P. 571-594.
5. *Konopelko D., Seltmann R., Biske G., Lepekhina E., Sergeev S.* Possible source dichotomy of contemporaneous post-collisional barren I-type versus tin-bearing A-type granites, lying on opposite sides of the South Tien Shan suture // Ore Geology Review, 2009, 35, pp. 206-216.
6. *Seltmann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S.* Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatism evolution of the Tien Shan orogenic belt // Journal of Asian Earth Sciences, 2010, doi:10.1016/j/jseaes/2010/08/016
7. *Xia L., Li X., Xu X., Xia Z., Ma Z., Wang L.* Petrogenetic evolution of the Bayan Gol ophiolite — geological record of the Early Carboniferous Red Sea Type ocean basin in the Tian Shan Mountanes, Northwestern China // Acta Geol. Sinica. 2005, V. 79, pp. 174-192.
8. *Zhang Chuanlin, Li Zhengxiang, Li Xianhua, Xu Gangyi, Ye Minhai.* A Permian large igneous province in Tarim and Central Asian orogenic belt, NW China: results of a ca. 275 Ma mantle plume? // Geol. Soc. of America Bull. 2010,№ 11-12, pp. 2020-2040.

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКИЙ КРАТОНВ ДОКЕМБРИИ: РОСТ, КРАТОНИЗАЦИЯИ ДЕСТРУКЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Богданова С.В.

Геологический Институт Лундского Университета, Швеция
(Svetlana.Bogdanova@geol.lu.se)

Проблема образования кратонов (древних платформ), роста, консолидации и деструкции их литосферы, особенно в аспекте суперконтинентальных циклов, находится на переднем крае фундаментальных исследований в области наук о Земле. Они являются также ключевыми для стратегии поиска полезных ископаемых.

Современный уровень геологического и геофизического картирования, изотопно-геохимических и геохронологических данных Восточно-Европейского кратона (ВЕК) ставит его в ряд наиболее изученных докембрийских континентов Мира. Как и другие докембрийские кратоны, ВЕК состоит из разнородных коровых сегментов (континентальных блоков с архейским ядром), постепенно коллидировавших один с другим в раннем протерозое. Три главных сегмента, названных автором Фенноскандия, Сарматия и Волго-Уралия [8, 12, 13], кардинально различаются как архейской, так и палеопротерозойской историей формирования коры и геофизическими характеристиками. Коллизионные границы сегментов раннего протерозоя унаследованы и маркированы главными рифейскими авлакогенами, Пачелмским, Среднерусским и Волыно-Оршанским [9, 13, 14]. Именно эти структуры приняты как границы сегментов коры и литосферы ВЕК. С сегментами в общих чертах совпадают также крупнейшие сателитные (MAGSAT) аномалии магнитного поля, отражающие крупные провинции литосферы с разной намагниченностью верхней литосферы [13, 17]. Сегменты отличаются по структурному рисунку коры, отраженному в распределении гравитационных и магнитных аномалий, дискордантному на границах сегментов, а сейсмические разрезы и моделирование теплового поля указывают на существенные различия в строении коры и мантии сегментов как минимум до глубин 100 км [1, 2, 5, 6, 10, 11, 16]. Палеомагнитные реконструкции также свидетельствуют об автономности позиции и движения континентальных блоков ВЕК до 1800-1700 млн. лет [4].

Гетерогенность литосферы ВЕК вызывает целый ряд вопросов о том:

- Каким образом произошел ее рост в разных сегментах до того, как они трансформировались в единый стабильный блок с мощным осадочным чехлом?

- В чем выражен процесс кратонизации и какова роль архейской предистории литосферных сегментов ВЕК?

- Какова продолжительность кратонизации ВЕК и ее связь с образованием суперконтинентов?

- Каковы причины и следствия деструкции литосферы ВЕК в докембрии? И был ли он декратонизирован?

Вопросы такого характера находились в круге интересов Виктора Ефимовича Хаина [3, 7, 8], памяти которого я посвящаю свой доклад.

Литература

1. *Гейко В.С., Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В.,Заец Л.Н.* Региональная 3-D Р-скоростная модель мантии Сарматии (юго-запад Восточно-Европейской платформы) // Геофизический Журнал. 2005. Т. 27. N 6. С. 927-939.
2. *Гинтов О.Б., Пашкевич И.К.* Тектонофизический анализ и

геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита // Геофизический Журнал. 2010. Т. 32. N 2. С. 3-27.
3. *Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный Мир, 2004. 610 с.
4. *Лубнина Н.В.* Восточно-Европейский кратон от неоархея до палеозоя по палеомагнитным данным // Автореферат на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Геологический факультет. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 2009. 41 с.
5. *Минц М.В.* Глубинное строение и эволюция раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона: данные по профилям 1-ЕВ, 4V, Татсейс, ЭГГИ, FIRE-1, FIRE-4, ERSV-2003-2005 // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования / ред. А. А. Липилин, О. В. Петров: ВСЕГЕИ. С. 106-109.
6. Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии по сейсмическим данным // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. Очерки по региональной геологии России. М.: ГЕОКАРТ:ГЕОС 2006: Т. 2. С. 559-599.
7. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный Мир, 2001. 604 с.
8. *Хаин В.Е., Леонов Ю.Г.*(ред.) Международная Тектоническая Карта Европы и Прилегающих Областей, масштаб 1: 5 000 000. - Париж: IUGS/UNESCO/CGMW, 1996.
9. *Хераскова Т.Н., Антипов М.П.,Волож Ю.А.* А.А. Богданов и проблемы тектоники Восточно-Европейской платформы // Бюл. МОИП, отд.геологии. 2007. Т. 82. № 1. С. 12-23.
10. *Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н.* Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией. Ч. II // Геофизический Журнал. 2010. Т. 32. № 1. С. 3-19.
11. *Artemieva I.M.* Lithospheric structure, composition, and thermal regime of the East European Craton: implications for the subsidence of the Russian platform // Earth and Planetary Science Letters. 2003. Т. 213. С. 431-446.
12. Bogdanova S.V. Segments of the East European Craton // EUROPROBE in Jablonna 1991: European Science Foundation - Polish Academy of Sciences 1993.С. 33-38.
13. *Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatschev R., Orlyuk M.* Riphean rifting and major Palaeoproterozoic boundaries in the East European Craton: geology and geophysics // Tectonophysics. 1996.Т. 268. С. 1-22.
14. *Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Y.A.* The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Research. 2008. Т. 160. № 1-2. С. 23-45.
15. *Gorbatschev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Research. 1993. Т. 64. С. 3-22.
16. *Kukkonen I.T., Lahtinen R.* (ред.) Finnish Reflection Experiment FIRE 2001-2005 // Geological Survey of Finland Special Paper. Espoo, 2006: Т. 43. 247 с.
17. *Wustefeld A., Bokelmann G., Barruol G.* Evidence for ancient lithospheric deformation in the East European Craton based on mantle seismic anisotropy and crustal magnetics // Tectonophysics. 2010.Т. 481. № 1-4. С. 16-28.

УГЛЕВОДОРОДНЫЙПОТЕНЦИАЛ ЗАПАДНОЙ АРКТИКИ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НОВЫХ ОТКРЫТИЙ

Богоявленский В.И. [а], **Полякова ИД.** [б]

[а] *Институт проблем нефти и газа РАН,* [б] *Геологический институт РАН, Москва, Россия*
(*vib@pgc.su; borukaeva@yandex.ru*)

Введение

В широком диапазоне научных интересов академика Виктора Ефимовича Хаина с давних пор видное место занимала нефтегазовая геология, с которой он начал свой творческий путь в Бакинском нефтяном институте и тресте «Азнефтеразведка», где занимался геологической съемкой перспективных нефтегазоносных районов Азербайджана. Интерес к нефтегазовой геологии Виктор Ефимович сохранял на протяжении всей своей жизни. Он считал, что главными объектами ее изучения в XXI веке должны стать Арктика и глубоководные части континентальных окраин Мирового океана. Под редакцией Н.А.Богданова и В.Е.Хаина вышли в свет тектонические карты окраинных и внутренних морей России, в объяснительных записках к которым есть раздел, характеризующий перспективы нефтегазоносности. Этот цикл работ завершился в 2009 г. изданием монографии по Восточно-Арктическим морям. Виктор Ефимович был координатором арктического проекта Программы Президиума РАН № 23, направленного на разработку критериев поиска и прогнозирование уникальных месторождений углеводородов шельфа и континентального склона Арктики. Мы продолжаем исследования в намеченном им русле и посвящаем его светлой памяти наше сообщение.

Уникальные и крупные месторождения Западной Арктики

Первоочередным объектом поиска, разведки и освоения нефтегазовых ресурсов полярного шельфа стала акватория Западной Арктики (Баренцево, Печорское и Карское моря), превратившаяся к концу двадцатого столетия в крупную базу нефтегазовой промышленности России. Здесь к 2000 г. было открыто 16 месторождений, в числе которых уникальные газоконденсатные – Штокмановское (1988), Русановское (1989) и Ленинградское (1990) с суммарными запасами и ресурсами газа около 10 трлн м^3. Последние два многопаластовых месторождения открыты четырьмя скважинами на акватории Карского моря в 120-220 км северо-западнее Харасавэйского месторождения. Все скважины остановлены в нижнем мелу на глубинах 2373-2550 м, при этом наиболее глубокий забой имеет скважина Русановская-1. Максимальные абсолютно свободные дебиты газа достигают 1,5–1,9 млн м^3/с.

В последнее десятилетие количество открытий увеличилось за счет Карского шельфа, в котором ООО “Газфлот” выполнил значительный объем геологоразведочных работ в Обской и Тазовской губах, прирастив запасы газа более 1,2 трлн м^3 (в основном сеноман). Новые месторождения располагаются вблизи хорошо развитой инфраструктуры арктических районов Западной Сибири с крупнейшими нефтегазоконденсатными месторождениями (Уренгойское, Ямбургское, Медвежье, Заполярное, Бованенковское, Харасавэйское, Крузенштерновское и др.). Однако возможности добычи дешевого газа из легкодоступных залежей верхней части осадочного чехла не бесконечны, и в ближайшем будущем придется планомерно осваивать нижние горизонты, в которых можно встретить скопления широкого спектра нафтидов.

Термобарогеохимические предпосылки новых открытий.

В Южно-Карском регионе, объединяющем наземные и морские

арктические районы Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (НГБ), горизонты нижнего структурного этажа (неоком, юра, триас и палеозой) мало или практически совсем не разведаны. Приуроченные к нижнему этажу зоны аномально высоких пластовых давлений (АВПД) способствуют сохранению нефтематеринских и коллекторских качеств отложений, создавая благоприятные предпосылки для обнаружения крупных залежей не только газа, но и нефти.

Среди глинистых горизонтов обладающих нефтематеринскими и экранирующими свойствами, выделяются феноменальной обогащенностью планктоногенным органическим веществом (ОВ) битуминозные отложения баженовской свиты (титон-нижний берриас), которые часто называются баженовитами. В центральных и западных частях Западно-Сибирского НГБ они залегает в интервале глубин 2-3 км и находятся в главной зоне нефтеобразования, являясь основным генератором нефтей. Во впадинах и прогибах арктических районов баженовиты погружаются на глубины до 5 км и выделяются в разрезе преимущественно по геофизическим данным. Возможности их непосредственного изучения в этих районах ограничены немногими глубокими и двумя сверхглубокими скважинами Тюменской СГ-6 и Ен-Яхинской СГ-7.

В обеих СГ скважинах, расположенных в зоне Уренгойской группы нефтегазоконденсатных месторождений (Большой Уренгой), баженовиты имеют близкие глубины залегания, не превышающие 4 км, и практически одинаковую геохимическую характеристику ($С_{орг}$ = 1.68-9.83 %, $Б_{хл}$ = 0.32-1.51 %, HI = 200-590 мгУВ/г$С_{орг}$), свидетельствующую о сохранении высокого генерационного потенциала отложений. Катагенетическая преобразованность ОВ в баженовитах Тюменской СГ-6 и Ен-Яхинской СГ-7 соответствует главной зоне нефтеобразования и по геохимическим особенностям ОВ эти отложения практически не отличается от таковых в центральной части бассейна.

В кровле верхнеюрских отложений на глубинах до 5 км в наземных и морских арктических районах Западно-Сибирского НГБ катагенез ОВ проявился в широком диапазоне, охватывающем градации прото - ($ПК_3$), всего мезо- ($МК_1$–$МК_5$) и начального апокатагенеза ($АК_1$). Наименее преобразованное ОВ, соответствующее градациям $ПК_3$ и $МК_1$, распространено в бортовой части бассейна. В его внутренней части, охватывающей Южно-Карскую, Антипаютинскую, Большехетскую, Надымскую, Енисейскую мегавпадины и Центрально-Таймырский мегапрогиб, располагается зона $МК_3$. Депоцентры названных отрицательных структур занимают зоны $МК_4$ и $МК_5$, при этом зона $МК_5$ имеет самую большую площадь в Карской акватории. В ней на глубинах более 4.4 км преобразования ОВ предположительно соответствуют градации $АК_1$.

О геохимических характеристиках ОВ, находящегося в прогнозируемых на карте зонах среднего-позднего мезокатагенеза и начального апокатагенеза, можно составить представление на основании аналогий с Североморским, Анадарко и Пермским НГБ, где глинистые обогащенные планктоногенным ОВ формации содержат практически не подвергшиеся деструкции битумоиды и сохраняют значительную потенцию к нефтеобразованию ($С_{орг}$ = 3.6-5 %, HI = 110-650 мгУВ/г$С_{орг}$, β = 10-22 %) соответственно на глубинах 4.8, 7.4 и 8.4 км при температуре до 200-230 ^{0}С и катагенезе $АК_{1-3}$. Судя по этим данным, генерация жидких углеводородов в промышленных количествах в богатых ОВ породах происходит в широком диапазоне температур и катагенетической преобразованности. Очевидно, что баженовиты не являются исключением из общего правила и должны сохранять способность генерировать в промышленных количествах нефть, конденсат и жирный газ на большей части площади арктических районов Западно-Сибирского НГБ. Характерные для баженовитов АВПД

снижают влияние температур на скорость катагенетических превращений ОВ и деструкцию жидких углеводородов, что сохраняет генерационный потенциал отложений на больших глубинах.

В мегавпадинах и желобах бассейна на глубинах 4-7 км залегают нефтегазоматеринские глинистые горизонты юры и осадочного триаса, в которых распространено смешанное по составу ОВ и средние содержания $C_{орг}$ составляют около 1%. В скважине Тюменская СГ-6 ОВ сохраняет HI в диапазоне 120-50 мгУВ/г$C_{орг}$ до градации $МК_4$. Ниже его значения резко снижаются и на градациях $МК_5$-$АК_3$ не превышают 15-10 мгУВ/г$C_{орг}$. Содержания битумоида не превышают сотые доли процента до глубины 5 км, после чего они падают до тысячных или присутствуют в еще меньших количествах (следы). Аналогичным образом ведет себя в разрезе показатель битуминозности β.

Увеличивающаяся с глубиной алифатизация битумоидов свидетельствует о развитии деструкции, наиболее явно проявившейся на уровне катагенеза $МК_5$ и $АК_1$. В нижней части осадочного чехла Южно-Карского региона нефтегазоконденсатные залежи могли формироваться до конца $МК_4$, а газовые – до конца $МК_5$ и в АК. Вулканогенно-осадочный пермотриас практически бесперспективен в плане обнаружения сингенетичных залежей УВ.

Во многих регионах мира ведется целенаправленный поиск месторождений нефти и газа на больших глубинах, завершающийся в ряде случаев их открытиями в зонах высоких пластовых давлений и температур. Такие результаты получены и в акваториях, в частности, Северного моря и Мексиканского залива, где в настоящее время выявлены и осваиваются газоконденсатные и нефтяные месторождения на глубинах 6-10,5 км.

В Южно-Карском регионе глинистые горизонты нижнего мела, юры и триаса, представляющие собой региональные покрышки, способствуют образованию «закрытых систем» с АВПД, приводящими к сохранности и новообразованию коллекторских свойств в песчано-алевролитовых породах на больших глубинах.

Обобщенный анализ изменений с глубиной коэффициентов открытой пористости (Кп) и коэффициентов аномальности давлений (Кан) для площади расположения группы Уренгойских месторождений (Большой Уренгой) показал, что на глубинах до 3-3.2 км при пластовых давлениях, близких гидростатическим, наблюдается значительное уменьшение пористости пород за счет их литостатического уплотнения. В зоне АВПД в нижнемеловых (ачимовских) отложениях тренд кардинально изменяется: среднее значение Кп стабилизируются около 15 % и практически не меняется с погружением в юрском комплексе. По данным бурения СГ-6 и СГ-7 в доюрских породах (пермотриас) АВПД находится на среднем уровне около Кан = 1.9, при этом периодически фиксируются хорошие коллекторские свойства резервуаров до 18-20% (в среднем 14 %) и значительное насыщение углеводородными газами.

В западной части п-ова Ямал на площади Бованенковского, Харасавэйского и Крузенштернского месторождений пластовые давления начинают существенно превышать гидростатические в нижнемеловых отложениях. Данная площадь на современном уровне изученности является самой аномальной зоной региона как по значениям АВПД (на глубинах 2400-3500 м Кан достигает 1.8-2.05), так и по пластовым температурам (средние градиенты 3.6-4.4^{0}С/100 м). Здесь, и на ряде других площадей Южно-Карского региона, также подтверждается сохранность хороших коллекторских свойств в нижнем структурном этаже в зоне АВПД, что позволяет надеяться на открытие новых крупных залежей углеводородов.

Проведенный термобарогеохимический анализ свидетельствует о возможности существенного увеличения ресурсной базы страны с долгосрочной добычей в Южно-Карском регионе не только газа, но и нефти с конденсатом.

О ПРОСТРАНСТВЕННОЙ УПОРЯДОЧЕННОСТИ И УНАСЛЕДОВАННОСТИ В ХОДЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Божко Н. А.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(bozhko@yandex.ru)

Проблема упорядоченности в структурном плане Земли всегда находилась в центре внимания В.Е.Хаина и специально изучалась им, что нашло отражение в нескольких его работах [3 и другие]

В докладе затрагивается одна из сторон этой многоплановой проблемы, относящаяся к пространственным закономерностям, проявляющимся в локализации циклов Вильсона при формировании и распаде суперконтинентов, размещении процессов континентального рифтогенеза, коллизий типа континент-континент и др.

Существование нескольких суперконтинентов в истории Земли и суперконтинентальной цикличности в настоящее время практически общепризнано. Вместе с тем, далеко не однозначны существующие взгляды на процесс распада и сборки суперконтинентов. Значительная часть исследователей полагает, что фрагменты континентальной коры образовавшиеся после распада суперконтинента могут испытывать произвольные, хаотические перемещения по поверхности Земли до того как соединиться в новый суперконтинент. Другая часть считает, что события происходят на фоне устойчивого структурного плана, который обеспечивает в относительное постоянство пространственного расположения зон растяжения и сжатия, включая новообразование и закрытие океанов.

В пользу второй точки зрения свидетельствуют историко-геологические данные, о неоднократных проявлениях циклов Вильсона вдоль одних и тех же глобальных направлений.

К числу наиболее весомых аргументов такого рода является геологическая история восточной части Северной Америки, прилегающей к Атлантическому океану. Она включает раскрытие трех и закрытие двух океанов в одной и той же полосе субмеридионального направления. Развитие мезопротерозойского океана Уранус завершилось формированием Гренвильского гранулитового пояса на уровне около 1000 млн. лет. Замыкание палеозойского океана Япетус, заложенного на гренвильском фундаменте привело к формированию Аппалачского орогена параллельного Гренвильскому поясу. Раскрытие Атлантики в мезозое произошло по этому же плану, как бы следуя родословной согласно греческой мифологии (Уранус-Япетус-Атлантис) [7].

Раскрытиям современной Южной Атлантики и Индийского океана предшествовало существование в рифее-венде океанов Адамастор и Мозамбикского.

В истории Средиземноморского полициклического межконтинентального подвижного пояса можно выделить по крайней мере два повторных океанических раскрытия, разделенных периодом существования Пангеи – в позднем протерозое-палеозое и мезозое-кайнозое. Этот и другие примеры обусловили возникновение терминов «аккордеонный эффект», «аккордеонная тектоника», «open and close tectonics», [1,6,7]

Содержание центральной части доклада находится в русле этих идей, однако, посвящено изложению авторского подхода к рассматриваемой проблеме [1], а именно анализу высокобарических гранулито-гнейсовых поясов (ГГП). Эти пояса представляют собой протяженные линейные структуры, сложенные полициклическими глубокометаморфическими комплексами - гранулитовой и высокой степени амфиболитовой фации со значительным участием переработанных пород,

обладающие сложной покровно-надвиговой структурой и проявляющие в течение всей своей эволюции в том или ином виде эндогенную активность.

Высокобарические гранулиты данных поясов формируются в результате кратковременных тектонических событий и развития одноактного метаморфизма в компрессионном синкинематическом режиме при давлениях от 9 до 15 кбар и выше и температурах от 700 до 950 градусов Цельсия, с характерными почти изотермальными декомпрессионными P-T трендами.

Для образования ГГП наибольшей популярностью пользуется коллизионная модель Гималайского типа. Она предполагает тектоническое скучивание и переутолщение коры вплоть до сдваивания ее мощности (60-80 км) в ходе континентальной коллизии, сопровождающееся гранулитовым метаморфизмом с последующей относительно быстрой эксгумацией гранулитов, в условиях утонения коры за счет эрозии и тектонической денудации. Указанная модель согласуется с коллизионным характером внутренней структуры гранулитовых поясов, представляющей обычно нагромождение тектонических покровов. Она достаточно полно исследована теоретически с использованием одномерного и двухмерного физико-математического моделирования и расчета теоретических *P-T* трендов эволюции пород [4,5].

В свете этой модели высокобарические ГГП представляют собой глубокие корни орогенов, испытавшие утолщение коры, частичное плавление, и **с**инколлизионный гранулитовый метаморфизм. О выступают как показатели древних межконтинентальных коллизий, а следовательно и предшествующих им раскрытий. Из этого следует, что, если в одном и том же ГГП устанавливается несколько этапов гранулитового метаморфизма, разделенных длительными интервалами в сотни млн лет, то можно предполагать, что эволюция этого пояса отмечена неоднократными межконтинентальными коллизиями и предшествующими океаническими раскрытиями. Именно такая картина вырисовывается в результате анализа эволюции ГГП, важной отличительной особенностью которых является полицикличность и полиметаморфизм.

В известном **Гренвильском поясе** на востоке Северной Америки широко проявлен гранулитовый метаморфизм, в том числе и высокобарический на уровне 1000-1200 млн. лет в связи с коллизией края Североамериканского кратона с континентальной массой располагавшейся на юго-востоке. Вместе с тем, имеются данные об эксгумации архейских (около 2600 млн. лет) гранулитов в 30 км к югу от Гренвильского фронта в полосе параллельном ему. Кроме того, установлены высокобарические гранулиты с возрастом 1650 млн. лет, возникшие в ходе Лабрадорской орогении.

В шарьяжных пластинах **Беломорско-Лапландского пояса Балтийского щита** фиксируются признаки метаморфических преобразований протолитов в условиях гипердавлений в архее, но почти все геохронологические датировки гранулитов находятся в пределах 1.95-1.85 млн. лет, отражая коллизионные события в Лапландском поясе, «вложенном» в структуру беломорид. В рифее вдоль субстрата Беломорского пояса проявился континентальный рифтогенез.

В истории геологического развития **Джугджуро-Становой складчатой области** устанавливается по крайней мере три раннедокембрийских эпизода высокоградного гранулитового метаморфизма [2] с возрастом 2.83–2.85, 2.60–2.65 и 1.88–1.90 млрд. лет. При этом, позднеархейские метаморфические события, связываются с амальгамацией и последующей коллизией террейнов, ныне представляющих собой позднеархейское гранулитовое основание Джугджуро-Становой складчатой области, с Олекмо-Алданской континентальной микроплитой. Раннепротерозойские проявления метаморфизма гранулитовой фации сопровождали закрытие океана

разделявшего Алданский щит и Джугджуро-Становую складчатую область, что привело к формированию Пристанового пояса, или Пристановой сутурной зоны. Этот коллизионный шов продолжал функционировать и в фанерозое (от ранней юры до раннего мела), что выразилось в развитии мощных зон сдвиговых деформаций и зеленосланцевого диафтореза.

В **Транссеверокитайском орогене**, разделяющем западный и восточный блоки Северо-Китайского кратона выделяются две генерации высокобарического метаморфизма- на уровне 2500 млн. лет и 1850 млн. лет, пространственно совмещенные между собой. Оба они связываются с межконтинентальными коллизиями и закрытиями океанов. Первая генерация ассоциирует с древнейшими офиолитами. В перерыве между этими событиями и в последующую геологическую историю Транссеверокитайский ороген являлся ареной континентального рифтогнеза и развития дайковых комплексов.

В гранулитовом поясе **Жеки- Итабуна – Курака (Атлантическом)** на западе кратона Сан-Франциску в Бразилии совмещены по существу 2 пояса-западный (Жеки). Пережиший 2 этапа гранулитового метаморфизма высоких давлений-3.1-2.9 млрд. лет и восточный, прилегающий к Атлантическому океану - на уровне 2 млрд. лет.

В гранулитовом **поясе Рибейра** установлено 2 этапа гранулитового метаморфизма. Первый связан с Трансамазонской орогенией, датирован интервалом 2.2-1.9 млн. лет и представлен ортогранулитовыми гнейсами комплекса Жуис де Фора. Второй проявился в интервале 565-595 млн. лет и отражает коллизию в Бразильском (Пан-Африканском цикле) неопротерозойской континентальной дуги Рио Негро и ее основанием на краю кратона Конго с кратоном Сан-Франсиску и комплексом Жуис де Фора. В мезозое вдоль поясов Рибейра и Атлантического произошло раскрытие Южной Атлантики;

В **Камерунском поясе** зафиксированы три различные эпохи гранулитового метаморфизма: 2900 млн лет (чарнокиты Эболова), 2050 млн лет (Серия Нтем) и 600 млн лет (серия Ньонг)

В Центральной зоне коллизионной структуры **пояса Лимпопо**, расположенного между архейскими кратонами Каапваальским и Зимбабве проявилось три дискретных этапа высокобарического метаморфизма: на уровнях 3200 -3100 млн. лет, 2650 – 2520 млн. лет и 2000 ± 0.05 млн. лет. В фанерозое в поясе Лимпопо отчетливо проявился континентальный рифтогенез эпохи Карру.

В **Мозамбикском поясе**- классической структуре этого рода, последний этап высокобарического гранулитового метаморфизма, широко проявленный на уровне 640-550 млн. лет, в Пан-Африканскую эпоху отражает коллизию между восточной и западной Гондваной после закрытия Мозамбикского океана.. Вместе с тем, в пределах пояса проявилось три более ранних этапов гранулитового метаморфизма: в интервале 2654-2598 млн лет; 1999 млн. лет связан с коллизионными событиями и закрытием океанического бассейна в поясе Усагара, облекающего кратон Додома с юго-востока и уровне1200-1000 млн. лет (гранулиты Лурио).

Фанерозойская история Мозамбикского пояса включает континентальный рифтогенез эпохи Карру, раскрытие вдоль него Индийского океана и развитие в его пределах кайнозойской Восточно-Африканской рифтовой системы.

Продолжением Мозамбикского пояса в Антарктиде является **пояс Мод.** В его пределах установлено 2 этапа гранулитового метаморфизма гнейсов, соответствующим коллизиям континент-континент: 1090-1030 млн. лет и 565-530 (530-515) млн. лет во время Пан-африканской орогении

Восточно-Гатский гранулитовый пояс протягивается на 1000 км вдоль восточного побережья Индии и характеризуется сложной полиметаморфической эволюцией, отраженной в его зональном строении.

Выделяется четыре меридионально вытянутые зоны. В западной чарнокитовой зоне присутствие архейских гранулитов с возрастом около 3 млрд. лет и протерозойских на уровне 1. 6 млрд. лет. В центральной и восточных частях пояса отчетливо проявился гранулитовый метаморфизм гренвильского возраста, в интервале 950-1170 млн. лет. Пан-Африканские датировки (500-600 млн. лет) в Восточных Гатах отражают переработку древних пород и не достигают гранулитовой фации метаморфизма

В Центральной Австралии в сопряженных блоках Аранта и Масгрейв-Олбени Фрезер прослеживается несколько дискретных проявлений гранулитового высокобарического метаморфизма: 1745-1730 млн. лет в процессе поздней фазы орогении Стренгвейс (Аранта); 1200-1160 млн лет в поясе Масгрейв-Олбени Фрезер (орогения Масгрейв); Кроме того, в этой зоне прошли процессы позднедокембрийского континентального рифтогенеза (авлакогены Амадеус, Нгалия) и орогении Петерманн (кембрий) и Алис Спрингс (девон-карбон).

Из данного обзора следует, что высокобарические ГГП испытывали в своей эволюции неоднократные проявления коллизионного гранулитового метаморфизма, оставаясь тектонически активными и в этапы отсутствия таких событий. Таким образом, постоянная повышенная мобильность является неотъемлемой чертой рассматриваемых поясов.

В различных конкретных суперконтинентальных циклах ГГП проявляли себя неоднозначно. Определенная часть таких поясов предопределяла распад и сборку суперконтинентов, тогда как другая часть, не вовлеченная на данном этапе в полный цикл Вильсона, сохраняла и демонстрировала тектоническую активность в виде тектоно-термальной переработки пород, континентального рифтинга, внутриплитных деформаций и магматизма. В другом цикле картина могла изменяться и в океанообразование вовлекалась другая группа ГГП.

Существование подобных унаследованных полициклических поясов как структур контролирующих проявления циклов Вильсона в истории Земли, предопределявших континентальный рифтогенез и повторные раскрытия и закрытия океанических бассейнов указывает на упорядоченный характер глобального структурного плана в рамках которого протекают плитно – тектонические процессы. Оно противоречит представлениям о беспорядочной перетасовке фрагментов континентальной коры в процессе раскрытий и закрытий древних океанов, при формировании и распаде суперконтинентов.

Из этого следует, что расположение континентов в суперконтинентах разного возраста не должно принципиально отличаться по своей ориентировке в пространстве.

Вместе с тем, речь не идет о точном соответствии конфигурации разновозрастных океанов, возникающих вдоль конкретного ГГП или полном сходстве внутренней структуры этих поясов на разных этапах эволюции. К тому же разобщения континентальных фрагментов, их обратное сближение определялись в значительной степени трансформными разломами и сдвигами. Можно сделать вывод о существовании в структуре Земли своеобразных пермобильных зон, границы которых определяют только направления и общие, приблизительные ограничения пространства локализации возможных циклов Вильсона от их полного до частичного проявления.

Литература

1. Божко Н.А. Высокобарические гранулито – гнейсовые пояса, аккордеонная тектоника и упорядоченный структурный план Земли. Материалы XIV Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия: Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. С. Петербург. 2007 г. С.52-54.

2. Глебовицкий В. А., Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Ларин А. М., Великославинский С. Д. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма. Геотектоника 2009. N4. С.3-15.
3. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. Москва. Научный Мир. 2003 г.. 346 стр.
4. England, P. C. & Thompson, A. B. (1984). Pressure–temperature–time paths of regional metamorphism, I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. Journal of Petrology 25, 894–928.
5. Henry P., Le Pishon X., Goffe B. Kinematics, thermal and petrological model of the Himalayas: constrains related to metamorphism within the underthrust Indian crust and topographic elevation. Tectonophysics. 1997. V.273. P.31-56.
6. Jiang Chunfa. From the polycyclicity theory to open-and-close tectonics. Journal of Southeast Asian Earth Sciences. 1996. Volume 13, Issues 3-5, Pages 279-286
7. Williams H., Dehler S. A., Grant A.C. and Oakey G.N. Tectonics of Atlantic Canada. Geoscience Canada Vol. 26 N. 2. 1999. P.51-70

РУДНЫЙ КОМПЕКС ДОКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТИТОВ

Бочаров В.Л.

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия (gidrogeol@mail.ru)

Апатитовые месторождения в карбонатитовых комплексах довольно многочисленны и уже в настоящее время играют определенную роль в общем балансе агрохимического сырья страны (разведанные запасы 830 млн. тонн, в том числе P_2O_5 – 140 млн. тонн). Следует отметить, что рудный комплекс карбонатитовых месторождений включает кроме апатита, магнетита, ильменита, слюды, редкие металлы, редкие земли, стронций.

При существующих темпах роста производства фосфорных удобрений разведанных запасов фосфатного сырья уже в ближайшее время будет недостаточно. Наиболее перспективный путь расширения сырьевой агрохимической базы – вовлечение в промышленное использование апатитовых месторождений карбонатитового типа. Актуальна эта проблема не только для районов Сибири и Дальнего Востока, но и юга Европейской части страны, где известны апатитовые проявления в карбонатитовых комплексах докембрийского возраста и существуют крупные предприятия по производству минеральных удобрений. Следует учесть, что потребность сельского хозяйства в высококачественных фосфатсодержащих удобрениях удовлетворяется в нашей стране не полностью.

Имеющиеся к настоящему времени обобщения по апатитоносности карбонатитовых комплексов касаются в основном фанерозойских карбонатит-щелочно-ультраосновных массивов [8]. Исключение составляет массив Палабора (Южная Африка), возраст которого 2047 ± 11 млн. лет (U-Pb радиохронометрия по торианиту и бадделеиту [10]). Особый интерес в связи с этим приобретает изучение апатитового оруденения в докембрийских линейно-трещиных массивах, одним из наиболее перспективным среди которых является Дубравинский, расположенный в юго-западной части КМА [4].

Однако собственно апатитоносные образования локализуются в сравнительно ограниченных интервалах, характеризующихся чередованием относительно богатых апатитом участков с бедными и даже лишенными оруденения. В соответствии с классификацией апатитовых месторождений и с учетом апатитосодержащих минеральных парагенезисов в пределах месторождения выделены четыре типа апатитоносных пород и руд (таблица). Первый тип – апатит-сфен-силикатный – соответствует по-нашему мнению докарбонатитовому, а остальные три – апатит-силикатный в силикокарбонатитах, апатит-карбонатный в мела- и лейкокарбонатитах и апатит-магнетитовый в нельсонитах – собственно карбонатитовому этапу. Отметим, что основная масса фосфора сосредоточена в карбонатитах, то есть наиболее продуктивным в отношении апатитового оруденения был карбонатитовый этап развития рудно-магматической системы, хотя отдельные локальные скопления богатых апатитовых руд связаны с ранними силикатными породами [2].

Апатит-сфен-силикатные руды установлены в крупно-зернистых (пегматоидных) пироксенитах центральной части щелочно-карбонатитового интрузива. Апатит образует гнездообразные скопления крупных (до 1,5-2 мм) кристаллов, при этом гнезда окаймлены мелкочешуйчатым биотитом. Кроме того, в пироксенитах присутствует мелкозернистый (0,1-0,2 мм) апатит. Руды отличаются высоким содержанием фосфора, однако апатитовые участки маломощные (0,3-1 м). Необходимо отметить, что для этого типа апатитовых руд обычна ассоциация апатита со сфеном в сравнительно

слабокарбонатизированных разновидностях пироксенитов [9].

Апатит-силикатные руды в силикокарбонатитах не отличаются высоким уровнем концентрации апатита, но охватывают обширную группу пород, более-менее равномерно насыщенных фосфором. По мнению Ю.А. Багдасарова [1], рудовмещающие породы отвечают кальцит- или доломитсодержащим пироксен-амфибол-слюдистым метасоматитам. Апатит в них распределен неравномерно: наряду со шлировидными обособлениями в ассоциации с амфиболом, биотитом, кальцитом присутствует равномерно рассеянная вкрапленность мелко-среднезернистого апатита, часто вместе со сфеном и магнетитом. Мощность обогащенных апатитом участков, выделяемых по содержанию фосфора в качестве рудных тел, достигает 50-80 м, однако шлировые обособления апатита в их пределах довольно редки.

Таблица. Содержание P_2O_5 в рудах докембрийских апатитовых месторождений (%)

Типы апатитоносных пород и руд	Кол-во определений	Содержание P_2O_5		
		от	до	среднее
Дубравинское (КМА)				
Апатит-сфен-силикатный в пироксенитах	5	18,5	24,8	22,5
Апатит-силикатный в силикокарбонатитах	21	2,25	9,2	5,11
Апатит-карбонатный в карбонатитах	20	2,82	12,5	7,34
Апатит-магнетитовый в нельсонитах	21	8,62	22,5	17,15
Средневзвешенное по рудам	67			7,45
Новополтавское (черниговский комплекс, Украинское Приазовье, [7])				
Апатит-силикатный в твейтозит-пироксенитах	3	3,02	11,79	6,92
Апатитовый в кимберлитовых карбонатитах	14	3,2	5,54	4,12
Апатит-карбонатный в севитах, альвикитах, бефорситах	148	1,83	12,59	3,93
Апатит-магнетитовый в фоскоритах	7	6,9	28,56	15,74
Средневзвешенное по рудам	172			6,85
Тикшеозерское (Северная Карелия, [6])				
Апатит-карбонатный в карбонатитах	106	3,45	11,4	7,4
Апатит-титаномагнетитовый в пироксенитах	27	3,27	6,46	4,86
Апатит-сфен-силикатный в пироксенитах	6	2,64	5,41	4,05
Средневзвешенное по рудам	139			5,44

Апатит-карбонатные руды локализованы в дайкообразных телах разнозернистых лейкокарбонатитов. Крупнозернистые севиты содержат, главным образом, шлировидные выделения хорошо образованных идиоморфных кристаллов апатита размером до 2 мм, ассоциирующих со сфеном, магнетитом и ильменитом. В мелкозернистых севитах апатит присутствует в виде агрегатов, образующих полосы шириной от 1 до 3-4 м, в пределах которых концентрируются также биотит и магнетит, вследствие чего руды приобретают характерную полосчатую текстуру. Изредка встречаются сахаровидные агрегаты апатита в кальците, приуроченные,

главным образом, к контактовым зонам карбонатитов и вмещающих их силикатных пород. Границы рудных тел практически совпадают с границами лейкокарбонатитов, однако анхимономинеральные карбонатиты распространены только в центральной, наиболее мощной части массива, и, несмотря на более высокое, чем в силикокарбонатитах, содержание фосфора, обладают заметно меньшими ресурсами полезного компонента. Особое место занимают полосчатые среднезернистые апатит-магнетитовые руды нельсонитового типа с объемным соотношением апатита и магнетита от 1:1 до 2:1. Руды локализованы в виде самостоятельного линзовидного тела в центральной части массива на контакте силикокарбонатитов с кальцитовыми и кальцит-доломитовыми лейкокарбонатитами. В ряде случаев наблюдается постепенный переход апатит-магнетитовых руд в апатитсодержащие карбонатиты с сохранением полосчатой текстуры. Видимая мощность рудного тела по разрезам скважин составляет 15-40 м. Важно подчеркнуть, что апатит-магнетитовые руды, как правило, связаны не только с севитами, но и бефорситами, что отличает их от апатит-карбонатного типа оруденения.

Главными рудообразующими минералами апатит-магнетитовых руд нельсонитового типа являются апатит и магнетит. Кальцит и доломит выполняют роль связующей массы, заполняя межполосовые пространства и интерстиции рудообразующих минералов. Апатит в рудах мелкозернистый (0,5-1 мм), равномерно рассеян (20-30 %) совместно с магнетитом (10-40 %) или концентрируется вблизи полосчатых магнетитовых агрегатов, содержание которых увеличивается к центральной части нельсонитового тела. Наряду с полосчатыми выделениями магнетита развиты пятнистые его обособления с апатит-биотитовой оторочкой, что определяет пятнисто-полосчатую текстуру богатых апатит-магнетитовых руд, отмечаемую, кстати сказать, и в рудном комплексе Ковдора [8]. Среднее содержание железа в апатит-магнетитовых рудах 27,5 %.

Химический анализ апатитов из апатит-карбонатных и апатит-магнетитовых руд свидетельствует о принадлежности их к низкофтористой разновидности с небольшим содержанием REE ($\leq$ 1 %), что сближает исследуемые минералы с апатитами из доломитовых бефорситов черниговского комплекса, сопровождающихся однотипным апатит-магнетитовым оруденением [5,7]. Апатиты из карбонатитов и силикатно-карбонатных пород в целом сходны по химизму с рудообразующими апатитами. Различие заключается в повышенной магнезиальности первых.

Характерной особенностью состава магнетитов из апатит-магнетитовых руд является их стерильность в отношении таких примесных компонентов, как титан, хром, марганец, магний, что свойственно и магнетитам вмещающих оруденение пород карбонатитового комплекса [3]. Необходимо отметить, что бефорситы черниговского комплекса содержат включения магнетитовых фоскоритов с высокотитанистым магнетитом [5]. Мало варьирует химический состав ильменитов апатит-магнетитовых руд, обладающих, напротив, повышенной титанистостью в сравнении с тем же минералом рудной ассоциации карбонатитового комплекса Украинского Приазовья [7].

Литература

1. *Багдасаров Ю.А.* Линейно-трещинные тела карбонатитов – новая субформация ультраосновных- щелочных карбонатитовых комплексов // Докл. АН СССР.Т-248, №2.1979 г.-С. 412-415.
2. *Бочаров В.Л* Аппатитоносные карбонатиты КМА и особенности распределения в них редких элементов // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. Геол, 2008, ,№ 2. – С. 140 – 151.
3. *Бочаров В.Л.* Апатит-магнетит-силикатные руды Дубравинского карбонатитового месторождения КМА // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. геол., 2008, № 1. – С.94-103.
4. *Бочаров В.Л., Багдасарова В.В., Белых В.И.* Апатитоносность карбонатитового массива КМА // Изв. АН СССР.Сер.геол. -1986, №9 - С.81-88.

5. *Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г.* Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. – Киев: Наукова думка, 1981. – 228 с.
6. *Клюнин С.Ф., Сафронова Г.П., Белобородов В.И.* Новые проявления апатита в Северной Карелии // Геология и минералогия месторождений апатита Кольского полуострова. – Апатиты, 1987. – С. 37-43.
7. *Кривдик С.Г, Ткачук В.И.* Петрология щелочных пород Украинского щита. - Киев: Наукова Думка, 1990. – 408 С.
8. *Ланда Э.А., Егоров Л.С.* Апатитовые месторождения карбонатитовых комплексов. – М.: Недра, 1974. – 144 с.
9. *Романчев Б.*П., *Бочаров В.Л.* Генетические типы апатита Дубравинского массива КМА // Геохимия. – 1990. - № 7. – С. 1047-1052.
10. *Eriksson S.C.* Age of carbonatite and phoscorite magmatism of the Phalabore complex (South Africa) // Chem/ Geol.-1984.- Vol.46,№2.-P.291-299.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В АПАТИТОНОСНЫХ КАРБОНАТИТАХ КМА

Бочаров В.Л.

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия (gidrogeol@mail/ru)

Элементы группы редких земель (REE) благодаря своим кристаллохимическим особенностям миграционно слабо активны при постмагматических преобразованиях и региональном метаморфизме низко- и умеренноградиентных режимов. Широкие вариации содержаний REE – от первых десятитысячных долей процента в наиболее магнезиальных ультраосновных породах нормального ряда до первых процентов в ультрамафитах и ассоциирующих с ними карбонатитах определяются формационно-генетическими различиями магматических образований. Получены сведения о суммарном содержании REE и распределении их в ультраосновных щелочных породах и карбонатитах КМА, образующих вытянутые и дугообразно изогнутые интрузивные тела, приуроченные к пересекающимся тектоническим нарушениям юго-западного и северо-восточного направлений. Возраст щелочно-карбонатитового комплекса пород, определенный уран-свинцовым методом по циркону, отобранному из эталонного Дубравинского интрузива, составляет 1940 ± 50 млн. лет. Щелочные ультраосновные породы и карбонатиты обогащены REE, прежде всего, легкими лантаноидами по сравнению с платформенными мафитами и ультрамафитами нормальной щелочности. В этих породах присутствует 560-1650*10^{-4}% REE +Y, причем кальцитовые карбонатиты и апатит-магнетит-карбонатные породы (нельсониты) содержат REE в 2-3 раза больше, чем ассоциирующие щелочные пироксениты. Наибольшие концентрации легких редких земель (LREE>90%) при отношении ∑Ce/∑Y=20 свойственны карбонатитам. При этом наблюдается отчетливая зависимость суммарного содержания REE+Y от доли легких редких земель. Щелочные ультрамафиты концентрируют меньшее количество легких лантаноидов (LREE=70-80%), однако для них генетическое родство с карбонатитами подтверждается высокими значениями La/Yb отношения (>55) и устойчивым преобладанием цериевых REE над иттриевыми (∑Ce/∑Y=9). Отметим, что обогащенность карбонатитов REE по сравнению с ассоциирующими силикатными породами щелочной серии является диагностической характеристикой щелочно-ультраосновных комплексов.

На распределение REE в магматических породах существенно влияет способность минералов их избирательно концентрировать. Способность накапливать редкоземельные элементы в значительных масштабах (до первых процентов) определяет отчетливые индикаторные свойства апатита по отношению к вмещающим его породам, поскольку существует согласованность распределения REE в породе и минерале.

Изучено распределение REE в апатите щелочно- карбонатитового комплекса КМА. Сумма REE в минерале колеблется от 0,4 до 1,2%, причем наиболее обогащен ими апатит из поздних кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитов, а также силикокарбонатитов. В щелочных ультраосновных породах (оливинсодержащих пироксенитах) апатит содержит в 1,5-3 раза меньше REE. В составе редкоземельных элементов преобладают легкие лантаноиды: суммарное содержание Ce+La+Nd составляет более 90%. Весьма характерен дефицит тяжелых редких земель (HREE); эта особенность ярко проявлена и в породах, включающих апатит. Из диаграммы видно, что изменения составов REE в апатите из различных пород щелочно- карбонатитового комплекса обусловлены, главным образом,

различным содержанием в них REE легкой и средней групп. Примечательно то обстоятельство, что состав апатита из карбонатитов Дубравинского массива близок к составу апатита из докембрийских карбонатитов Балтийского (Тикшеозёрский массив Северной Карелии) и Украинского (черниговский комплекс Западного Приазовья) щитов. Следовательно вариации содержаний и состава REE в апатите из карбонатитов КМА типичны для магматических карбонатитов щелочно-ультраосновных комплексов докембрия. Можно полагать, что щелочные ультрамафиты и карбонатиты формировались из первичной щелочной магмы, обогащенной LREE, в аномальных блоках верхней мантии, возникших уже в раннем докембрии.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙАНАЛИЗ КСЕНОЛИТОВ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ (НА ПРИМЕРЕ НЕОАРХЕЙСКОГО ОНЕЖСКОГО КОМПЛЕКСА ГРАНИТОВ)

Бурдюх Е.В.

Учреждение РАН ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия
(evburdyukh@yandex.ru)

Гранулометрический анализ был разработан и широко используется в литологии для изучения генезиса обломочных пород. Вместе с тем, он может быть использован и в петрологии магматических пород.

В основу использования данного метода для изучения магматических комплексов была положена возможность применения закона Стокса (1) для описания движения твердых тел (ксенолитов, кристаллов) в жидкости с высоким коэффициентом вязкости (магме).

Дело в том, что скорость движения (u) ксенолита в неподвижной вязкой жидкости описывается уравнением [1,4]:

$$u = \frac{2}{9}\frac{(r_к - r_ж)gr^2}{m}, \quad (1)$$

где $\rho_к$ - плотность вещества ксенолита, $\rho_ж$ - плотность жидкости, r - радиус ксенолита, μ - вязкость жидкости, g – ускорение свободного падения равное 9.8 м/с^2.

Если совокупность обломков попадет в подвижную среду, то в данном сечении потока будут преобладать ксенолиты, которые движутся с одинаковой скоростью. Следовательно, для них должна выполняться следующая пропорция [3]:

$$\frac{\Delta r_1}{\Delta r_2} = \frac{r_1 - r_ж}{r_2 - r_ж} = \frac{r_2^2}{r_1^2} \quad (2)$$

где $\Delta\rho_1$, $\Delta\rho_2$ - дефициты плотностей состава 1 и 2 соответственно, r_1, r_2 - радиусы ксенолитов состава 1 и 2 соответственно. Равенство (2) является следствием закона Стокса и его соблюдение указывает на факт плотностной сепарации обломков в динамической среде.

С помощью гранулометрического метода была изучены ксенолиты в гранитах Онежского комплекса (Водлозерского террейна Карельского кратона).

Характерной особенностью пород является средне- и крупнозернистое сложение, иногда порфировидный (рапакивиподобный) облик, наличие реликтовых включений (или ксенолитов) более древних пород (субстрата), в различной степени гранитизированных. Реликты представлены породами тоналит-трондьемитового ряда и амфиболитами (Костин, 1989).

Существует две гипотезы образования данного комплекса: путем магмо-метасоматического замещения субстрата [2] или путем внедрения гранитной магмы (которое сопровождается образованием ксенолитов).

Во втором случае дезинтеграция вмещающих пород происходит с последующим перемещением и сепарацией, следовательно для фрагментов рамы должно выполняться равенство (2), чего не будет наблюдаться в случае справедливости первой гипотезы.

Гранулометрический анализ включений в граните был проведен на южном береге губы Глубокая Кара Онежского озера. В изученных сечениях они обычно имеют эллипсовидную, сглажено угловатую или угловатую форму. Каждый фрагмент измерялся только в одном произвольном сечении и поэтому размеры охарактеризованы лишь частично. Однако эти параметры, безусловно, имеют прямую функциональную связь с главными характеристиками размеров тел и, следовательно, дают возможность оценить их вариации. У обломков измерялись два параметра: длина (измерение по наиболее длинной оси) и ширина (измерение по наименьшей оси). Измерения проводились с помощью рулетки с точностью до 0.5 см.

Результаты гранулометрических исследований ксенолитов представлены в таблице 1 и на рис.1.

Таблица 1. Линейные размеры и плотности ксенолитов в гранитах Онежского комплекса.

Состав ксенолитов	Амфиболит	Тоналит-трондьемит
Кол-во замеров	120	25
Средняя длина (a), см	28.5	36.0
Средняя ширина (b), см	16.0	26.5
Средний радиус (r=(a+b)/4), см	11.1	15.6
Плотность (ρ), г/см^3	3.0	2.7

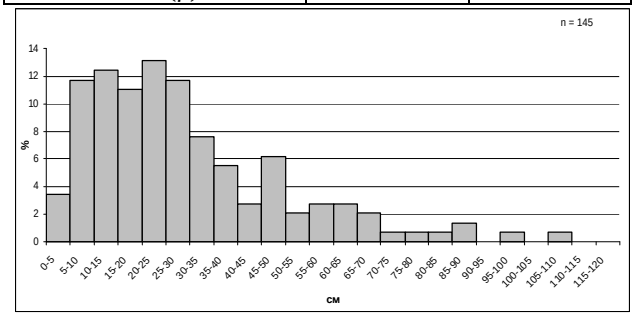


Рис.1. Распределение ксенолитов по длине (n - размер выборки).

Полученные данные показывают, что выполняется равенство

$$\frac{\Delta r_1}{\Delta r_2} = \frac{r_{амф} - r_{ж}}{r_{тон} - r_{ж}} = 2.00 \approx \frac{r_{тон}^{\,2}}{r_{амф}^{\,2}} \approx 1.98 \qquad (3)$$

где $\rho_ж$ = 2.4 г/см^3 - плотность жидкости гранитного состава [5].

Эти данные могут быть аргументом в пользу того, что имела место плотностная сепарация обломков, что в свою очередь указывает на истинность второй гипотезы формирования комплекса гранитов.

Главный вывод: гранулометрические характеристики ксенолитов в гранитах Онежского комплекса согласуются с гипотезой о его формировании в результате внедрения магмы в гетерогенную раму.

Литература

1. *Кокс К.Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Р. Дж.* Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982. 416 с.
2. *Костин В.А.* Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1989. 162 с.
3. *Слабунов А.И.* Ксенолиты как индикаторы движения вещества в магматической камере (на примере архейского батолита Северной Карелии, Балтийский щит) // Геохимия, 1995, №10, С.1506-1511.
4. *Текорт Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. Часть 2. М.: Мир, 1985. 360с.
5. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 544 с.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УПРУГИХ ПАРАМЕТРОВ В ЗЕМНОМ ЯДРЕ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Бурмин В.Ю.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия (burmin@ifz.ru)

Введение

Нет сомнений в том, что земное ядро оказывает существенное, а во многих случаях и определяющее влияние на многие процессы глобального характера, происходящие в Земле и проявляющиеся на ее поверхности.

Первое указание на существование земного ядра получил Р. Олдгем [14] в 1906 г. при исследовании записей землетрясений близи антицентра. Он установил существование скачка скорости приблизительно на середине радиуса Земли. К 1914 г., когда был построен общий скоростной разрез Земли по продольным волнам *P*, Б. Гутенберг [4] показал, что на глубине около 2900 км скорость v_P продольных волн уменьшается от 13.5 до 8.5 км/с. Область ниже этой глубины получила название земного ядра. Было также установлено, что поперечные волны через земное ядро не проходят.

В 30-х годах на сейсмограммах были обнаружены колебания, которые нельзя было объяснить, исходя из предположения, что жидкое ядро простирается до центра Земли. В 1936 г. И. Леманн предположила, что ядро состоит из двух частей – внешнего и внутреннего ядра, и что скорость во внутреннем ядре больше.

Чуть позже это подтвердил Г. Джеффрис [12]. Он дал ставший классическим разрез ядра (рис. 1), основанный на ветвях годографа рефрагированных волн *PKP*1 и *PKP*2, имеющих разные наклоны.

Распределение скорости, полученное Г. Джеффрисом, включает переходный слой между внешним и внутренним ядром, занимающий область $0.36R < r < 0.40R$, т.е. между глубинами 4980 и 5120 км (рис. 1). Позднее этот слой был назван зоной *F*. Г. Джеффрис ввел в этой части ядра отрицательный градиент скорости волн *P*, равный $dv_P/dz = -0.0075$ с$^{-1}$. На нижней границе зоны *F* Г. Джеффрис ввел скачок v_P от 9.40 до 11.16 км/с.

Б. Гутенберг и Ч. Рихтер [9,10] получили распределение v_P, непрерывное для всего ядра, но с большими положительными градиентами в некотором интервале глубин, приблизительно приходящемся на зону *F*.

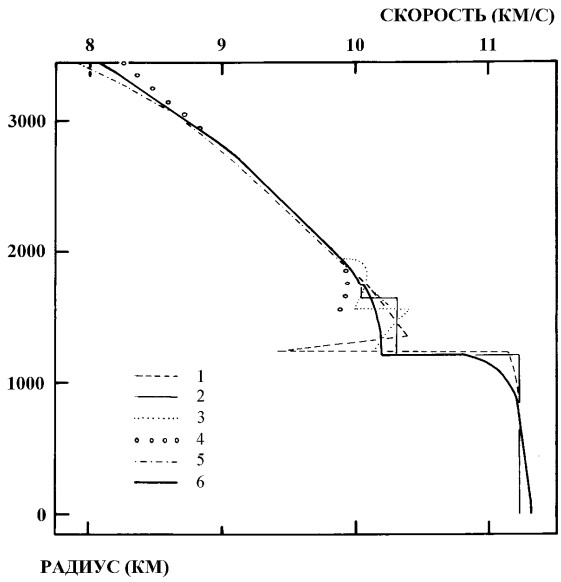


Рис. 1. Распределения скорости продольных волн в ядре по данным различных авторов [Qamar, 1973].
1 - Джеффрис (1939); 2 - Болт (1962); 3 - Адамс-Рендолл (1964); 4 - Рендолл (1970); 5 - Хейлс-Робертс (1971); 6 - модель KOR5.

Начиная с 50-х годов появляются данные о том, что на эпицентральных расстояниях от 125° до 140° перед волнами *PKP* наблюдаются волны – так называемые "предвестники" с периодами 0,5 – 1 с, которые вступают примерно на 10-20 с раньше, чем *PKP*1, имеющие период около 2 с и больше [7,8]. Амплитуды "предвестников" довольно малы, поэтому их легко пропустить при первичной обработке сейсмограмм. Б. Гутенберг [7,8] предположил, что "предвестники" являются результатом дисперсии в переходной зоне, где короткопериодные волны распространяются быстрее, чем длиннопериодные. Основным

аргументом против этой гипотезы является то, что не удается обнаружить постепенное возрастание периодов волн от начала короткопериодного "предвестника" до прихода волны *PKP*1.

Одна из современных скоростных моделей, получивших широкое признание, – модель IASPEI91 (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior) [13] – также построена, исходя из предположения о том, что ядро состоит из двух однородных частей, на границе которых на глубине $z = 5153.9$ км существует скачок скорости $\Delta v_P = 0.84$ км/с.

Можно с уверенностью сказать, что до настоящего времени нет четкого представления о распределении скорости сейсмических волн во внешнем ядре. Так, оценки скоростей продольных волн непосредственно под границей мантия-ядро различаются в широких пределах: от 7.9 км/с [11] до 8.26 км/с [15].

Практически не решен вопрос о распределении скорости сейсмических волн в переходном слое внешнее - внутреннее ядро, зоне *F*. Для этой зоны существует множество моделей с различным числом слоев.

Некоторые современные представления о строении земного ядра противоречат как экспериментальным фактам, так и физической сущности наблюдаемых явлений. В частности, очевидно, что любая нормальная жидкость обладает вязкостью. В тоже время, современные модели Земли предполагают, что внешнее ядро имеет нулевую вязкость. Другой пример, это состояние внутреннего ядра. С одной стороны, обнаружена анизотропия скоростей внутреннего ядра, что характерно для кристаллического состояний вещества, с другой, отношение скоростей продольных и поперечных волн ~3.0 в центре ядра характерно для аморфных тел, но никак не для кристаллических.

В представленном докладе, на основе теории обращения разрывных годографов рефрагированных волн и годографов отраженных волн, заданных дискретным набором точек, которая ранее была развита автором [1], ставится задача построения модели ядра Земли, наилучшим образом удовлетворяющей экспериментальным сейсмическим данным [2,3]. Даны оценки модуля всестороннего сжатия и модуля сдвига и вязкости в ядре, более отвечающие экспериментальным данным и физическим представлениям о свойствах реальных сред.

Исходные данные

Для решения поставленной задачей, в работе используются экспериментальные данные, содержащие записи сейсмических волн, прошедших через земное ядро и позволяющие построить соответствующие им годографы для интерпретации. На сегодняшний день станции мировой сейсмической сети регистрируют практически все крупные события, волновая картина от которых позволяет изучать скоростную структуру ядра. Нами были использованы цифровые сейсмические данные Национального информационного центра (NEIC) мировых сейсмологических данных департамента геологической службы США, полученные мировой сетью за период с 1980 по 1988 гг. Эти данные содержат записи длиннопериодных, промежуточных и короткопериодных сейсмографов. Поскольку записи короткопериодных приборов (с полосой пропускания от 0.1 до 6 Гц) имеют более высокую разрешающую способность, то для интерпретации были использованы только они.

Все записи были отфильтрованы в полосе частот 0.5 - 5.0 Гц и приведены к одному источнику с глубиной 500 км, с учетом разности времен пробега волн и сейсмического сноса. Данные представлены в виде монтажа сейсмограмм вертикальной компоненты сейсмографов в диапазоне эпицентральных расстояний 90° - 180° и времен 810 - 930 с, в редукции 0.52 км/град (рис. 2).

Распределение сейсмических скоростей и упругих параметров в земном ядре

Остановимся подробнее на некоторых деталях полученной скоростной кривой для продольных сейсмических волн (рис. 3). Заметим, что зона тени во внешнем ядре

распространяется до глубин 3956 км. На этой глубине градиент скорости сейсмической волны начинает увеличиваться по отношению к вышележащему слою. При этом начальная точка соответствующей ветви *AB* (рис. 2) годографа расположена на эпицентральном расстоянии чуть меньшем 180°.

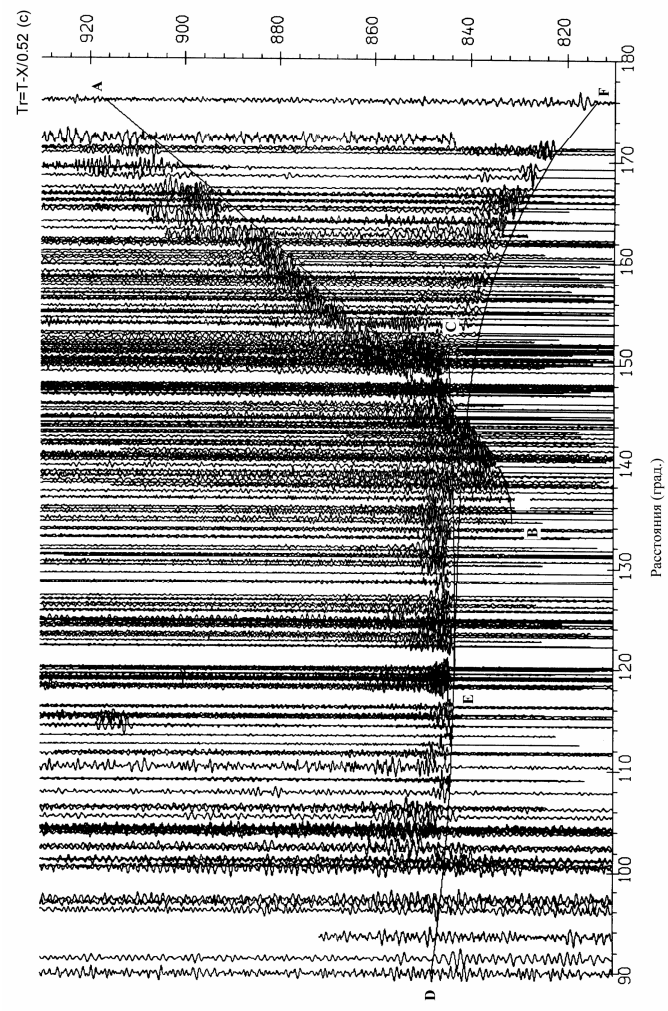


Рис. 2. Монтаж сейсмограмм и теоретические годографы для новой скоростной модели.

Начиная с глубины 4600 км, градиент скорости еще больше увеличивается, что обеспечивает значительную кривизну годографа в интервале эпицентральных расстояний 145° - 134°. Годограф в этой части очень хорошо огибает первые вступления "предвестников". В интервале глубин 4983.64 - 5000.0 км скорость продольной волны резко уменьшается от значения 10.86 до значения 9.7 км/с. Такое уменьшение скорости обеспечивает разрыв годографа в интервале эпицентральных расстояний 134° - 154°. Возможно, что здесь имеет место незначительный скачок скорости. В том случае ветвь *AB* годографа непрерывно перейдет в годограф отраженной волны (на рис. 2 не показан), который будет уходить в стороны меньших эпицентральных расстояний.

Начиная с глубины 4600 км, градиент скорости еще больше увеличивается, что обеспечивает значительную кривизну годографа в интервале эпицентральных расстояний 145° - 134°. Годограф в этой части очень хорошо огибает первые вступления "предвестников". В интервале глубин 4983.64 - 5000.0 км скорость продольной волны резко уменьшается от значения 10.86 до значения 9.7 км/с. Такое уменьшение скорости обеспечивает разрыв годографа в интервале эпицентральных расстояний 134° - 154°. Возможно, что здесь имеет место незначительный скачок скорости. В том случае ветвь *AB* годографа непрерывно перейдет в годограф отраженной волны (на рис. 2 не показан), который будет уходить в стороны меньших эпицентральных расстояний.

На расстоянии 154° начинается ветвь годографа волны распространяющейся в слое *CD*. Годограф рефрагированной волны на расстоянии 152.2° непрерывно переходит в годограф (участок *CD* на рис. 2) волны отраженной от границы внешнее-внутреннее ядро. Глубже этой границы скорость сначала увеличивается довольно сильно до глубин примерно 5500 км, а затем, к центру Земли меняется практически линейно, с чуть большим градиентом, чем это принято в стандартной модели. В центре Земли значение скорости равно 11.2 км/с. В моделях PREM и IASPEI91 оно составляет 11.6 и 11.4 км/с, соответственно.

Новое представление о распределении скорости сейсмических волн в Земле с глубиной влечет за собой пересмотр распределение упругих параметров. В стандартной модели Земли PREM внешнее ядро считается жидким, а модуль сдвига в нем принимается равным нулю. Если, исходя из этого, вычислить значение адиабатического модуля всестороннего сжатия k_S, то, значение модуля всестороннего сжатия скачком уменьшиться, причем значительно, на границе внешнего и внутреннего ядра [3].

На самом деле модуль сдвига во внешнем ядре хотя и мал, но все же отличен от нуля. И, следовательно, модуль k_S во внешнем ядре имеет распределение отличное от распределения для стандартной модели Земли.

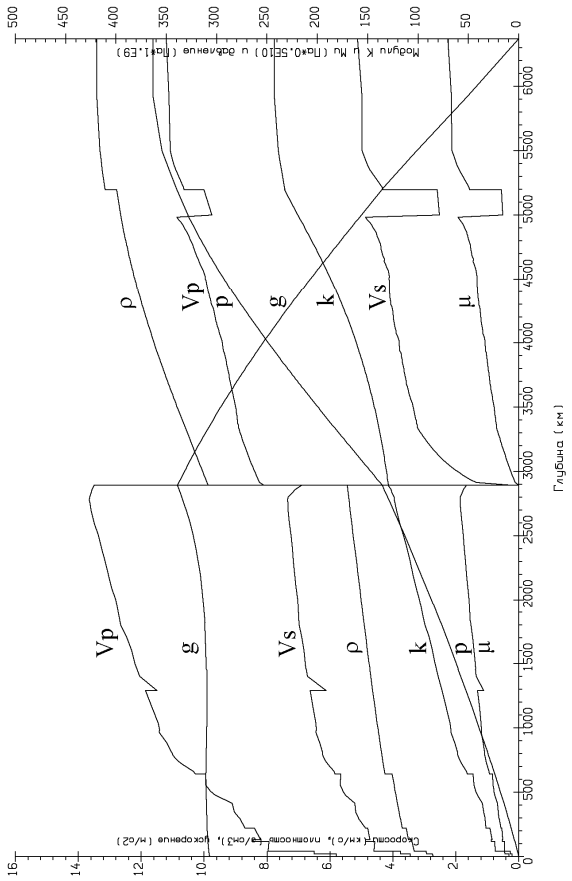


Рис. 3. Распределение упругих параметров в Земле

В работе [3], на основании результатов интерпретации волн «предвестников» распространяющихся в низах внешнего ядра Земли [2], делается вывод о том, что модуль сдвига во внешнем ядре для колебаний порядка 1 Гц должен быть отличен от нуля и достигает значений 2×10^{12} Па. Этот вывод основывается на том факте, что в низах внешнего ядра помимо самой скорости возрастает и градиент скорости продольных волн и предположении, что модуль всестороннего сжатия в Земле и, в частности, в ядре является монотонной функцией глубины. Оценим значение модулей k_S и μ во внешнем и внутреннем ядре. Примем три условия, а именно, в земном ядре модуль сдвига μ неотрицательная функция, адиабатический модуль всестороннего сжатия k_S является монотонной и, кроме этого, непрерывной функцией давления или, в нашем случае, глубины. Первое условие очевидно. Второе и третье условия с физической точки зрения вполне обоснованы, так как предполагается, что внешнее и внутреннее ядро имеет близкий состав на основе соединений железа.

Поскольку скорость поперечных волн во внешнем ядре неизвестна, то для определения упругих модулей необходимо привлечь дополнительную информацию. Считается, что земное ядро достаточно однородно по составу и с глубиной его плотность увеличивается. Воспользуемся известным соотношением, связывающим сжимаемость с давлением [6; 5]

$$\frac{\Delta V}{V_0}=\frac{V-V_0}{V_0}=-ap+bp^2,\quad \text{где}\quad V=\frac{1}{r}\ -$$

удельный объем; r - плотность; a и b – константы.

В последнем выражении a и b являются неизвестными параметрами. Для того чтобы определить константы a и b, необходимо задать значения плотности, давления и модуля сжатия в двух точках.

По заданным функциям плотности $\rho(z)$ и давления $p(z)$ [3] построим кривую $k_S(z)$. Значения коэффициента Пуассона $\sigma = 0.40$ и $\sigma = 0.37$ выбираем из тех соображений, чтобы кривая $k_S(z)$ отвечала перечисленным выше требованиям.

Модуль сдвига m найдем из соотношений для сейсмического параметра Φ и скорости поперечных волн v_S:

$$\Phi(z)=v_P^2-\frac{4}{3}v_S^2=\frac{k_S}{r},$$

$$v_S=\sqrt{\frac{m}{r}},\ m=\frac{3}{4}(rv_P^2-k_S)\ge 0$$

Полученные кривые $k_S(z)$ и $m(z)$ представлены на рис. 3.

При заданном распределении $\rho(z)$ и $k_S(z)$ значение $\mu(z)$ зависит от распределения функции $v_P(z)$, которая для верхней части внешнего ядра, вообще говоря, неизвестна. При принятом распределении скорости

продольных волн во внешнем ядре значение μ в верхах внешнего ядра может достигать значения 6.6×10^8 Па. В низах внешнего ядра оценка значения μ равна 3.0×10^{11} Па. Во внутреннем ядре, согласно нашим оценкам, модуль сдвига меняется от 2.45×10^{11} Па до 3.5×10^{11} Па.

Оценка вязкости земного ядра является актуальной, но при этом достаточно проблематичной задачей, для решения которой необходимо знать, как связаны между собой величины m и h в вязкой жидкости. Динамическая вязкость η и модуль сдвига m_∞ для высокочастотных колебаний связаны между собой соотноше-нием $h = tm_\infty$, где τ – время релаксации. На рис. 4 представлены распределения m и t.

Из этих оценок следует, что в области внешнего ядра прилегающей непосредственно к верхней границе внешнего ядра вязкость низкая, что отвечает жидкому состоянию вещества в ядре. По мере продвижения к нижней границе внешнего ядра вязкость растет, и вещество переходит в стеклообразное состояние. Низкая вязкость, по-видимому, и в низах внешнего ядра в зоне F. Полученное распределение вязкости во внешнем ядре, очевидно, снимает противоречия между теоретическими и лабораторными данными и данными, полученными из геофизических наблюдений.

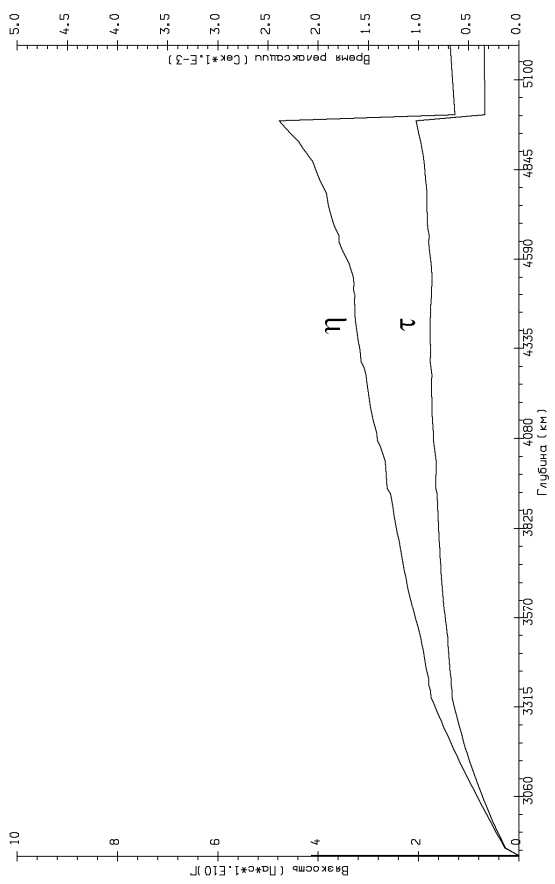


Рис. 4. Распределение значений времени релаксации t и динамической вязкости h в земном ядре.

Литература

1. *Бурмин В.Ю.* Методы численного обращения годографов сейсмических волн. М.: Наука, 1993. 100 с.
2. *Бурмин В.Ю.* Скорость распространения сейсмических волн в Земном ядре // Физика Земли. 2004. № 6. С.24–41.
3. *Бурмин В.Ю.* Распределение плотности и упругих параметров в Земле // Физика Земли. 2006. № 7. С.76–88.
4. *Гутенберг Б.* Физика земных недр. М.: ИЛ, 1963. 263 с.
5. *Свенсон К.* Физика высоких давлений. М.: Изд-во ИЛ, 1963. С.46–78.
6. *Birch F*. Elasticity and constitution of the Earth's interior // J. Geophys. Res. 1952. V. 57, N 2. P.227–286.
7. *Gutenberg B.* The "boundary" of the Earth's inner core // Trans. Amer. Geophys. Union. 1957. V. 38. P.750–753.
8. *Gutenberg B.* Wave velocities in the Earth's core // Bull. Seismol. Soc. America. 1958. V. 48. P.301–314.

9. *Gutenberg B., Richter C.F*. *P* and the Earth's core // Monthly Notices Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl. 1938. V. 4, N 5. P.363–372.
10. *Gutenberg B., Richter C.F*. On seismic waves // Gerl. Beit. Geophys. 1939. V.54. P.94–136.
11. *Hales A.L., Roberts J.L.* The velocities in the outer core // Bull. Seismol. Soc. America. 1971. V.61, N 4. P.1051–1059.
12. *Jeffreys H.* The times of *P, S* and *SKS* and the velocities of *P* and *S* // Month. Notic. Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl. 1939. V. 4. P.498–536.
13. *Kennett B.L.N.* IASPEI 1991. Seismological Tables. Research School of Earth Sciences. Australian National University, 1992.
14. *Oldham R.D.* The constitution of the earth as revealed by earthquakes // Quart J. Geol. Society. 1906. V.62. P.456−475.
15. *Randall M.J.* SKS and seismic velocities in he outer core // Geophys. J. J. Astr. Soc. 1970. V.21, N 5. P.441–445.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: РОЛЬ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КРУПНОАМПЛИТУДНЫХ СДВИГОВ

Буслов М.М.

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия
(misha@uiggm.nsc.ru)

В последнее время доказано, что позднепалеозойские сдвиговые деформации преобладают в структуре Центральной Азии [1, 3, 4, 7, 8, 9, 11, 13, 14, 15, 19, 20, 21]. Они формируют орогенический коллаж террейнов, образованный в позднем девоне - раннем карбоне при столкновении Казахстанского (Казахстанско-Байкальского) составного континента с Сибирским континентов, и в позднем карбоне - перми при столкновении Восточно-Европейского континента, Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов [3, 4, 5, 8 15]. В результате коллизий венд- среднепалеозойские окраино-континентальные комплексы Сибирского и Восточно-Европейского континентов и полностью Казахстанско-Байкальский составной континент были разделены крупноамплитудными сдвигами и сопряженными надвигами на множество сдвиговых террейнов (тектоно-стратиграфических единиц), которые перемешались друг с другом, нарушив первичную геодинамическую, тектоническую и палеогеографическую зональности.

В основе тектонического районирования Центральной Азии (рис.1) выделяются следующие основные структурные элементы [5, 8]:

1.Казахстанско- Байкальский составной континент, фундамент которого сформирован в венде-кембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах) океанической коры Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны Гондванской группы (Иссик-Кульский, Каратауский, Улутауский, Кокчетавский, Актау-Моинтинский, Тарбагатайский, Центрально-Тяньшанький, Алтае-Монгольский, Тувино-Монгольский и др.). Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахтанско - Тувино - Монгольской островной дугой, привела к широкому проявлению коллизионного метаморфизма и магматизма, и в целом к консолидации земной коры и формированию фундамента составного континента. В кембрии-раннем ордовике он был отделен от Сибирского континента Обь-Зайсанским океаническим бассейном, который на начальной стадии существовал, вероятно, как задуговой бассейн Казахстано-Тувино-Монгольской островной дуги. Начиная с раннего ордовика составной континент смещался в западном направление относительно Сибирского континента, разделяющий их океанический бассейн субдуцировал под Казахстанско-Байкальский континент в ордовике-девоне. Субдукция океанической коры и последующая коллизия Казахстано - Байкальского и Сибирского континентов в конечном итоге привели к формированию Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно- сдвиговой зоны . С юга в ордовике – карбоне составной континент наращивался активными окраинами, к которым аккретировали континетальные блоки Гондваны. В современной структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса Казахстанско-Байкальский составной континент представлен в восточной части Урала, западной части фундамента Западно-Сибирской плиты, на Тянь-Шане, Казахстане, в южной части Алтае-Саянской области, в Туве, Прибайкалье и Забайкалье, Монголии и северной части Китая (рис.1). Отличительной чертой его структуры является наличие континентальных блоков Гондваны. От окраино- континентальных комплексов западной части Сибирского

континента составной континент отделен Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоной (рис.1). В северо-западном направление она интенсивно нарушена позднепалеойскими сдвигами и скрыта под мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом Западно-Сибирского бассейна. В восточном направление, в Байкальском и Забайкальском регионах ее продолжение может быть представлено ордовикской Ольхонской сдвиговой зоной, рективированной в среднем-позднем палеозое [8], в пределах которой расположены метавулканогенно-осадочные породы ольхонской серии, представлящие собой венд-кембрийские образования задугового бассейна [10]. Граница Казахстанско-Байкальский составного континента с Восточно-Европейским проходит по Главному Уральскому разлому. Палеогеографические особенности позднекарбоно-пермских угленосных бассейнов (Печорского, Карагандинского, Кузбасского) [2] и палеомагнитные данные [9, 12] показывают, что начиная с позднего карбона Восточно-Европейский континент сместился на север на расстояние в несколько тыс. км. Северный дрейф Восточно-Европейского континента и вращательные движения Сибирского континента привели к формированию крупноамплитудных сдвигов вдоль окраин котинентов. Восточно- Европейский континент достиг современного положения к началу юры и окончательно спаялся с Северо-Азиатским континентом в это время [3]. С юга Казахстанско-Байкальский составного континента в течение всего палеозоя наращивалась континентальными блоками Гондваны, которые амальгамировали к нему и в мезозое.

2. Венд-палеозойские окраино-континентальные комплексы Сибирского континента состоят и венд- кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дугой, ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско- раннекарбоновой активной окраины. В аккреционных клиньях островной дуги широко представлены фрагменты вендско-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий. В окраино-континентальных комплексах Сибирского континента отсутствуют континентальные блоки Гондваны, что предполагает их формирование на конвергентной границе другого океана, чем Палеоазиатского, вероятно, Палеопацифики. В современной структуре они приурочены к западной окраине Сибирского континента и представлены в северной части Алтае- Саянской горной области, восточной и центральной частях фундамента Западно-Сибирской плиты.

3.Средне-поздепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско- Саянская сутурно-сдвиговая зона, разделяющая окраинно-континентальные комплексы Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов. В ее строение принимают участие фрагменты кембрийско-раннеордовикской океанической коры Обь-Зайсанского океанического бассейна, ордовикские голубые сланцы и кембро-ордовикские турбидиты [3, 6, 8, 15, 17, 18]. Вдоль сутурной зоны происходило взаимодействие по сдвиговой составляющей Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов с закрытием океанического бассейна с востока на запад. В позднем девоне-раннем карбоне континенты амальгамировали и создали единый Северо-Азиатский континент.

4.Разновозрастные группы сдвиговых террейнов, представленные фрагментами ранне-среднепалеозойских окраино-континентальных комплексов , оторванных из обрамления Сибирского и Казахстано-Байкальского континентов. Террейны разделены позднепалеозойскими сдвиговыми и сдвигово-надвиговыми зонами. Они чаще всего завершают формирование сутурных зон или (и) развиваются субпараллельно офиолитовым сутурам. Наиболее ярко проявлены сдвиговые и сдвиго-надвиговые структуры позднедевонско-раннекарбонового и позднекарбоново- пермского возрастов, сформировавшие современный рисунок мозаично-блоковой структуры Центральной Азии [3, 15]. В результате позднепалеозойских сдвиговых перемещений Казахстанско-Байкальский составной континент был разделен на множество

сдвиговых террейнов, венд-палеозойские структуры в которых осложнены надвигами и смяты в складки , в том числе крупые ороклинальные [1, 13, 14, 19]. Наиболее интенсивные позднекарбоново – пермские сдвиги проявились в Восточном Казахстане, разделившие составной континент на два крупных коллажа сдвиговых террейнов: Казахстанский и Байкальский (рис.1). Между ними сформирована линейная сдвиговая структура шириной более 500 км . Позднекарбоново – пермские сдвиговые и надвиговые структуры в Алтае-Саянской складчатой области осложняют средне-позднепалеозойскую Чарышско-Терктинско-Улаганско-Саянскую сутурно- сдвиговую структуру, завершающую этап коллизии Казахстано- Байкальского и Сибирского континентов [5].

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ -10 “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ ”,гранта научной школы академика Н.Л.Добрецова НШ-65804.2010.5 .

Литература

1. *Берзин Н.А., Колман Р. Г., Добрецов Н. Л. И др.* Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и Геофизика, 1994, т. 35, № 7-8, С. 8-28.
2. Бетехтина О.А. Палеобиогеография неморских двустворок в позднем палеозое. Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобиогеография и палеоэкология. Новосибирск: Наук, 1983, С. 98-107.
3. *Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др.* Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей// Геология и геофизика, 2003, т. 44, №10 1-2, С. 49-75.
4. *Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И. и др.* Проявление позднекарбоново-раннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь)// Доклады РАН, 2009, т. 428, №4, С. 1-4.
5. *Буслов М.М.* Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов.// Геология и геофизика, 2011,т.52, № 1, С.66-90
6. *Волкова Н.И., Скляров Е.В.* Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика, 2007, т. 48, № 1, С. 109-119
7. *Добрецов Н.Л.* Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика,2003, т.. 44,№ 1-2, С. 5-27.
8. *Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии.// Геология и Геофизика, 2007, т.48, №1, С.93-108.
9. *Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 78, С. 59-75.
10. *Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г. и др.* Механизм развития системы островная дуга-задуговый бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее-раннем палеозое. // Геология и геофизика, 2009, т.50, № 3, с.209—226.
11. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М :Недра, 1990, т. 1, 327 С., т. 2, 334 С.
12. Печерский Д. М., Диденко А. Н. Палеоазиатский океан, М.: ОИФЗ РАН, 1995, 298 С.
13. *Шенгер А. М. Дж., Натальин Б. А., Буртман В. С.* Тектоническая эволюция Алтаид // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 7-8, С. 41-58.
14. Berzin N. A., Dobretsov N. L. Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian-Early Paleozoic time // Reconstruction of the Paleoasian Ocean. VSP Intern. Sci. Publishers, the Netherlands, 1993, .P. 45-62.
15. *Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., et al.* Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // J. Asian Earth Sci., 2004, v. 23, P. 655-671.
16. *Dobretsov N.L., Buslov M.M., Uchio Yu.* Fragment of oceanic islands in accretion-collision areas of Gorny Altai and Salair, southern Siberia: early stages of continental crustal grow of the Siberian continent in vendian-Early

Cambrian time // Journal of Asian Earth Sciences, 2004. V. 23, P. 673-690.

17. *Volkova N.I., Stupakov S.I., Simonov V.A. et al.* Petrology of metabasites from the Terekta Complex as a constituent of ancient accretionary prism of Gorny Altai // Journal of Asia Earth Sciences. 2004. 23. P. 705-713.
18. *Volkova N.I., Tarasova E.N., Polyanskii N.V. et al.,* High-pressure rocks in the serpentinite mélange of the Chara Zone, Eastern Kazakhstan: geochemistry, petrology and age// Geochemistry International , 2008, v.46, №4, P.422-437.
19. *Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. // Nature, 1993, v. 364, P. 299-307.
20. *Windley, B.F., Alexeiev, D., Xiao, W.J., Kroner, A. et al.* Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic bel // Journal of the Geological Society, London, 2007, v.164, 31–47.
21. *Windley B.F., Kroner A., Guo J.,et al.* Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai orogen, NW China: new zircon age data and tectonic evolution // J. Geology , 2002, v. 110, P. 719—737.

СОВРЕМЕННАЯ АКТИВНОСТЬ ГЛУБИННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ГРАНИЦ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Буш В.А., Левин Ф.Д., Павлов С.А., Могилевский В.Е.

ЗАО «ГНПП «Аэрогеофизика», Москва, Россия
(bush@aerogeo.ru)

В настоящее время результаты площадных аэрогеофизических съемок используются не только для решения утилитарных картировочных или поисковых геологических вопросов, но также и в целях изучения глобальных геологических проблем, например – деталей глубинного строения земной коры.

В частности, в процессе геофизических съемок иногда выявляются эффекты, которые ранее отбраковывались в качестве «шумов», но которые можно использовать для изучения глобальных геофизических процессов.

Подобный эффект был обнаружен в процессе аэрогеофизических съемок, проведенных ЗАО«ГНПП«Аэрогеофизика», в 2001-2009 годах на территориях Астраханской области, республики Калмыкия и Ростовской области. Здесь на границе между древней Восточно-Европейской платформой и относительно молодой Скифской платформой была обнаружена вытянутая с ЮВ на СЗ зона, в пределах которой характер суточных вариаций магнитного поля значительно отличался от характера вариаций на остальной части исследованной территории. Проведение наземных измерений подтвердило аномальность поведения вариаций в данной зоне. В частности, в период проведения замеров амплитуда суточных вариаций, измеренных вариационной станцией установленной на оси зоны, в два раза превышала амплитуду вариаций измеренных контрольной станцией, расположенной вне зоны.

Зона аномальных вариаций магнитного поля имеет прослеженную протяженность более 680 км - от побережья Каспийского моря на востоке и до границы Российской Федерации на западе - при ширине 38-68 км. Пространственно она приурочена к структуре кряжа Карпинского, располагаясь между Главным надвигом (по которому дислоцированные палеозойские породы кряжа надвинуты на фанерозойские осадки Воронежского щита) на севере и Зимовнико-Рамонтненским разломом на юге.

В магнитном поле рассматриваемой территории зона аномальных вариаций магнитного поля пространственно приурочена к серии крупных интенсивных положительных аномалий ΔTa, которые цепочкой вытянуты вдоль южной окраины Восточно-Европейской платформы и предположительно связаны с магматическими телами основного или ультраосновного состава, расположенными на глубинах 5-15 км в толще кристаллического фундамента.

Анализ материалов предшествующих работ подтвердил наличие на данной территории объектов с аномальными физическими свойствами.

В пределах западной части зоны аномальных вариаций магнитного поля в последние годы были проведены электроразведочные исследования методом МТЗ на профиле «Морозовск-Камышев» длиной 190 км[1]. Результатом этих работ стало выделение в пределах кряжа Карпинского двух областей повышенной электропроводности.

Верхняя проводящая область имеет в плане изометричную форму, размеры примерно 50×50 км, а ее верхняя граница находится на глубине от 500 до 1500 м. Ее происхождение связывается с наличием в верхней части разреза низкоомных глинистых отложений мела, палеогена и неогена. Нижняя же проводящая область вытянута с ЮВ на СЗ и предположительно регионально распространена во всей структуре Донбасса и кряжа Карпинского

(подобная проводящая аномалия выделена украинскими геофизиками в Донбассе[2]). Ее верхняя граница располагается на глубинах 13 – 17 км. Суммарная проводимость выделенной аномалии составляет несколько тысяч См. По мнению интерпретаторов такая высокая электропроводность может быть обусловлена как твердыми (графит, сульфиды), так и жидкими (рассолы) фазами.

Также в последние годы в пределах западной части зоны аномальных вариаций магнитного поля по линии г.Морозовск - с.Манычская[3] были проведены глубинные геолого-геофизические исследования методом ГСЗ. В результате этих работ было в частности выявлено, что под кряжем Карпинского на глубинах более 12 км существует зона южного падения, характеризующаяся резким латеральным нарастанием (на 180-590 м/сек) скоростей продольных сейсмических волн с севера на юг.

Сопоставление обнаруженной нами зоны аномальных вариаций магнитного поля с упомянутыми аномалиями электропроводности и скорости продольных сейсмических волн показало их отчетливую пространственную связь.

Таким образом, выделенная нами зона аномальных вариаций магнитного поля предположительно характеризуется также повышенной электропроводностью и повышенным градиентом скоростей продольных сейсмических волн. Кроме того, по данным магниторазведки к этой зоне приурочены крупные магматические тела основного либо ультраосновного состава локализованные в верхней части земной коры.

Масштабы данной зоны, ее приуроченность как к раннепалеозойской окраине Восточно-Европейской платформы, так и к девонской Донецко - Мангышлакской рифтогенной структуре позволяет предположить ее связь с тектоническими процессами на границе между плитами. Кроме того, небезинтересен тот факт, что именно на осевой части этой зоны в настоящее время построена Ростовская АЭС.

Литература

1. *Р.Г. Берзин, С.И. Филин, В.П. Бубнов и др.* Результаты магнитотеллурических исследований кряжа Карпинского// http://www.nw-geophysics.ru, 2003. 4 с.
2. *В.В.Белявский, Т.К. Бухарович, С.Н.Кулик и др.* Электромагнитные методы при изучении Украинского щита и Днепрово-Донецкой впадины// Киев: Знание, 2001. 228 с.
3. *С.Л.Костюченко и др.* Отчет по теме: Глубинные геолого-геофизические исследования на Кавказе и Северном Предкавказье. // ФГУП ЦРГГИ ГЕОН им. В.В.Федынского, Москва, 2004.

МЕХНИЗМЫ ОТЛОЖЕНИЯ ВОЛЬФРАМИТА И КАССИТЕРИТА В ГРЕЙЗЕНОВОМ ПРОЦЕССЕ

Бычков А.Ю. [а], **Матвеева С.С.**[а], **Сущевская Т.М.**[б], **Некрасов С.Ю.** [а], **Попова Ю.А.**[а]

[а] *Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия (bychkov@geol.msu.ru),*
[б] *ГЕОХИ РАН, Москва, Россия*

Анализ имеющихся к настоящему моменту данных показывает, что основными процессами, ответственными за образование Sn-W минерализации на месторождениях, связанных с гранитами, являются: а) охлаждение, б) смешение флюидов различного состава и генезиса, в) гетерогенизация (кипение) флюидов. В реальных условиях образование олово-вольфрамовых руд контролировалось, видимо, как одним из этих трех процессов, ведущих к необходимым химическим изменениям в составе флюида, так и их совместным действием. Определение возможной роли каждого из этих факторов и выявление реального физико-химического механизма отложения Sn-W минерализации в конкретной гидротермальной системе возможно путем термодинамического моделирования.

Для расчетов была выбрана 17-компонентная мультиситема: Al, C, Ca, Cl, F, Fe, H, K, Mg, Mn, N, Na, O, S, Si, Sn, W. В этой системе учтена возможность образования 62 фаз постоянного состава, вольфрамитового твердого раствора, газового и водного растворов. В газовом растворе учтено образование 12 частиц (H_2O, CO_2, CO, CH_4, H_2, O_2, H_2S, S_2, SO_2, HF, HCl, N_2), в водном растворе - 115 частиц. Расчеты проводились при помощи программного комплекса HCh (автор Ю.В.Шваров). Термодинамические характеристики компонентов взяты из базы данных UNITHERM, входящей в этот комплекс [4].

Для изучения были выбраны два месторождения: Mo-W Акчатау (Казахстан) [1] и W-Sn Иультин (Чукотка) [3]. Для условий этих месторождений были рассчитаны модели, соответствующие различным процессам, выявленным на них по природным данным .

Для этих месторождений были выявлены факторы рудоотложения на основании данных о составе и свойствах флюидных включений, изотопном составе кислорода, водорода и углерода флюидов, а также составе минералов. Верификация результатов расчетов проводилась по минеральным парагенезисам и рудной зональности месторождений.

Расчет модели рудообразования сводится к решению нескольких задач, в каждой из которых учитывается влияние конкретных механизмов. Параметры моделей определялись по геохимическим критериям [3]. Сопоставление расчетных парагенезисов и природных наблюдений позволяет установить, какие из этих механизмов являются основными для рудоотложения на конкретном объекте.

А. Моделирование состава грейзенизирующего раствора в условиях парододоминирующего режима. Исходный магматогенный флюид равновесен с гранитом, а соотношение химических потенциалов большинства компонентов определяется равновесием с твердыми фазами. Проведен расчет равновесия между большим количеством породы и раствором. При взаимодействии гранита с водным раствором с соотношением П/В=10 в расчетах устойчива ассоциация минералов: кварц, микроклин, флогопит, мусковит с небольшим количеством пирротина и флюорита. Особенностью флюидов Иультинского месторождения является их высокая фторидность, которая определяет основную форму переноса вольфрама – $H_3WO_4F(aq)$ в условиях насыщения по вольфрамиту. Для олова основная форма переноса – $Sn(OH)_2Cl$-, причем насыщения по касситериту не происходит. Высокая растворимость касситерита связана с

восстановительными условиями, что объясняется взаимодействием гранитов с углеродсодержащими вмещающими породами. Для месторождения Акчатау из-за высокой минерализации флюидов доминирует форма $NaHWO_4(aq)$. При этом растворимость касситерита низка из-за высокой летучести кислорода, которая определяется составом вмещающих гранитов. Среди форм переноса олова преобладает $Sn(OH)_4(aq)$. Доминирующие формы переноса определяют влияние предложенных факторов на рудоотложение.

B. Расчет охлаждения флюида при флюидодоминирующем режиме. Эта задача представляет собой последовательность состояний, в которых меняется температура от 450 до 250°С с шагом 10°С и давление от 2000 до 400 бар с шагом 8 бар. Расчеты проводились методом ступенчатых реакторов. В каждый следующий расчет переносится состав жидкой фазы из предыдущего без учета состава выпадающих твердых фаз. В расчетах не учитывалось взаимодействие с вмещающими породами, расчет проводился для одной волны. Исходный состав раствора получен в модели А. Эта модель хорошо воспроизводит формирование маломощных рудных тел мусковитовой группы месторождения Акчатау: сложный минеральный состав жильного выполнения и соотношение ферберитового и гюбнеритового миналов в вольфрамите.

C. Расчет кипения гидротермального флюида. При кипении температура и давление являются зависимыми параметрами. В расчетах температура снижалась с шагом 10°С от 450 до 250°С, давление рассчитывалось по значениям постоянной энтальпии системы H_2O-NaCl. Для кипения важным динамическим параметром является характер движения газовой и жидкой фаз. Для жил кварцевой группы месторождения Акчатау по геохимическими критериям было установлено разделение фаз. На месторождении Иультин движением жидкости и газа происходит совместно. Результаты расчетов показали, что в целом результаты расчета модели кипения близки к модели охлаждении. При понижении температуры из раствора выпадают кварц, флюорит, касситерит, арсенопирит. Однако вольфрамит в этой модели не образуется, и вольфрам накапливается в жидкой фазе, поскольку растет содержание фтора и снижается pH. Таким образом кипение не может объяснить совместное выпадение касситерита и вольфрамита как на месторождении Иультин, так и Акчатау.

D. Взаимодействие флюида с породой. Этот процесс имеет широкое распространение на месторождении Акчатау. Расчеты модели взаимодействия кипящего раствора с вмещающими породами показали, что при взаимодействии жидкости с гранитом формируются метасоматиты грейзеновых парагенезисов. Отложение вольфрамита происходит за счет поступления из породы осадителей - Fe и Mn. Железистость вольфрамита задается концентрацией сульфидной серы, которая связывает Fe в пирит. Поэтому в модельных метасоматитах расчетный состав вольфрамита существенно марганцовистый (до 15% ферберитового минала), что хорошо согласуется с составом вольфрамита из метасоматитов. Для жил кварцевой группы месторождения Акчатау взаимодействие вода-порода является главным фактором рудообразования.

E. Смешение флюидов. Задача может быть представлена как последовательность изобарно-изотермических состояний системы с условиями, аналогичными модели охлаждения с различными соотношениями двух компонентов: эндогенного и экзогенного растворов. Состав экзогенного раствора получен путем расчета равновесия вмещающих пород с 0.1M NaCl при 250°С и давлении 400 бар. Результаты расчетов показали, что смешение с экзогенными водами приводит к нейтрализации, увеличивающейся при охлаждении кислотности магматогенного раствора. Это благоприятно сказывается на осаждении всех минералов.

Для условий месторождения Акчатау смешение с менее минерализованным раствором приводит к отложению вольфрамита за счет реакции:

$$NaHWO_4^o(aq)+FeCl_2^o(aq)=FeWO_4\downarrow(ферберит)+Na^++2Cl^-+H^+$$

Соотношение железа и марганца в вольфрамите зависит от активности сульфидной серы, поскольку концентрация железа в растворе ограничена растворимостью пирита. При незначительном разбавлении образуется марганцовистый вольфрамит (до 15% ферберитового минала), при более сильном - железистый (70-80% ферберитового минала). Промежуточные вольфрамиты в данной модели не образуются. Это хорошо согласуется с составом вольфрамита из жил выполнения, где на марганцовистый вольфрамит нарастает оторочка железистого, мощность которой растет вверх по разрезу.

Для условий месторождения Иультин при смешении растворов из них выпадают кварц и мусковит с небольшим количеством флюорита, при температуре ниже 400°С происходит совместное выпадение вольфрамита, касситерита, арсенопирита. Несмотря на то, что экзогенные воды не содержат олова и вольфрама и разбавляют рудоносный магматогенный флюид, эффективность рудоотложения существенно выше, чем в других вариантах модели. Главным фактором отложения является снижение кислотности. В этом случае в качестве окислителя выступает мышьяк, поскольку его восстановление в арсенопирит сильно зависит от pH. Реакция совместного отложения арсенопирита и касситерита показывает, что при окислении олова мышьяк восстанавливается:

$$3Sn(OH)_2Cl^-+2As(OH)_3^o(aq)+2FeCl_2^o(aq)+$$
$$+2H_2S^o(aq)=3SnO_2\downarrow+2FeAsS\downarrow+$$
$$+5Cl^-+6H_2O+4H^+.$$

Изменение pH раствора, даже при постоянном окислительно-восстановительном потенциале способно сдвигать равновесие. При увеличении кислотности реакция сдвигается влево, при этом растворимость касситерита возрастает. При уменьшении – вправо, что приводит к совместному отложению касситерита и арсенопирита. При смешении растворов происходит увеличение pH, которое приводит к рудообразованию. Ассоциация касситерита с арсенопиритом является типичной для руд месторождения Иультин. Одновременно происходит выпадение вольфрамита по реакции:

$$H_3WO_4F^o(aq)+FeCl_2^o(aq)=$$
$$=FeWO_4\downarrow(ферберит)+F^-+2Cl^-+3H^+,$$

которая также зависит от кислотности раствора. Результаты расчетов показали, что в отложении олова может играть существенную роль мышьяк, который выступает окислителем. В кислых магматогенных растворах олово и мышьяк переносятся совместно, при увеличении pH раствора происходит совместное осаждение касситерита и арсенопирита. Фактором увеличения щелочности растворов могут служить экзогенные воды, прошедшие равновесные с вмещающими породами В результате возникает минеральная ассоциация, характерная для месторождения Иультин. Этот механизм приводит к образованию богатых олово-вольфрамовых руд в области наиболее эффективного воздействия экзогенных вод.

Работа выполнена при поддержке РФФИ грант № 09-05-00370, 10-05-00670.

Литература

1. *Бычков А.Ю., Матвеева С.С.* Термодинамическая модель формирования рудных тел вольфрамитового жильно-грейзенового месторождения Акчатау. Геохимия, 2008, №9.
2. *Бычков А.Ю., Матвеева С.С., Сущевская Т.М., Некрасов С.Ю., Игнатьев А.В.* Изотопно-геохимические критерии динамики режима фильтрации гетерогенных флюидов при формировании месторождений грейзеновой формации. XIX Симпозиум по геохимии изотопов. Тезисы докладов. М.:Акварель, 2010.
3. *Сущевская Т.М., Бычков А.Ю.* Физико-химические механизмы отложения касситерита и вольфрамита в гидротермальной системе, связанной с гранитами (термодинамическое моделирование). Геохимия, 2010, №12.
4. *Шваров Ю.В.* Алгоритмизация метода численного равновесного моделирования динамических геохимических процессов. Геохимия, 1999, № 6.

ПЕРМСКИЕ ДИАМИКТИТЫ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ(СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ) – СВИДЕТЕЛЬСТВО СУЩЕСТВОВАНИЯ ОХОТСКО-ТАЙГОНОССКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙДУГИ

Бяков А.С., Ведерников И.Л.

СВКНИИ ДВО РАН, г.Магадан
(abiakov@mail.ru)

Одной из наиболее ярких разновидностей пермских пород Северного Приохотья являются диамиктиты (рис. 1) – своеобразные породы, происхождение которых вот уже более 70 лет широко обсуждается геологами самых разных специализаций и школ. Эти породы фигурировали под названиями “пятнистые сланцы”, “рябчики”, “туфогенные сланцы” (Х.И. Калугин, Ю.Г. Гатинский, Г.В. Тафинцев), “гальковые аргиллиты” (О.Г. Эпштейн), “милониты” (В.Г. Житков), “диамикты” (Н.М. Чумаков). Нами в 1987 г. для обозначения этих пород был предложен термин “диамиктиты” (Бяков, Ведерников, 1987 г.).

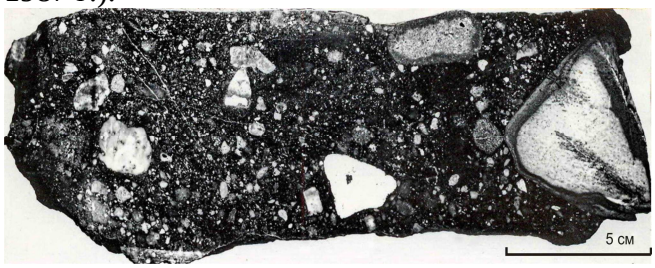


Рис. 1. Типичный диамиктит (пришлифовка).

Диамиктиты наиболее широко распространены в Охотском и Аян-Юряхском седиментационных бассейнах, образуя атканскую свиту. Гораздо реже эти породы встречаются в нижней части балыгычанской свиты Балыгычанского бассейна, а также по всему разрезу омчакской свиты Аян-Юряхского бассейна и на некоторых интервалах разреза во всех трех рассматриваемых бассейнах. Макроскопически сходные образования распространены также в гижигинской свите Омолонского и ауланжинской свите Гижигинского бассейнов. Недавно диамиктиты были впервые установлены нами в разрезе Армано-Вилигинской складчатой зоны.

Наибольшее распространение на сегодняшний день получили две основные точки зрения о происхождении диамиктитов: *ледово-морская* [5, 8, 9 и др.] и *вулканогенно-осадочная* [1–3].

Типичные диамиктиты – породы массивной текстуры, обычно образующие мощные пачки (до 80 и более метров) и характеризующиеся присутствием в неслоистом или неяснослоистом матриксе рассеянного материала различной окатанности от песчаной до галечной размерности, составляющих от 5–10 до 30–40% от общего объема породы. Матрикс таких диамиктитов, как правило, сильно рассланцован и в целом представляет собой темно-серую серицитизированную алеврито-глинистую массу, участками переходящую в микрофельзитовый агрегат с хаотично рассеянными в нем явными обломками псефитовой размерности. В прозрачных шлифах, изученных нами, в большинстве случаев первичная природа матрикса не ясна. Только в некоторых шлифах в матриксе диамиктитов за крупными включениями в так называемых теневых двориках (двориках Соре) частично сохраняется его реликтовая структура (рис. 2, а). В этом случае видны рассеянные в матриксе (10–20%) столбчатые и рогульчатые пепловые частицы. (рис. 2, д). В этом случае порода диагностируется как витро-кристаллокластический ксенотуф с лапилли. В некоторых шлифах в диамиктитах на участках с хорошо сохранившейся пепловой структурой отчетливо видно сложение матрикса из отдельных стекловатых обломков с неправильными рваными краями (рис. 2, б,в). Рассеянный в матриксе материал песчаной размерности представлен угловатыми и округлыми обломками; по размерности несколько выделяется класс 0,25–0,5 мм. По петрографическому составу во фракции 0,1–0,5 мм около половины

составляют обломки кварца и альбита (примерно в равных количествах), остальное – обломки пород. Встречаются идиоморфные зерна альбита и единичные идиоморфные зерна кварца. Более крупные зерна полностью представлены литокластами, среди которых около половины – девитрифицированное вулканическое стекло, выполненное тончайшим пелитовым, иногда – микрофельзитовым агрегатом. Около 40% литокластов – обломки гиалиновой и гиалопилитовой основной массы; в лейстах присутствует альбит, стекло замещено хлоритом. Встречаются обломки (от 0,2–0,4 мм до 20 мм) пемзы с "рваными" краями, (рис. 2 г,е), нередко с флюидальной структурой, при скрещенных николях сливающиеся со стекловатой массой матрикса.

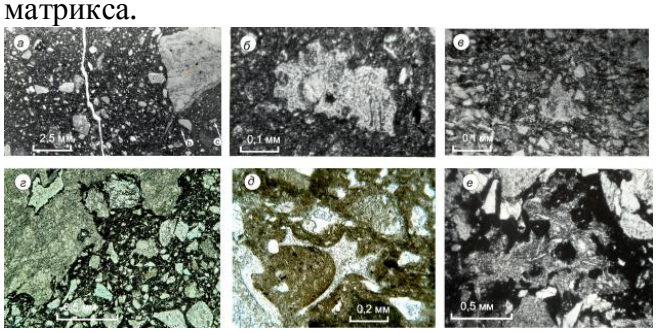


Рис. 2. Реликты пепловой структуры в диамиктитах, без анализатора [2]. Объяснения в тексте.

Наряду с описанными типичными диамиктитами, слагающими мощные неслоистые или неясно слоистые пачки, наблюдаются и другие их разновидности. Встречаются разности (преимущественно слоистые), в которых количество гравийного материала невелико, а материал галечной размерности практически отсутствует. Диамиктиты могут образовывать тонкие миллиметровые слойки, образуя тонкое переслаивание (1–3 см) с аргиллитами. В последнем случае размерность обломочного материала также, как правило, гравийная и песчаная. При большом (более 50%) количестве включений диамиктиты по внешнему облику больше уже напоминают гравелиты и конгломераты или брекчии, в этом случае среди обломочной части появляются закатыши черных аргиллитов, окатанность материала, как правило, улучшается.

С диамиктитами атканской и омчакской свит Аян-Юряхского бассейна нередко ассоциируют подводно-оползневые складки амплитудой до первых десятков сантиметров, наблюдаются оползневые “колобки”, аргиллитовые закатыши и текстуры подводного размыва. Пакеты и пачки диамиктитов мощностью от первых метров до первых сотен метров в средней и в верхнеомчакской подсвитах переслаиваются с аналогичными по мощности турбидитами, зерновыми и глинистыми потоками. Эта ассоциация подтверждает глубоководный генезис диамиктитов и позволяет рассматривать их в качестве особой разновидности дебритов.

Следует подчеркнуть, что основная часть диамиктитов приурочена к гижигинскому региональному горизонту верхней перми, отвечающему, по современным представлениям, кептенскому ярусу Международной стратиграфической шкалы. То есть эти образования занимают вполне определенное положение в разрезе, что подтверждено многочисленными находками ископаемой фауны (двустворки, гастроподы, брахиоподы, членики криноидей), специализированными стратиграфическими исследованиями и геологическим картированием.

Проведенное недавно нами U-Pb SHRIMP и LA-MC-ICPMS-датирование цирконов из матрикса и мелких обломков диамиктитов в изотопном центре ВСЕГЕИ (С.-Петербург) и аналитическом центре Аризоны, США подтвердило пермский возраст этих пород [2], хотя ранее считалось, что они образовались в результате размыва вулканитов девона [9].

В ряде разрезов, особенно приближенных к вероятным источникам извержений в пределах Охотско-Тайгоносской вулканической дуги (например, на северном обрамлении Охотского массива и Армано-Вилигинской складчатой зоне), с диамиктитами часто ассоциируют туфы дацитов, андезитов, базальтов и их щелочных аналогов, иногда встречаются и лавы аналогичного состава. Мощность отдельных прослоев вулканитов здесь может достигать нескольких метров.

В них нередко развиты оползневые складки амплитудой до 1 м.

Следует также отметить, что все пермские глинистые породы Аян-Юряхского антиклинория и Балыгычанского блока демонстрируют аномально повышенные содержания кремнезема – в среднем, 65,5 вес.%, тогда как обычные глинистые сланцы имеют только 58 вес.% кремнезема [7]. Такие высокие содержания SiO_2, скорее всего, предполагают вулканогенное происхождение глинистых пород Аян-Юряхского антиклинория и Балыгычанского блока в результате аргиллитизации стекловатых пепловых туфов [4], что хорошо согласуется с наблюдаемыми в шлифах реликтовыми пепловыми структурами. Изучение ряда примесных элементов (Rb, Sr, Y, Zr, Nb) из пермских туфов Охотского бассейна свидетельствует о известково-щелочном характере вулканизма Охотского сегмента Охотско-Тайгоносской вулканической дуги, фиксирующемся также по соотношению щелочей и кремнезема.

Как установлено детальными специализированными стратиграфическими исследованиями и геологическим картированием, толщи диамиктитов подвержены значительной фациальной изменчивости, вплоть до полного исчезновения из разреза каких-либо следов крупных включений на протяжении первых километров. В частности, существуют разрезы, где рассеянный материал гравийной и галечной размерности в атканской свите практически исчезает и вся свита представлена неслоистыми аргиллитами. Эти факты отмечались еще в 40-е–50-е годы прошлого века (З.Г. Караева, Ю.Г. Гатинский) и нашли подтверждение при сопоставлении многочисленных частных разрезов и детальном картировании в процессе проведения нами специализированных тематических работ (Бяков, Ведерников, 1987 г.).

Сама природа образования этих толщ, сформированных процессами лавинного осадконакопления на фоне проявлений вулканизма известково-щелочного ряда в пределах Охотско-Тайгоносской вулканической дуги, предполагает непостоянство их строения и мощности. Последнее может вызвать ложное представление о якобы нестратифицированности диамиктитов. В некоторых разрезах юго-восточного фланга Аян-Юряхского антиклинория в средней части омчакской свиты появляется толща диамиктитов мощностью до 500 м. То же самое касается и нижней части омчакской свиты, где появляются пачки неслоистых диамиктитов мощностью до 50 м, выклинивающиеся на протяжении первых сотен метров (Бяков, Ведерников, 1990).

Получившей наибольшее распространение точке зрения о ледово-морском генезисе диамиктитов как основном механизме их образования, противоречат следующие факты. Следы материкового оледенения на Охотском массиве и Северо-Азиатском кратоне полностью отсутствуют. Другие крупные массивы суши, где могли бы формироваться огромные массы плавучих льдов, и тем более, айсбергов, в Северном полушарии не известны. Практически не наблюдается закономерного уменьшения гранулометрического состава и улучшения окатанности обломочного материала в направлении открытого моря, как это следует для современных ледово-морских осадков (например, Лисицын, 1994). Максимальные мощности диамиктитов наблюдаются не вблизи вероятной суши (Охотский массив и Охотско-Тайгоносская дуга), а в наиболее глубоководных частях бассейна на удалении 300 км от предполагаемых источников материкового оледенения. Присутствуют мощные (до 350 м) пачки неслоистых диамиктитов, образование которых трудно связать с сезонным таянием льдов.

Все перечисленные признаки, а также пространственная приуроченность диамиктитов, с одной стороны, к вероятным очагам вулканических извержений в пределах Охотско-Тайгоносской вулканической дуги (рис. 3), а с другой – к наиболее глубоководным обстановкам седиментации в пределах Охотского, Аян-

Юряхского и Балыгычанского бассейнов, делает наиболее вероятным их смешанное, вулканогенно-осадочное происхождение. Все диамиктиты являются синхронными или субсинхронными продуктами вулканизма Охотско-Тайгоносской вулканической дуги, перемещенными преимущественно мутьевыми потоками и оползнями в наиболее глубокие части задуговых морских бассейнов.



Рис. 3. Географическое распространение диамиктитов. Палеогеографические реконструкции по [3]: 1 – суша, 2 – континентальные бассейны, 3 – мелкое море, 4 – глубокое море, 5 – вулканические активные континентальные окраины, 6 – зоны субдукции и аккреционный клин, 7 – границы террейнов, 8 – границы бассейнов (а) и их частей (б), 9 – предполагаемый трансформный разлом, 10 – палеоширота по (Lawver et al., 2004), 11 – распространение диамиктитов; вулканические дуги: ОТВД – Охотско-Тайгоносская, АЛ – Алазейско-Олойская; террейны: ОХ – Охотский, ОМ – Омолонский, ПР – Приколымский, О – Омулевский; осадочные бассейны: Ох – Охотский, Т – Тайгоносский, А – Аян-Юряхский, Б – Балыгычанский, Ал – Алазейский, Ол – Олойский, Пн – Пенжинский, Г – Гижигинский, С – Сугойский, Тс – Тасканский, Сл – Селенняхский, Тх – Тас-Хаяхтахский, Вл – Вилюйский, Кн – Кулар-Нерский, В – Верхоянское окраинно-эпиконтинентальное море, Ом – Омолонское эпиконтинентальное море.

Точка зрения некоторых геологов о том, что диамиктиты связаны с местными центрами извержений внутри Аян-Юряхского бассейна представляется малодоказательной, прежде всего в связи с отсутствием остатков вулканических аппаратов, региональным распространением диамиктитов, закартированных на площади свыше нескольких тыс. км^2, и неясностью геодинамической природы проявлений такого внутрибассейного вулканизма.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 11-05-98569-р_восток.

Литература

1. *Бяков А.С., Ведерников И.Л.* Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинория. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 69 с.
2. *Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В.* Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение// Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 14–24.
3. *Бяков А.С., Прокопьев А.В., Кутыгин Р.В., Ведерников И.Л., Будников И.В.* Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 81–85.
4. *Ведерников И.Л., Бяков А.С.* Некоторые литохимические особенности отложений перми и нижнего триаса Аян-Юряхского антиклинория (Северо-Восток России) по данным трехкомпонентного (SiO_2, K_2O, Na_2O) анализа // Литохимия в действии: Матер. Второй всерос. школы по литохимии (Сыктывкар: 13–17 марта 2006). Сыктывкар: Геопринт, 2006.
5. *Калугин Х.И.* Стратиграфия пермских отложений западной части Охотско-Колымского водораздела // Материалы по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Магадан, 1958. Вып. 13. С. 35–48.
6. *Лисицын А.П.* Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
7. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 752 с.
8. *Чумаков Н.М.* Следы позднепермского оледенения на реке Колыме: отзвук гондванских оледенений на Северо-Востоке Азии? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 130–150.
9. *Эпштейн О.Г.* Верхнеполеозойские ледово-морские отложения бассейна истоков р. Колымы // Литология и полезн. ископ. 1972. № 3. С. 112–127.
10. *Lawver L.A., Dalziel I.W.D., Gahagan L.M. et al.* The plates 2004. Atlas of Plate Reconstructions (750 Ma to Present Day). Plates Progress Report no. 290-0804. Report N 191. University of Texas, 2004.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

В

Содержание:

Варенцов Ив.М., Ковачикова С., Куликов В.А., Логвинов И.М., Пушкарев П.Ю., Соколова Е.Ю., Яковлев А.Г., Рабочая группа KIROVOGRAD
КОРОВЫЕ АНОМАЛИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ 290

Васильев Д.А., Прокопьев А.В.
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ОЛЕНЕКСКОГО СЕКТОРА ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА (АРКТИЧЕСКАЯ ЯКУТИЯ) 296

Васильев В.В., Французов И.Я., Кузуб Д.Н.
НАДВОДНАЯ ГРАВИМЕТРИЯ И ЕЁ РОЛЬ В ИЗУЧЕНИИ ТЕКТОНОСФЕРЫ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА 300

Вахнин М.Г.
МОРФОЛОГИЯ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА 303

Вейс В.А., Коптев-Дворников Е.В., Пчелинцева Н.Ф.
КАКОВ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИВОВ: НАПРАВЛЕННАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ИЛИ ФАЗОВАЯ КОНВЕКЦИЯ (ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ И РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)? 306

Величко Б.М., Шлыкова В. В.
СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ШПИЦБЕРГЕНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ И ВОСТОЧНО-БАРЕНЦЕВСКОГО МЕГАПРОГИБА 310

Верба М.Л., Иванов Г.И., Сираев А.М.
УШАКОВСКО-УРВАНЦЕВСКИЙ ГРАБЕН-РИФТ - КАК ШЕЛЬФОВОЕ ПРОДОЛЖЕНИЕ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ 314

Верба М.Л., Иванов Г.И., Тихонова И.М.
ОТСУТСТВИЕ ПРИЗНАКОВ СУБДУКЦИИ В СТРОЕНИИ КУРИЛЬСКОГО ГЛУБОКОВОДНОГО ЖЕЛОБА (ПО ДАННЫМ МОВ-ОГТ НА ОПОРНОМ ПРОФИЛЕ 1-ОМ) 318

Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Лобковский Л.И., Тучкова М.И., Банников Г.А.
ТЕКТОНИКА И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ШЕЛЬФА ЧУКОТСКОГО МОРЯ 324

Верниковский В.А.
ЦИРКУМ-СИБИРСКИЕ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ, ПЯТНАДЦАТЬ ЛЕТ СПУСТЯ: ПРОБЛЕМЫ И РЕШЕНИЯ 329

Веселовский Р.В., Арзамасцев А.А.
РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕВОНСКИХ ДАЕК КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА: СВИДЕТЕЛЬСТВА МЕЗОЗОЙСКОЙ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА 331

Видяпин Ю.П., Сомин М.Л.
СПЕЦИФИКА ПРОЯВЛЕНИЯ КОЛЛИЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА БОЛЬШОМ КАВКАЗЕ В АЛЬПИЙСКОЕ ВРЕМЯ 337

Викулин А.В., Иванчин А.Г.
ВОЛНОВАЯ ГЕОДИНАМИКА КАК РОТАЦИОННАЯ ТЕКТОНИКА – РОТОНИКА 341

Викулин А.В., Семенец Н.В.
ГЕОДИНАМИКА И СОЦИУМ 346

Виноградов А.М.
УРАЛЬСКОЕ СОПРЯЖЕНИЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛИТЫ И ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АСПЕКТ) 352

Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Травин А.В.
МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И СДВИГОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В ЗОНАХ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И МИКРОПЛИТ 357

Вовна Г.М., Мишкин М.А.
РАННЯЯ КОРА ЗЕМЛИ – ЭВОЛЮЦИЯ ОТ ХАДЕЯ ДО ПРОТЕРОЗОЯ 362

Водовозов В.Ю., Диденко А.Н., Песков А.Ю.
ТРАЕКТОРИЯ КАЖУЩЕЙСЯ МИГРАЦИИ ПОЛЮСА СИБИРСКОГО КРАТОНА ДЛЯ КОНЦА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ – НАЧАЛА МЕЗОПРОТЕРОЗОЯ 367

Воинова О.А., Астафьев Б.Ю., Воинов А.С.
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННЫХ ЗОН ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА 373

Войнова И.П.
ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА ЗАПАДНОЙ ПАЛЕОПАЦИФИКИ 377

Волков А.В., Сидоров А.А., Чехов А.Д., Алексеев В.Ю.
О МЕТАЛЛОГЕНИИ ВНУТРЕННЕЙ И ВНЕШНЕЙ ЗОН ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА 381

Волкова Е.Н., Дюдюк Э.В.
ОСНОВЫ РАЦИОНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИЗУЧЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ 384

Волохин Ю.Г.
МЕЗОЗОЙСКОЕ И КАЙНОЗОЙСКОЕ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЕ В ВОСТОЧНО-АЗИАТСКИХ ОКРАИННЫХ БАССЕЙНАХ (ОПЫТ СРАВНИТЕЛЬНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ) 388

КОРОВЫЕ АНОМАЛИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Варенцов Ив.М.[а], Ковачикова С.[б], Куликов В.А.[в,г], Логвинов И.М.[д], Пушкарев П.Ю.[в], Соколова Е.Ю.[а], Яковлев А.Г.[в,г], Рабочая группа KIROVOGRAD

[а] *Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, Троицк, Московская обл., Россия*
[б] *Геофизический институт Чешской АН, Прага, Чехия*
[в] *Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
[г] *ООО «Северо-Запад», Москва, Россия*
[д] *Институт геофизики НАНУ, Киев, Украина*
(*ivan_varentsov@mail.ru*)

Введение

В 2007-10 г. выполнена первая фаза международного проекта KIROVOGRAD по электромагнитному (ЭМ) зондированию земной коры на территории ЮЗ России и северной Украины на западном склоне Воронежской антеклизы (ВА). Решались две задачи: методическая – масштабная реализации на постсоветском пространстве современных технологий синхронного ЭМ зондирования, развитых в европейских проектах BEAR и EMTESZ-Pomerania [1-3] и геологическая – исследование структуры сочленения трех независимо исследованных аномалий коровой электропроводности – Кировоградской, Курской и Кирово-Барятинской. В проекте объединили свои усилия ученые и специалисты Геологического факультета МГУ, Центра геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, Института геофизики НАНУ, Геофизического института Чешской АН и ООО ”Северо-Запад”. Третья задача проекта была педагогической – приобщение к актуальным исследованиям студентов, проходящих практики на расположенной в области исследований Геофизической базе МГУ в д. Александровка (ALX) Калужской обл.

Яркая Кировоградская аномалия электропроводности (КрвА) открыта и изучена на Украинском щите (УЩ) по результатам магнитовариационных (МВ) зондирований [4-9] - это отчетливая меридианальная линейная зона, имеющая возможное продолжение под Днепрово-Донецкой впадиной (ДДВ) на север в пределы Воронежской антеклизы. Менее интенсивная и более локальная Кирово-Барятинская аномалия (КбрА) выявлена по магнитотеллурическим (МТ) зондированиям южнее Геофизической базы МГУ в зоне Барятинской магнитной аномалии [10, 11]. Курская аномалия проявилась в МТ данных ООО ”Северо-Запад” на оси КМА вблизи Курской АЭС (г. Курчатов).

Массив синхронных МТ/МВ зондирований

Массив зондирований KIROVOGRAD (рис. 1) состоит из трех новых российских профилей: КИРОВ, ЖИЗДРА и НАВЛЯ; трех украинских: СУМЫ, ДДВ и ДНЕПР; двух совместных: СУЗЕМКА и ШОСТКА; и включает серию наблюдений прошлых лет.

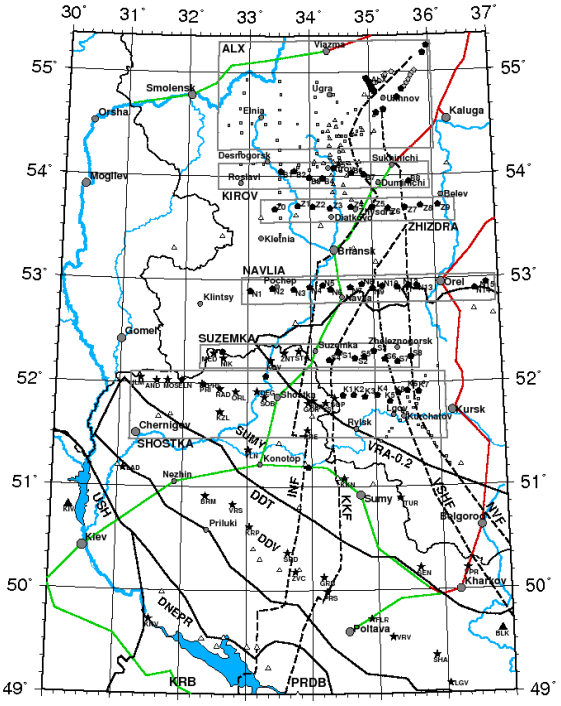


Рис. 1. Зондирования проекта KIROVOGRAD: треугольники, квадраты и пятиугольники-звездочки - пункты МВ, МТ и синхронных МТ/МВ наблюдений, соответственно; зеленые линии – ж/д на переменном токе, красные – на постоянном; DDT – ДДВ; USH – УЩ, KRB и PRDB – мегаблоки УЩ; VRA-0.2

– изолиния 0.2 км мощности осадков ВА; INF, KKF, VSHF и NVF – важнейшие глубинные разломы.

Зондирования выполнены в зоне интенсивных ЭМ помех от ж/д, трубопроводов и других объектов индустрии. Поэтому синхронность наблюдений с опорой на геомагнитную обсерваторию KIV и стационарный МВ пункт ALX стала важным фактором получения кондиционных интерпретационных данных [1-3, 11]. Вторым преимуществом синхронности наблюдений стала возможность анализа горизонтальных МВ откликов [2, 12]. Карта их экстремальных амплитуд (рис. 2) отчетливо выделяет на фоне ярких субширотных эффектов осадков ДДВ субмеридианальные глубинные аномалии электропроводности (КрвА на ЮЗ, КурА на ЮВ и КбрА на севере) и дает направления их простирания. Более сложная интерференция откликов поверхностных и глубинных объектов наблюдается в картах важнейших инвариантов импеданса и типпера. Ипедансные данные на профилях СУЗЕМКА и ШОСТКА указывают на повышенную электропроводность всей зоны между КрвА и КурА (рис. 3).

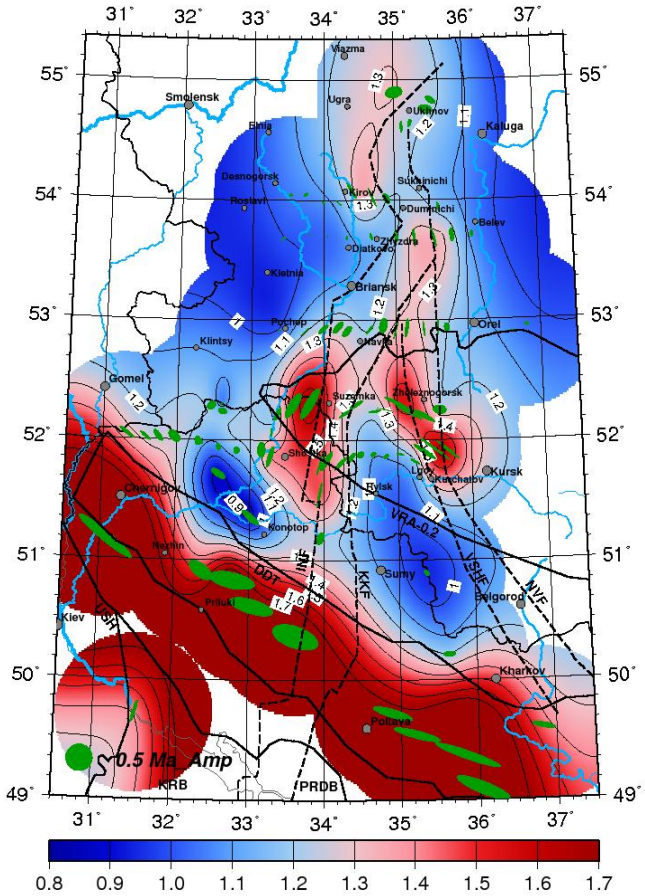


Рис. 2. Эллипсы (повернутые на 90°) экстремальных и карта максимальных амплитуд горизонтального МВ отклика (отн. п. N1 на западе профиля НАВЛЯ в окрестности Почепа) для периода 400 с.

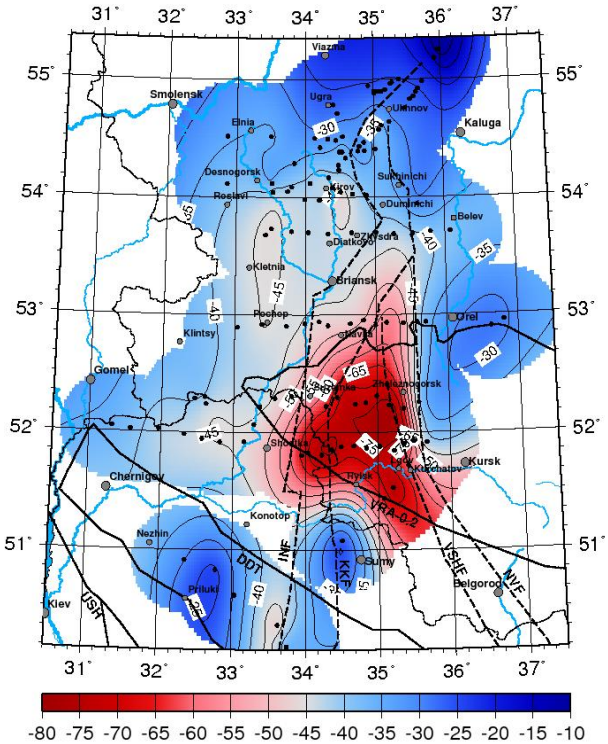


Рис. 3. Карта фазы эффективного импеданса для периода 400 с.

Влияние осадочного чехла, весьма маломощного в центре области исследований (рис. 1), контролировалось оценками продольной проводимости по эффективному кажущемуся сопротивлению на периоде 4 с – при глубине проникновения ЭМ поля порядка первых км они за пределами ДДВ и Московской синеклизы варьировались в пределах 30-100 См.

Двумерная инверсия данных

Стратегия интерпретации полученных данных предполагала углубленный совместный анализ МТ и МВ откликов [2, 12, 13] и предусматривала этапы их 2D и 3D инверсии. Степень трехмерности данных различна для различных компонент интерпретируемых передаточных операторов. Наиболее двумерными представляются горизонтальные МВ отклики, однако и их простирание для отдельных сегментов коровых аномалий заметно отличается от меридианального (рис. 2). В этих условиях 2D инверсия велась методом [14, 15] вдоль 7 субширотных профилей КИРОВ-СУМЫ и ДНЕПР по всей 8-компонентной совокупности профильных МТ/МВ данных (бимодального импеданса, типпера и горизонтального МВ отклика), взвешенных с учетом их 3D искаженности. Для подавления приповерхностных эффектов дополнительно снижался вклад кажущихся сопротивлений. Наилучший компромисс разрешения и устойчивости достигнут на профиле ЖИЗДРА (рис. 4) – здесь выявлен коровый проводник шириной до 120 км мощностью порядка 10 км на глубине 20-35 км с продольной проводимостью, достигающей 1000 См. Выше этого субгоризонтального проводника выделяются несколько менее контрастных вертикальных коровых проводящих зон, приуроченных к глубинным разломам.

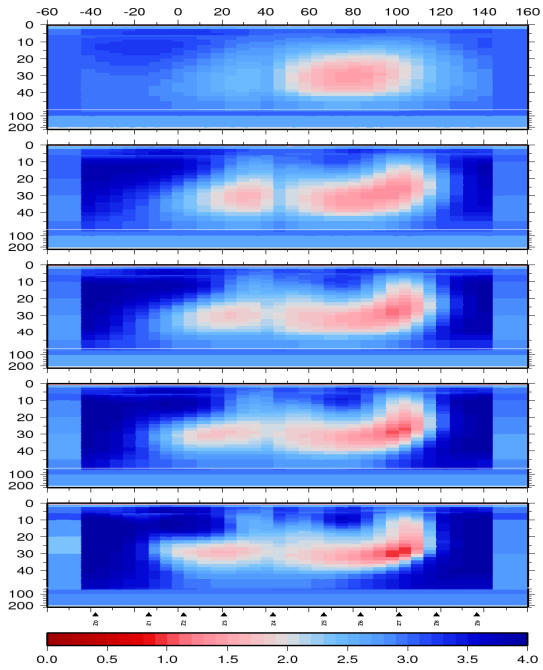


Рис. 4. Сходимость 8-компонентной 2D инверсии на профиле ЖИЗДРА, сверху вниз: разрезы электрического сопротивления для итераций 14, 27, 35, 42 и 53 (Омм, lg-шкала, горизонтальные координаты увеличиваются от меридиана 34°в.д. на восток).

К югу от профиля ЖИЗДРА структура построенных 2D геоэлектрических моделей усложняется, а продольная проводимость и глубина субгоризонтальных нижнекоровых аномалий увеличиваются. На рис. 5 представлена карта коровой продольной проводимости по результатам всех 2D инверсий. На этой карте, во-первых, наблюдается явная корреляция проводящих структур КрвА на профилях ДНЕПР, с одной стороны, и ШОСТКА-СУЗЕМКА, с другой стороны ДДВ. Во-вторых, отчетливо прослеживается продолжение аномалий КрвА и КурА до профиля НАВЛЯ. На профиле СУЗЕМКА повышенная проводимость наблюдается и в промежутке между КрвА и КурА, что соответствует импедансным данным (рис. 3). На профилях НАВЛЯ и ЖИЗДРА эти две аномалии практически сливаются (рис. 4, 5) и трудно различить, какая из них вносит больший вклад в ЭМ отклики. Далее на север между профилями ЖИЗДРА и КИРОВ объединенная аномалия сочленяется с КрбА.

На профиле СУЗЕМКА результаты 2D интерпретации указывают на возможное понижение в центральной части модели сопротивления верхней мантии непосредственно под границей Мохо. Этот факт может

свидетельствовать в пользу гипотезы современной активизации данной зоны, но требует подтверждения более глубинными ЭМ зондированиями.

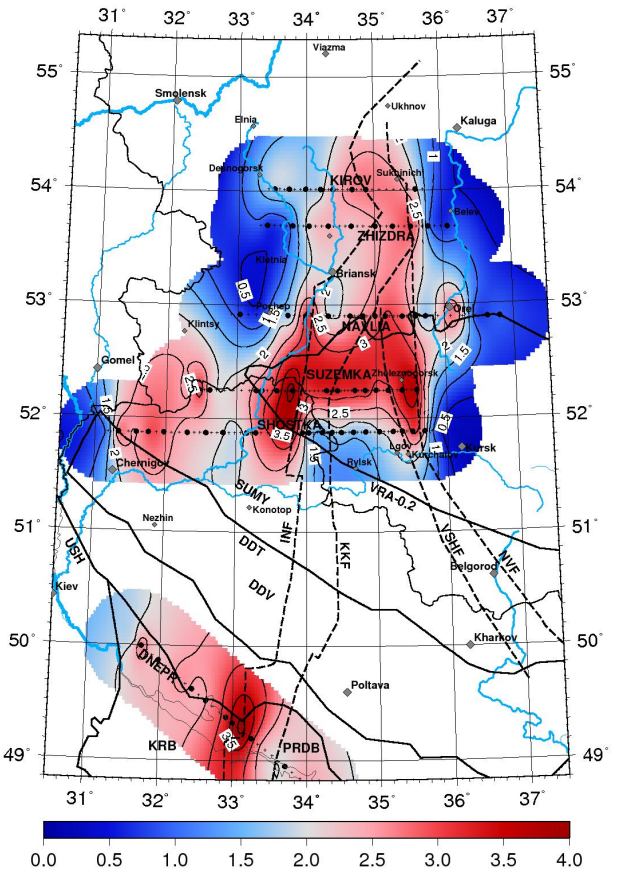


Рис. 5. Карта коровой продольной проводимости (См, lg-шкала) на глубинах 15-50 км по результатам совместной 2D инверсии MT/MB данных.

Трехмерная инверсия данных

При наличии значительных 3D искажений MT/MB данных важно подкрепить геоэлектрические построения, полученные на основе профильной 2D интерпретации, прямыми решениями задач 3D инверсии. Первые решения данного вида получены для полного тензора горизонтального МВ отклика в квази-3D (пленочной) аппроксимации аномалий электропроводности [16]. На рис. 6 приведена карта суммарной продольной проводимости осадков и земной коры, полученная в рамках такого подхода для данных на периодах 900 и 1600 с. Проводимость оценивалась на эффективной глубине 20 км и вклад осадков ДДВ в южной части карты заметно преувеличен (до 10000 См). На этом фоне 3D оценки проводимости коровых аномалий электропроводности также достигают 10000 См и хорошо соответствуют результатам 2D инверсии (рис. 5). Единственное существенное различие проявляется на рис. 6 в меньшей проводимости зоны между КрвА и КурА на профиле СУЗЕМКА.

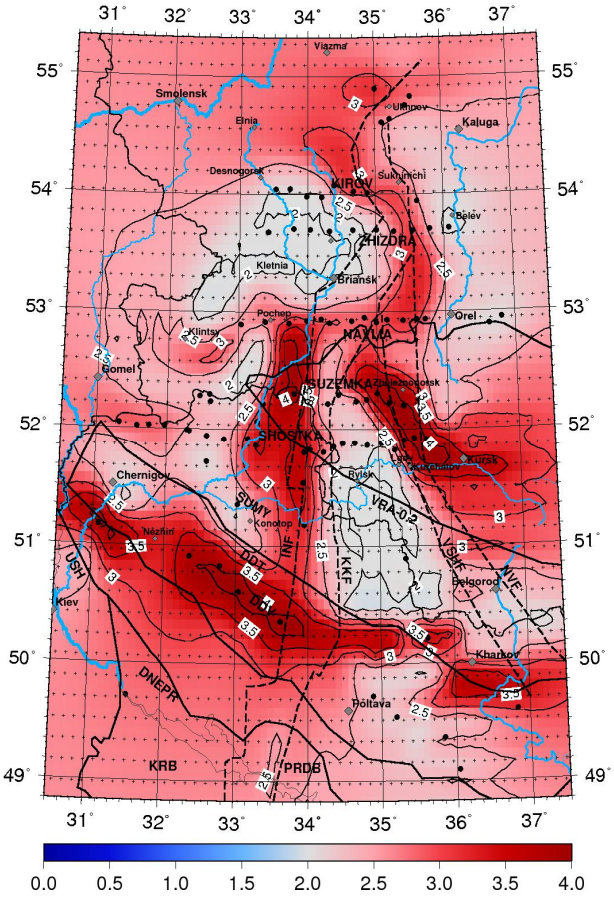


Рис. 6. Карта суммарной продольной проводимости осадков и земной коры (См, lg-шкала) по результатам квази-3D инверсии горизонтальных МВ откликов

Заключение

Синхронные MT/MB зондирования проекта KIROVOGRAD позволили выполнить надежные геоэлектрические построения на западном склоне Воронежской антеклизы в пределах всей мощности земной коры вопреки существенным индустриальным ЭМ помехам и показали перспективность применения данной технологии в индустриальных областях России.

Детализирована область сочленения Кировоградской, Курской и Кирово-Барятинской аномалий коровой электропроводности и показана связанность текущих в них токовых систем. Природа выявленных аномалий

электропроводности более подробно обсуждается в работе [17].

Выполненная программа ЭМ зондирований проекта KIROVOGRAD способствовала вовлечению студентов-практикантов в реальный научный эксперимент и обеспечила им богатый материал для выполнения последующих учебно-научных работ. Она способствовала накоплению знаний о геоэлектрической структуре в окрестности Геофизической базы МГУ.

В 2011 г. планируется продолжение эксперимента KIROVOGRAD и отработка на юге Курской области (на широте Обояни) и в Сумской области Украины нового субширотного профиля для уточнения ЮВ простирания КурА и детализации геоэлектрической структуры зоны между КрвА и КурА. Кроме этого, будет предпринята попытка распознавания северного продолжения КбрА на широте Калуги-Юхнова в зоне существенного влияния субширотных токов, текущих в прибортовой зоне Московской синеклизы.

Литература

1. *Варенцов Ив.М., Корья Т., Смирнов М.Ю. и др.* Эксперимент BEAR – синхронное ЭМ зондирование Балтийского щита и его передаточные функции // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по прогпрослежирамме EUROPROBE. М.: Геокарт: ГЕОС. 2006. С. 79-94.
2. *Varentsov Iv.M.* Arrays of simultaneous EM soundings: design, data processing and analysis // Electromagnetic sounding of the Earth's interior (Methods in geochemistry and geophysics, 40). Elsevier. 2007a. P. 259-273.
3. *Ernst T., Brasse H., Cerv V. et al.* Electromagnetic images of the deep structure of the Trans-European Suture Zone beneath Polish Pomerania // Geophys. Res. Let. 2008. V. 35. P. 15307. doi:10.1029/2008GL034610.
4. *Рокитянский И.И., Логвинов И.М., Лугинина Н.А.* Магнитовариационное профилирование на Украинском щите // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1969. № 3. С. 100-111.
5. *Рокитянский И.И.* Исследование аномалий электропроводности методом МВ профилирования. Киев: Наукова думка. 1975. 280с.
6. *Баглаенко Н.В., Варенцов Ив.М., Гордиенко В.В. и др.* Геоэлектрическая модель Кировоградской аномалии по геомагнитным данным // Физика Земли. 1996. № 4. С. 87-98.
7. *Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др.* Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвин-пресс. 2005. 210с.
8. *Логвинов И.М., Тарасов В.Н.* Геоэлектрическая 2D модель Кировоградской аномалии электропроводности // Геофиз. Журн. 2005. № 5. С. 754-769.
9. *Азаров Н.Я., Анциферов А.В., Шеремет Е.М. и др.* Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского щита. Киев: Наукова думка. 2006. 196с.
10. *Хмелевской В.К., Модин И.Н., Яковлев А.Г. (Ред.).* Электроразведка. Пособие по электроразведочной практике для студентов геофизических специальностей. М: МГУ. 2005. 311с.
11. *Алексанова Е.Д., Варенцов Ив.М., Верещагина М.И. и др.* Электромагнитное зондирование осадочного чехла и консолидированной земной коры в зоне перехода от Московской синеклизы к Воронежской антеклизе: проблемы и перспективы // Физика Земли. 2010. № 8. С. 62-71.
12. *Бердичевский М.Н, Дмитриев В.И.* Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир. 2009. 680 с.
13. *Бердичевский М.Н., Соколова Е.Ю., Варенцов Ив.М. и др.* Геоэлектрический разрез Центрального Тянь-Шаня: анализ МТ и МВ откликов вдоль геотраверса НАРЫН // Физика Земли. 2010. № 8. С. 36-53.
14. *Варенцов Ив.М.* Общий подход к решению обратных задач магнитотеллурики в кусочно-непрерывных средах // Физика Земли. 2002. № 11. С. 11-33.
15. *Varentsov Iv.M.* Joint robust inversion of MT and MV data // Electromagnetic sounding of the Earth's interior (Methods in geochemistry and geophysics, 40). Elsevier. 2007b. P. 185-218.
16. *Kovacikova S., Varentsov Iv.M., EMTESZ and KIROVOGRAD WGs.* Quasi-3D inversion of horizontal MV responses // EM soundings: theory and applications. Proc. of the Int. Workshop on EM Sounding in memory of Professors Mark N. Berdichevsky and Peter Weidelt. M: IPE RAS. 2010.C. 45-46.
17. *Алексанова Е.Д., Баглаенко Н.В., Варенцов Ив.М. и др.* Сопоставление геофизических

полей в зоне Кировоградской и Курской аномалий электропроводности // Международная конференция ”Современное состояние наук о Земле” памяти В.Е. Хаина (Расширенные тезисы). М.: МГУ. 2011. 4с.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ОЛЕНЕКСКОГО СЕКТОРА ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА (АРКТИЧЕСКАЯ ЯКУТИЯ)

Васильев Д.А.[a], **Прокопьев А.В.**[a]

[a] *Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия*
(juorankhay@mail.ru)

Введение

Тектонические структуры Оленекского сектора расположены на побережье моря Лаптевых и представлены Усть-Оленекской системой складок [3]. На территории обнажаются пермские, триасовые, юрские и меловые породы, разделенные стратиграфическими несогласиями (рис. 1). Не вскрытые на поверхности отложения верхнего карбона, силура, ордовика, венда и рифея устанавливаются по данным бурения и интерпретации гравиметрических и аэромагнитных полей [3]. Определено отсутствие пород кембрия, и на неопротерозойских толщах залегают маломощные карбонаты ордовика и силура, выклинивающиеся в южном направлении. Глубинная структура сектора плохо изучена, однако по данным гравиметрического моделирования и глубокого бурения предполагается его дуплексное строение [3].

Тектоническое строение

В Оленекском секторе выделяются следующие крупные складки первого порядка (с юга на север): Усть-Оленекская антиклиналь, Северная синклиналь и Приморская антиклиналь. В ядре Усть-Оленекской антиклинали вскрыты отложения нижнего триаса, на крыльях – породы юры и мела. Северное крыло Усть-Оленекской антиклинали является южным крылом Северной синклинали. Мульда последней выполнена отложениями юры. Ее северо-восточное крыло по Тумульскому надвигу граничит с триасовыми и пермскими породами юго-западного крыла Приморской антиклинали. Тумульский надвиг южной вергентности и широтного простирания не вскрыт, и устанавливается по данным среднемасштабного картирования. Триасовые толщи северного, висячего крыла, перекрывают нижне-среднеюрские отложения северного крыла Северной синклинали. На южном крыле Усть-Оленекской антиклинали впервые установлено угловое и азимутальное несогласие между предположительно ладинскими и анизийскими толщами среднего триаса, достигающее первых градусов при общем моноклинальном наклоне пород. Это позволяет предполагать деформационное событие на этом возрастном рубеже, связанное, вероятно, с локальным растяжением в среднетриасовое время.

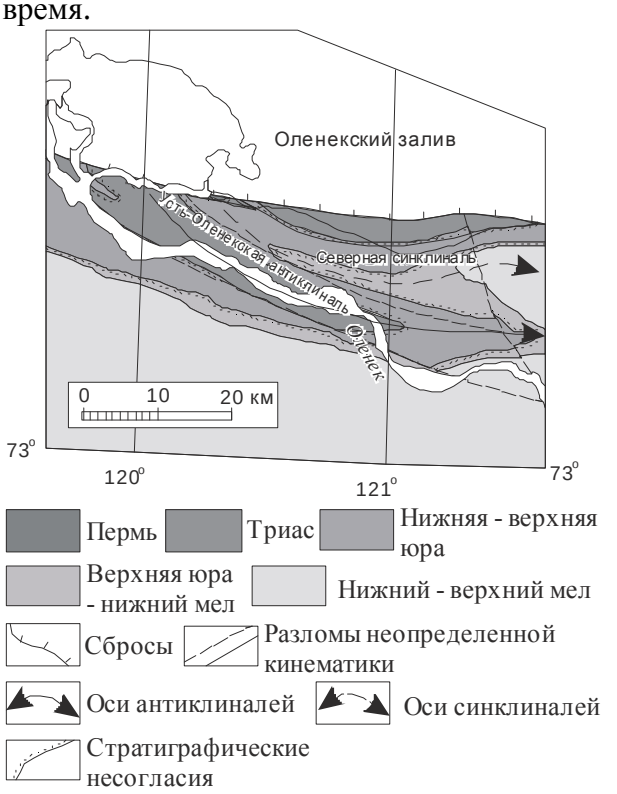


Рис. 1. Структурная карта Усть-Оленекской системы складок.

Структурные исследования

Нами были проведены массовые замеры плоскостных и линейных структурных элементов, таких как слоистость, трещиноватость, поверхности разломов, штрихи на зеркалах скольжения, жилы,

шарниры складок, которые впоследствии обрабатывались на стереографических сетках.

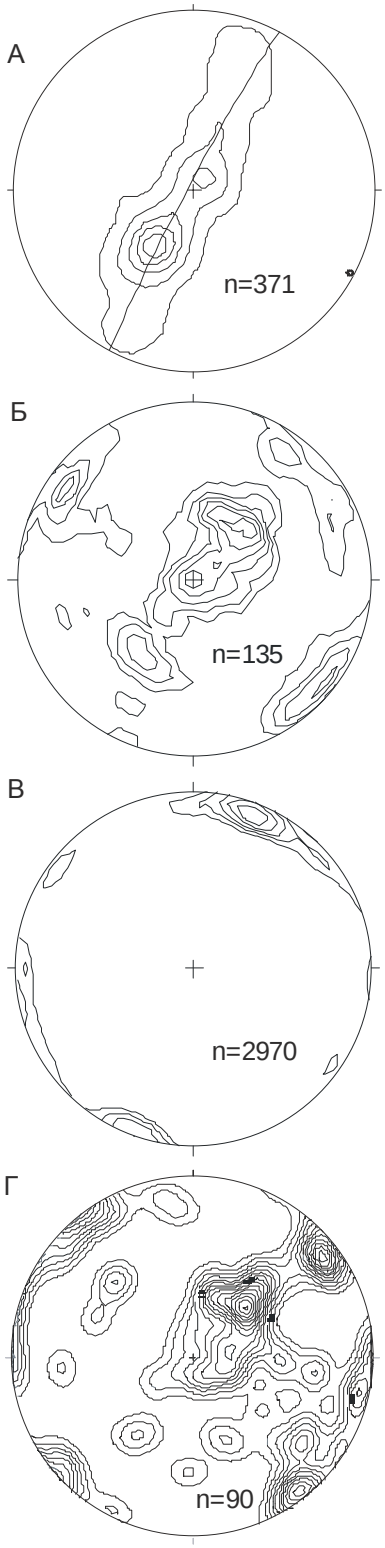
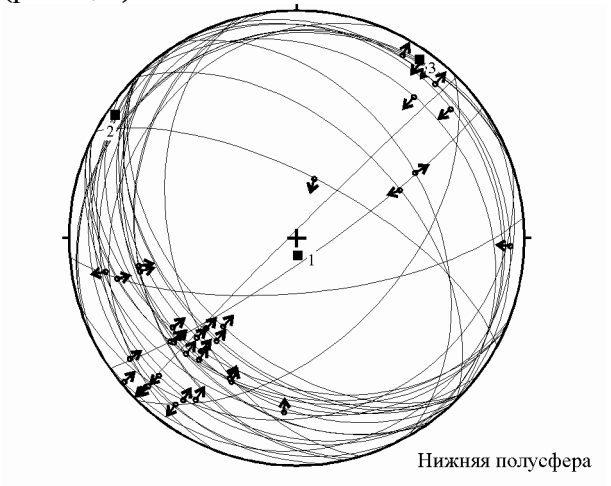


Рис. 2. Стереограммы полюсов: слоистости (А), разломов (Б), тектонической трещиноватости (В) и кварцевых жил (Г).

Полюса слоистости северо-западного простирания, замеренной в пределах всей Усть-Оленекской системы складок, концентрируются вдоль дуги большого круга. Рассчитанный шарнир полого (3°) погружается в юго-восточном направлении (рассчитанный аз. падения 117°) (рис. 2,А). Складки цилиндрические, концентрические. Усть-Оленекская антиклиналь асимметрична – на ее южном крыле и в присводовой части углы падения пород до 30–35°, а на северном крыле достигают 50–60°. Мелкие паразитические складки волочения более высокого порядка на крыльях крупных структур крайне редки. В ядре антиклинали эти складки имеют северо-восточную вергентность. Здесь широко развиты малоамплитудные сбросы и сдвиги, ориентированные, в основном, субортогонально к общему простиранию складчатых структур. Сопряженные сбросы образуют структуры мелкомасштабных грабенов и горстов. Амплитуда отдельных сбросов достигает 15–20 см. Сбросы либо северо-восточного простирания с крутыми углами наклона сместителей, либо северо-западного – с небольшими углами падения плоскостей. Сдвиги, как правило, имеют комбинированную кинематику – это либо взбросо-сдвиги, либо сбросо-сдвиги. Право- и левосторонние сдвиги зачастую сопряжены и наблюдаются в пределах одного обнажения. В основном они имеют северо-восточное простирание, редко северо-западное. Развиты многочисленные межпластовые надвиговые срывы с видимой амплитудой до нескольких дециметров. Штрихи на зеркалах скольжения указывают на направление смещения пород в север-северо-восточных румбах. Редкие взбросы имеют юго-западное падение сместителей и углы падения от первых до 70–80° (рис. 2,Б). Предполагается, что образование этих разломов происходило одновременно с формированием крупных складок региона. Отмечены три системы трещиноватости – запад-северо-западного, северо-восточного и субдолготного простирания. Ориентировка трещин в целом выдержана в пределах всей Усть-Оленекской системы складок (рис. 2,В).

Нами были замерены ориентировки более 140 плоскостей разломов, в том числе

с зеркалами скольжения, более 2300 трещин и более 90 кварцевых жил. На диаграммах ориентировки плоскостей трещин, замеренных в отдельных точках наблюдения и на сводной диаграмме видно, что в целом преобладают трещины запад-северо-западного простирания, север-северо-восточной вергентности, хотя в отдельных точках отмечаются сопряженные с ними и почти ортогональные им крутые трещины северо-восточного простирания (рис. 2,В).



Разломы и штриховки на зеркалах скольжения (n=36): стрелка показывает направление движения висячего крыла

Связанные оси Bingham

	Рассчитанные значения	Рассчитанные вектора (T и P)
Ось растяжения	(1) 0.2070	176.1° 84.1°
Промежуточная ось	(2) 0.0168	304.3° 3.7°
Ось сжатия	(3) -.2238	34.6° 4.6°

Рис. 3. Стереограмма полюсов разломов с вычисленными осями сжатия и растяжения.

Генеральная ориентировка трещин запад-северо-западного простирания очень близка простиранию осевых плоскостей крупных складок района, но разница составляет 6°. Такая ориентировка трещин хорошо согласуется с моделью формирования трещиноватости в ядрах и на крыльях концентрических складок в одном поле напряжений [2].

Ориентировка кварцевых жил мощностью от первых миллиметров до нескольких сантиметров, в целом, близка таковой трещин. Выделяются две почти ортогональные системы субвертикальных жил северо-западного и северо-восточного простирания, и одна также северо-западной ориентировки, но со средними углами падения ~ 45° на юго-запад. Часто все эти три системы пересекающихся жил встречаются в пределах одного обнажения. Редко наблюдались смещения в первые миллиметры жил северо-западного простирания жилами северо-восточного направления. Наибольшее количество жил имеет северо-западное простирание, как и основная система трещин, однако азимут простирания этих жил отличается почти на 30° от простирания трещин (рис. 2,Г).

Используя замеры плоскостей разломов и ориентировок штрихов на зеркалах скольжения при помощи компьютерной программы [4] были вычислены оси P (сжатие) и T (растяжения) (рис. 3). Установлено, что ось сжатия субортогональна шарнирам всех складок Усть-Оленекской системы, под острым углом ориентирована к простиранию основной массы трещин (14°), кварцевых жил (15°) и плоскостей мелких надвигов.

Заключение

Таким образом, основные деформационные структуры региона образовались при сжатии в направлении северо-восток – юго-запад. Предложена модель формирования Усть-Оленекской антиклинали (рис. 4). На начальной стадии образуются продольные к складчатости сбросы и кварцевые жилы северо-западного простирания, а на заключительных – ортогональные северо-восточные. Сдвиги северо-восточного простирания также формируются на заключительной стадии образования складки.

Предполагается, что возраст деформаций пост альб-сеноманский, поскольку породы данного возраста наиболее молодые из дислоцированных в районе. Это значительно позже, чем первый импульс складчатых деформаций в расположенном восточнее Хараулахском сегменте Верхоянского складчато-надвигового пояса [1]. Вероятнее всего Усть-Оленекская система складок представляет собой деформированный передовой прогиб крупного, расположенного на севере в акватории моря Лаптевых, орогенного пояса, молассовые

отложения которого в пределах изученного региона эродированы.

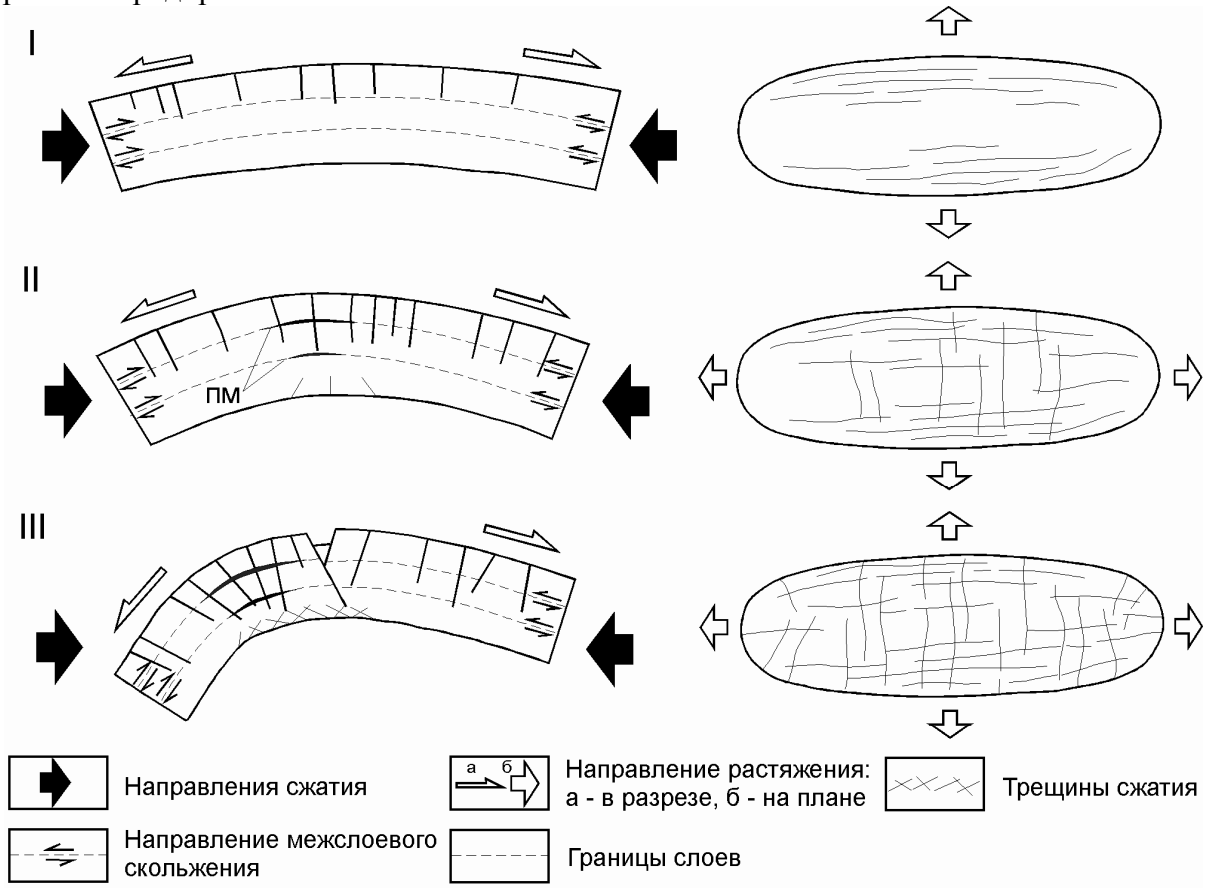


Рис. 4. Схема формирования Усть-Оленекской антиклинали.

Исследования выполнены в рамках проекта «Региональные геолого-геофизические исследования арктической континентальной окраины Сибири», поддержанном TGS-NOPEC Geophysical Company.

Литература

1. *Галабала Р.О.* Об орогенезе в Западном Верхоянье // Мезозойский тектогенез. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР. 1971. С. 61–68.
2. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 376 с.
3. *Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В.* Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М: МАИК Наука/Интерпериодика. 2001. С. 156–198.
4. *Marrett R, Allmendinger R.* Kinematic analysis of fault-slip data // Journal of Structural Geology. 1990. V. 12. P. 973–986.

НАДВОДНАЯ ГРАВИМЕТРИЯ И ЕЁ РОЛЬ В ИЗУЧЕНИИ ТЕКТОНОСФЕРЫ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА

Васильев В.В., Французов И.Я., Кузуб Д.Н.

ОАО Морская арктическая геологоразведочная экспедиция, Мурманск, Россия (vladv@mage.ru)

Введение

Гравиметрическая съёмка – один из комплекса методов морской геофизики, способствующих решению геологических задач по оценке мощности осадочного чехла и выявлению крупных структур; районированию складчатого фундамента дна акваторий; выявлению и трассированию основных разломов; прослеживанию геологических структур, установленных на побережье и оконтуриванию их в пределах акваторий; получению сведений о структуре и мощности земной коры. Метод весьма информативен при поиске месторождений углеводородов на шельфе.

Первые гравиметрические измерения на море были произведены маятниковыми гравиметрами и технология работ не отличалась от сухопутной. Такие измерения были сделаны, например, в конце XIX века во время легендарного дрейфа научно-исследовательского судна «Фрам». Положение судна, затертого во льдах, обеспечивало почти полное отсутствие возмущающих ускорений.

Первая эффективная технология измерений ускорения силы тяжести на подвижном основании была предложена и опробована голландским ученым Ф.А. Венинг-Мейнесом в 1922-1929 гг. Технология базировалась на использовании маятникового прибора, который устанавливался на подводную лодку, и на предложенном Венинг-Мейнесом методе формирования «фиктивного маятника». Для уменьшения уровня возмущений наблюдения производились на глубине 30-50 м.

В СССР первые маятниковые наблюдения по такой технологии провел на Черном море в начале 30-х годов прошлого столетия доцент, затем профессор МГУ Леонид Васильевич Сорокин. На арктическом шельфе Евразии первые маятниковые наблюдения по аналогичной технологии были проведены в 1947 и 1955 гг. (М.Е. Хейфец), причем в 1955 г. в Норвежском, Гренландском, Баренцевом и Карском морях было определено 93 пункта. В 1962 г. советская подводная экспедиция выполнила общую гравиметрическую съемку Баренцева моря (Э.М. Березин), а всего на арктическом шельфе Евразии было определено 460 маятниковых пунктов с погрешностью ±1.6-3.1 мГал.

С середины 50-х годов прошлого столетия в СССР интенсивно разрабатывается теория гравиметрических наблюдений на подвижном основании, создаются все более совершенные макеты надводных гравиметров, проводятся их морские испытания на надводных и подводных судах (В.А. Кузиванов, К.Е. Веселов, В.Л. Пантелеев, В.О. Баграмянц, В.А. Тулин и др.). В результате этих усилий ВНИИГеофизикой и Институтом физики Земли АН СССР были разработаны оригинальные надводные гравиметры и организовано их серийное производство. Однако до 1970-х годов, кроме опытных работ и съемок на отдельных профилях, исследований не было.

В становлении надводной гравиметрии как метода значительную роль сыграл В.В. Федынский. Он же поддержал самые первые шаги по организации в 1972 г. Комплексной морской арктической геологоразведочной экспедиции – КМАГЭ – в составе НПО «Севморгео» (ныне ОАО МАГЭ) и предложил на должность начальника гравиметрической партии Игоря Яковлевича Французова, ныне Заслуженного геолога России.

Первые надводные площадные съемки

Начало надводной гравиметрической съемке арктического шельфа Евразии

положили совместные работы КМАГЭ НПО «Севморгео», ИФЗ АН СССР и ВНИИГеофизики на шельфе арх. Шпицберген в 1973 г. Работы обеспечивали 3 гидрографических судна Минморфлота водоизмещением 1650 т каждое. В ходе работ было определено более 5000 гравиметрических пунктов с погрешностью менее 2.0 мГал. Качество съемки и густота сети обеспечили построение гравиметрических карт масштаба 1 : 1000000 с сечением 5 мГал.

В 1974–1978 гг. специалистами КМАГЭ были проведены исследования по методике морской гравиметрической съемки с использованием надводных гравиметров ГМН (ВНИИГеофизика, завод «Нефтекип», г. Москва). В ходе исследований были рассмотрены такие вопросы, как объем и содержание подготовки надводных гравиметров в береговой лаборатории, технология опорных наблюдений у причала и на якоре, контроль работы приборов в продолжительных рейсах, маневрирование судна, выполняющего гравиметрические наблюдения, построение съемочных сетей и др. (И.Я.Французов и др.).

В период с 1978 по 1989 г. КМАГЭ, г. Мурманск, выполнила надводную гравиметрическую съемку восточной части Норвежского моря, Баренцева и западной части Карского морей на площади 1.5 млн. кв. км. Масштаб съемки 1 : 1000000, погрешность аномалий силы тяжести ±1.2-1.8 мГал, сечение изолиний 5.0 мГал. Одновременно по другим проектам проводились профильные гравиметрические наблюдения в комплексе с сейсморазведкой МОВ ОГТ.

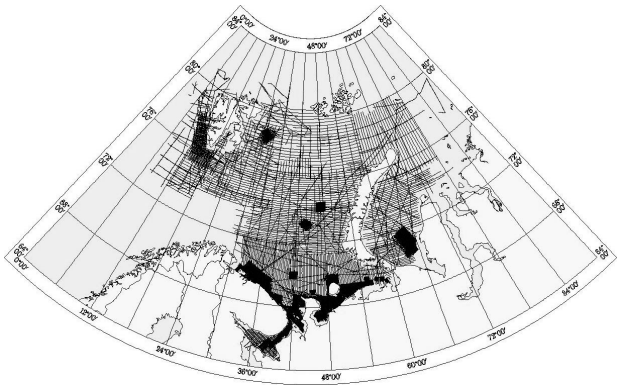


Рис. 1.Надводные гравиметрические работы МАГЭ на Баренцево-Карском шельфе.

Современные работы

В настоящее время гравиметрические наблюдения в арктических морях проводятся судами ОАО МАГЭ, как правило, в комплексе с сейсморазведкой МОВ ОГТ и/или дифференциальной магнитометрией. Основной масштаб исследований – 1 : 500000.

Используются кварцевые двухсистемные надводные гравиметры «Чекан» (ИФЗ РАН, г. Москва, ФГУП «Электроприбор», г. Санкт-Петербург), комплекты ГМН, использованные ранее, остаются в «горячем резерве». Основой гравиметрического датчика является кварцевая упругая система крутильного типа, которая состоит из двух идентичных кварцевых систем, помещенных в корпус, заполненный демпфирующей жидкостью. Каждая система содержит кварцевую рамку с торсионом, к которому приварен маятник с пробной массой. Изменение угла поворота маятника является мерой изменения ускорения силы тяжести. Регистрация отсчетов осуществляется в цифровой форме с дискретностью 1 сек. Регистрация, и первичная обработка выходных данных гравиметра выполняется в режиме реального времени при помощи программного модуля «SeaGrav». Результатом работы этого модуля являются вычисленные приращения силы тяжести с учётом поправки за смещение 0-пункта гравиметра и сдвига по фазе, обусловленного постоянной времени гравиметра и цифровых фильтров.

Изучение глубинного строения

Уже в середине 80-х годов прошлого столетия гравиметрические карты масштаба 1 : 1000000 были использованы для изучения глубинного геологического строения Баренцево-Карского региона (А.К. Боголепов и др., 1985). Гравиметрические материалы совместно с другими геолого-геофизическими данными послужили основой определения

пространственных границ большей части крупнейших тектонических элементов верхней части земной коры региона, а именно:

- Печорской синеклизы,
- Восточно-Баренцевского прогиба, включающего впадины Южно-Баренцевскую, Северо-Баренцевскую и Святой Анны,
- зоны Предновоземельских краевых поднятий, включающей поднятия Крестовое, Адмиралтейства и мыса Желания,
- Пайхойско-Новоземельской складчатой зоны,
- восточной границы зоны Центрально-Баренцевских поднятий, включающей поднятия Свод Федынского, Демидовское и Персея,
- Южно-Карской впадины и др.

Структурно-тектонические схемы Баренцево-Карского региона, построенные на базе широкого использования данных надводной гравиметрической съемки, в дальнейшем только уточнялись с учетом новых материалов сейсморазведки МОВ ОГТ и ШГСП.

Литература

1. *Боголепов А.К., Журавлев В.А., Юнов А.Ю.* Основные черты тектоники центральной части Баренцева моря и вопросы рационального планирования профилей ГСЗ // Сб. «Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами», Апатиты, изд. КФАН, 1985.
2. *Васильев В.В.* Актуализация гравиметрических данных на Западно-Арктическом шельфе с использованием геоинформационных технологий // «Геоинформатика», Москва, 2009, № 2. С.41-47.
3. *Васильев В.В., Васильева Е.Г., Теплякова Е.А.* Геофизическое картирование Арктического шельфа для составления геофизических основ Госгеолкарты-1000/3 // «Разведка и охрана недр», Москва, 2007, № 9. С.64-69.
4. *Васильев В.В., Французов И.Я.* Технико-технологические аспекты обеспечения гравиметрических съемок на шельфе и в Мировом океане // «Геофизический вестник», Москва, 2008, № 6. С.8-14.
5. *Французов И.Я., Казанин Г.С., Журавлев В.А., Васильев В.В.* О вкладе МАГЭ в развитие морской гравиметрии, изучение гравитационного поля морей и океанов. // «Разведка и охрана недр», Москва, 2007, № 9. С.56-61.

МОРФОЛОГИЯ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА

Вахнин М.Г.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия (vakhnin@yahoo.com)

Введение

Геодинамические процессы, происходящие на изучаемой территории, влияют на морфологические свойства локальных структур. В свою очередь, исследование свойств локальных структур позволяет в определенной степени осуществить реконструкцию геодинамических процессов, проходящих в осадочном бассейне, и выявить закономерности развития бассейна, его перспективы нефтегазоносности.

По характеру дислокаций и формационным закономерностям и с учетом строения фундамента Тимано-Печорская плита разделена на следующие крупные тектонические элементы: Тиманская гряда, Ижма-Печорская синеклиза, Малоземельско-Колгуевская моноклиналь, Печоро-Колвинский авлакоген, Хорейверская впадина, Варандей-Адзьвинская структурная зона, Предновоземельско-Предпайхойский и Предуральский передовые прогибы [1]. Данные по геологическому строению и истории развития рассматриваемой территории позволяют выявить связи между тектонической активностью фундамента и различными по масштабу тектоническими структурами осадочного чехла. Характерная особенность Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна (ТП НГБ) – чередование относительно спокойных и более подвижных зон. С Запада на восток за сложно дислоцированной зоной Тимана следует относительно спокойная территория Ижма-Печорской мегавпадины. Далее находится вновь интенсивно осложненная тектоническими элементами область Печоро-Колвинской зоны, переходящая в относительно спокойную территорию северной части Большеземельского погребенного мегавала, и, наконец, весьма интенсивно нарушенная остальная область северо-восточной части бассейна (Северо-Предуральская). Эти зоны, по-видимому, приурочены к областям с различной тектонической активностью фундамента[2].

Предмет исследований

Сравнение средних морфологических показателей структур подтверждает существование на территории ТП НГБ областей с различной тектонической активностью. «Стабильные» зоны можно отличить от «мобильных» по средним морфологическим параметрам локальных структур, таким как площадь, амплитуда, коэффициент удлинения, и др. (табл.1).

Таблица 1 Распределение антиклинальных структур по размерам.

Ппоказатели (Территория ТП НГБ)		«Стабильные» мегаблоки	«Подвижные» мегаблоки
Площадь, км2	<20	40	46
	20-200	52	54
	>200	6	2
Коэффициент удлинения	<2	37	23
	2-3	38	44
	>3	40	18
Амплитуда, м	<50	33	25
	50-150	33	41
	>150	29	41
Простирание	Субмеридиальное	38	41
	Субширотное	14	21
	Северо-западное	32	28
	Северо-восточное	13	15

На участках с более жестким фундаментом развиваются локальные структуры разных простираний, сравнительно пологие и удлиненные. По-видимому, при прочих равных условиях более жесткий фундамент менее податлив воздействию тектонических сил. Сочетание

подвижного фундамента с мощным осадочным чехлом приводит к образованию крупных гребневидных удлиненных структур, часто осложненных разломами. Это позволяет сделать вывод, что зоны различной тектонической активности отличаются определенным характером осложняющих их структур.

Самый крупный тектонический элемент Ижма-Печорская синеклиза, отличается тем, что осложняющие ее структуры II порядка являются сранительно малоамплитудными и пологими. Почти половина (47%) антиклинальных структур имеет ориентировку, не совпадающую с простиранием рассматриваемой зоны. Это можно объяснить проявлением разнонаправленных дислокаций фундамента и осадочного чехла.

Хорейверская впадина является моноклиналью, наклоненной к северу-западу и осложненной рядом структур второго порядка. По поверхности фундамента Хорейверской впадине соответствует погребенный Больземельский свод, длительное время развивающийся как конседиментационная положительная структура. В НГО по степени удлинения, определяемого отношением длины структуры к её ширине, преобладают изометричные и удлиненные локальные структуры. По амплитуде доминируют среднеамплитудные (50-150 м) структуры. Большинство структур, в которых размещаются месторождения нефти и газа, как правило, имеют простую антиклинальную форму, это порядка 47%. Затем по убыванию следуют структуры, осложненные разломами (21%), структуры, сложенные рифогенными массивами (14%) и антиклинальные структуры с несоответствием структурных поверхностей (13%).

Одним из факторов, определяющих плотность распределения локальных структур Хорейверской впадины, являются региональные уклоны по различным структурным поверхностям. С возрастанием региональных уклонов увеличивается доля высокоамплитудных структур за счет появления поднятий иных генетических типов (приразломных, прежде всего), что свойственно зонам развития надвиговых дислокаций.

Тектонический режим «подвижных» зон приводит к формированию структур преимущественно какого-либо одного простирания, относительно высокоамплитудных, длинных, интенсивных. Печоро-Колвинский авлокоген объединяет четыре вала, заходящих друг за друга и осложненных более мелкими тектоническими элементами. Структуры отличаются согласованностью простираний, интенсивностью и величиной удлинения. Их формирование в значительной степени связано с инверсиями тектонического движения.

Северо-Восточная часть Тимано-Печорской провинции объединяет множество тектонических элементов разных порядков и характеризуется развитием глубоких прогибов, депрессий, разделенных горстообразными валами разных порядков, интенсивно нарушенных разломами. Данной области свойственна значительная насыщенность мелкими и средними структурами [3]. Здесь тектонические элементы ориентированы в северо-западном и северо-восточном направлениях согласно простиранию складчатых систем Уральского и Пай-Хойского кряжей. Это обусловлено в значительной степени тангенциальными напряжениями сжатия [4]. Структуры в этой области имеют преимущественно северо-западное простирание. В основном это удлиненные формы, которые осложнены разломами. Здесь наблюдается связь морфологии крупных и осложняющих их более мелких структур, за исключением нескольких локальных структур (Кымбожьюская, Неченская, Берганты-Мыльская, и др.) Косью-Роговского прогиба, расположенных вкрест общего простирания этой зоны.

Распределение по типам структур показывает, что подавляющее большинство месторождений сконцентрировано в антиклинальных структурах ненарушенного строения и структурах, осложненных разрывными дислокациями. Для Тимано-

Печорского НГБ соотношение залежей антиклинального и неантиклинального типа по НГО (НГР) определяется следующим образом (табл. 2).

Таблица 2 Соотношение антиклинальных и неантиклинальных классов залежей по ТП НГБ

НГО (НГР) \ Класс залежей	Антиклинальный (%)	Неантиклинальный (%)
Тиманская	92	8
Малоземельскс-Колгуевская НГР	94	6
Ижма-Печорская	68	32
Печоро-Колвинская	89	11
Хорейверская	80	20
Варандей-Адзьвинская	93	7
Северо-Предуральская	95	5

Антиклинальные типы залежей преобладают в НГО (НГР) с более «подвижным» фундаментом, таких как Тиманская, Печора-Колвинская, Варандей-Адзьвинская, Предуральская НГО. В то же время для НГО с более «стабильным» фундаментом возрастает число залежей неантиклинального типа (Ижма-Печорская и Хорейверская НГО). Однако многие из месторождений, размещающиеся в «стабильных» зонах, непосредственно расположены вблизи от дезъюктивных нарушений или приурочены к глубинным разломам.

Заключение

На территории Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна выявлены основные характерные особенности локальных структур тектонически «стабильных» и «подвижных» зон.

Структуры в стабильных мегаблоках характеризуются меньшими амплитудами, коэффициентом удлинения, в основном, имеют субмеридиональное и северо-западное простирания.

Для структур, расположенных в «подвижных» мегаблоках, характерно удлинение больше двух, значительные амплитуды. Они имеют более выраженное субмеридиональное простирание. В то же время увеличивается процент структур имеющих субширотное простирание, что, вероятно, вызвано наличием в данных мегаблоках сдвиговых тектонических деформаций.

Характер и тип залежей углеводородов отличаются для зон с относительно «стабильным» и «подвижным» фундаментом, и может служить критерием для поисков и разведки месторождений углеводородов на территории Тимано-Печорской НГБ.

Литература

1. *Тимонин Н.И.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург, 1998. 239 с.
2. *Запорожцева И.В., Пыстин А.М.* Строение дофанерозойской литосферы Европейского Северо-Востока России. СПб.: Наука, 1994. 112 с.
3. Тектоническая карта Печорской плиты (Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции) / Гл. ред. *В.И.Богацкий, В.А.Дедеев; Ред. коллегия: А.С.Головань, В.И.Громека, Н.И.Лисин, В.Б.Ростовщиков, А.К.Цехмейстрюк, В.В.Юдин, Б.А.Яралов.* Сыктывкар, 1985.
4. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики: учебник. 2-е изд. М.: КДУ, 2005. С. 442-443.

КАКОВ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИВОВ: НАПРАВЛЕННАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ИЛИ ФАЗОВАЯ КОНВЕКЦИЯ (ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ И РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)?

Вейс В.А., Коптев-Дворников Е.В., Пчелинцева Н.Ф.

Московский Государственный Университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия
(ekoptev@geol.msu.ru)

На сегодняшний день существует две основных гипотезы о механизме динамики образования расслоенных интрузивов. Первая объясняет дифференциацию через конвекционно-кумуляционную схему, постулирующую возможность гравитационного перераспределения фаз через конвертирующую магму, вторая точка зрения утверждает направленную кристаллизацию главным механизмом динамики, который предполагает, что затвердевание расплава происходит путем перемещения границ камеры с гетерогенным зарождением кристаллической фазы.

В данной работе предполагается, что развивающаяся конвекция в магматической камере носит фазовый характер, т.е. причиной возникновения инверсии плотности является повышенное содержание твердых фаз, взвешенных в прикровельном слое суспензии.

1. Моделирование распределений элементов проводилось с применением программного комплекса КОМАГМАТ на базе разработанной ранее оптимальной модели конвекционно-кумуляционной динамики формирования Киваккского расслоенного интрузива. На рис.1 показано количественное согласование модельных (КОМАГМАТ) и реальных распределений породообразующих минералов в разрезе массива. В таблице 1 приведены значения коэффициентов распределения, позволившие количественно согласовать поведение элементов в природе и модели (рис.2 – рис.5). Коэффициенты распределения элементов, подобранные в модели, не противоречат экспериментальным данным.

Результаты численного моделирования распределения когерентных и некогерентных элементов в Киваккском интрузиве подтверждают возможность их количественного воспроизведения в условиях конвекционно-кумуляционного механизма дифференциации.

Таблица 1. Коэффициенты распределения в оптимальной модели (КОМАГМАТ).

	Ni	Co	Sr	Cr
Ol	**10**	**4.5**	0	0.5
Pl	0	0	**1.95**	0
Opx	5	2.5	0.01	**9**
Cpx	8	2	0.02	**10**

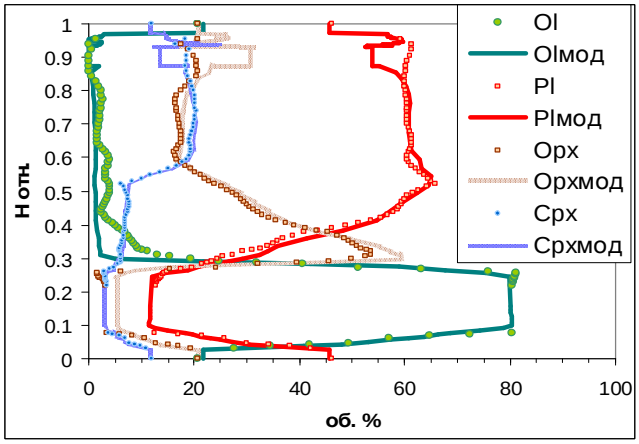


Рис. 1. Модельные и реальные распределения породообразующих минералов в разрезе массива.

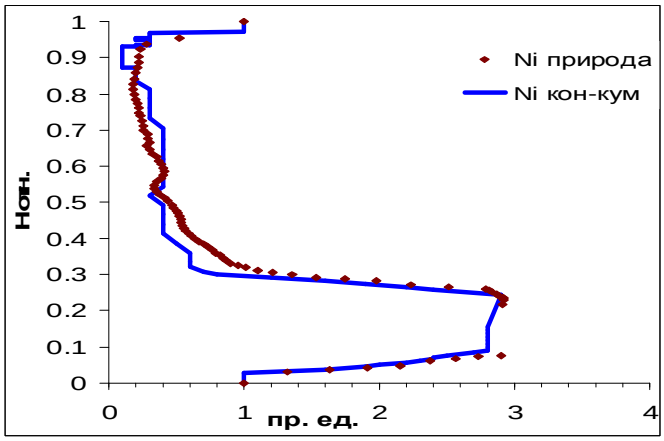


Рис.2. Согласование модельных (КОМАГМАТ) и реальных распределений Ni в разрезе массива.

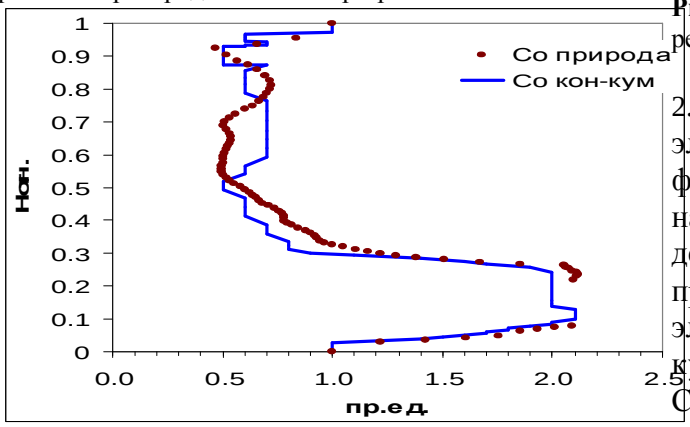


Рис.3. Согласование модельных (КОМАГМАТ) и реальных распределений Co в разрезе массива.

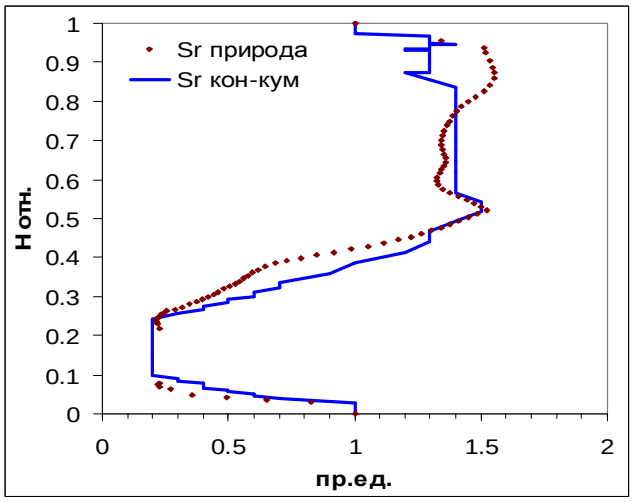


Рис.4. Согласование модельных (КОМАГМАТ) и реальных распределений Sr в разрезе массива.

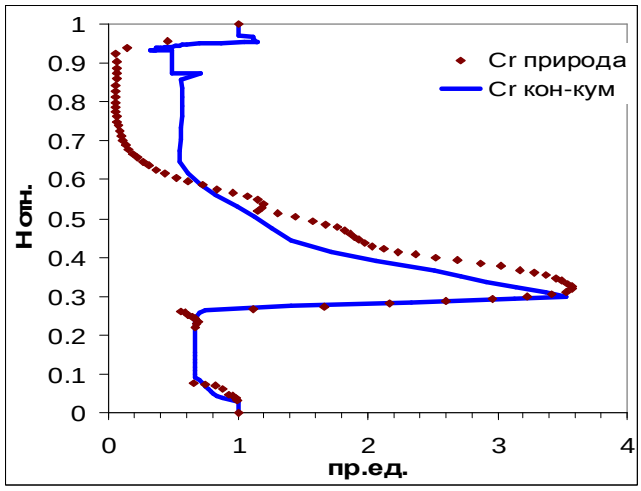


Рис.5. Согласование модельных (КОМАГМАТ) и реальных распределений Cr в разрезе массива.

2. Результаты моделирования поведения элементов в процессе полного фракционирования по механизму направленного затвердевания демонстрируют расхождение модельных и природных распределений когерентных элементов по сравнению с конвекционно-кумуляционным механизмом (рис. 6 – 10). Сумма квадратов разностей между природным и оптимальным распределением Ni равна 3.36, тогда как для фракционной модели эта величина составляет 13.82, что свидетельствует о низкой реалистичности этого механизма дифференциации.

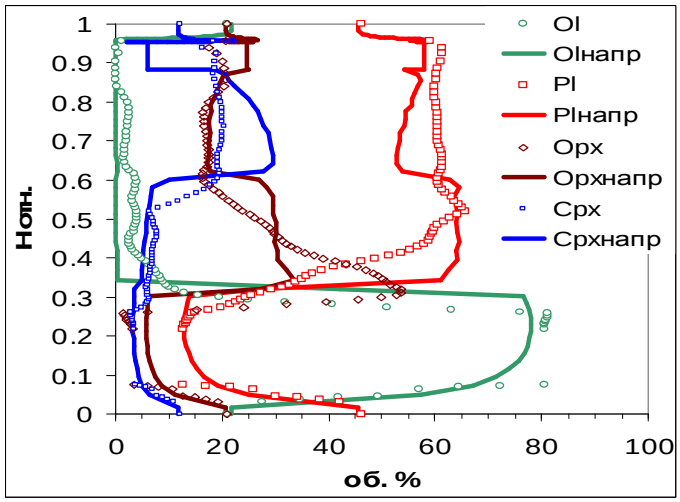


Рис. 6. Распределение породообразующих минералов по механизму направленной кристаллизации

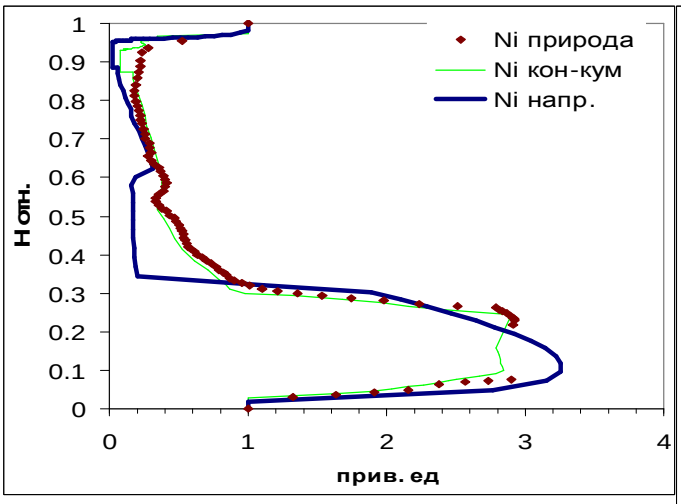


Рис.7. Распределения Ni по механизмам фрак - ционной и конвекционно-кумуляционноймоделей

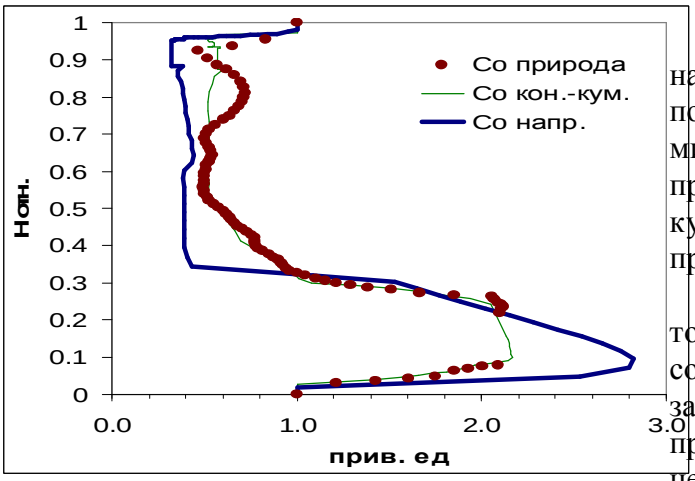


Рис.8. . Распределения Co по механизмам фрак - ционной и конвекционно-кумуляционноймоделей

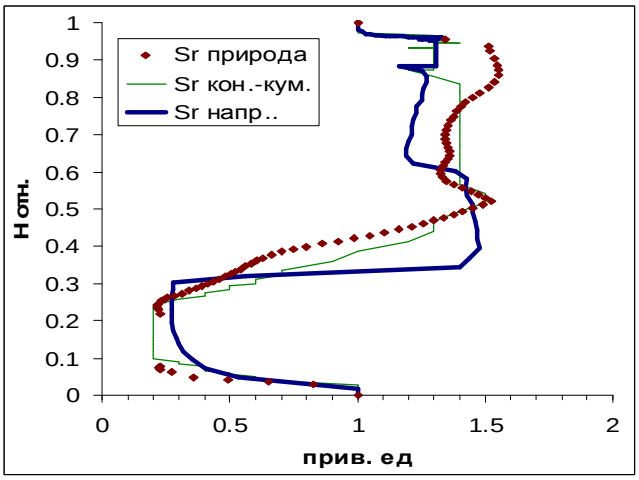


Рис.9. Распределения Sr по механизмам фрак - ционной и конвекционно-кумуляционноймоделей

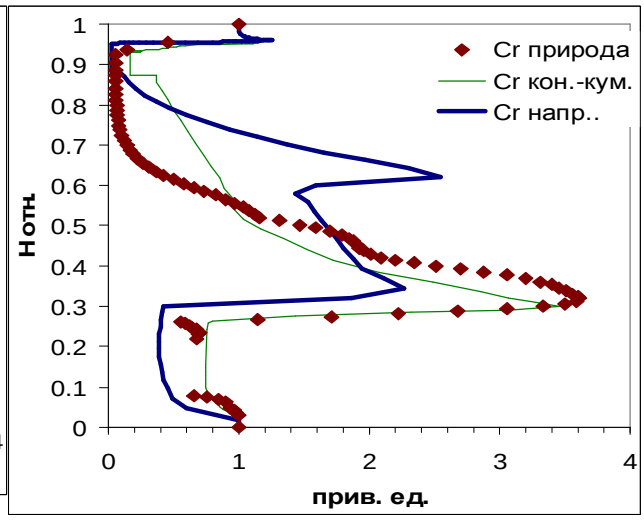


Рис.10. Распределения Cr по механизмам фрак - ционной и конвекционно-кумуляционноймоделей

3. Главное отличие модели направленной кристаллизации состоит в появлении ступенчатых распределений минералов и элементов в отличие от природных и конвекционно-кумуляционных. Особенно наглядно это проявлено на рисунках 6, 9. 10.

Причина этого различия заключается в том, что при направленной кристаллизации соотношения фаз на поверхности затвердевания отвечают котектическим пропорциям кристаллизации, что с неизбежностью приводит к вышеупомянутым ступенчатым распределениям.

Таким образом, результаты сравнительного моделирования по двум механизмам показали, что в рамках конвекционно-кумуляционной модели можно найти параметры, при которых природные и модельные распределения будут количественно согласованы. Для модели направленного затвердевания это невозможно в принципе.

Для всех рисунков: **природа** - распределение элементов в природе, **кон-кум** - распределение элементов в модели конвекционно-кумуляционной динамики с коэффициентами распределения из таблицы, **напр** - распределение элементов в процессе полного фракционирования по механизму направленного затвердевания с подобранными коэффициентами распределения.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (инициативный проект 11-05-01027-а).

Литература

1. *Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А., Бармина Г.С., Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С.* Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм.// М.: Наука, 1988, с 212.
2. Общая геохимическая база данных GERM: http://earthref.org/GERM/

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ШПИЦБЕРГЕНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ И ВОСТОЧНО-БАРЕНЦЕВСКОГО МЕГАПРОГИБА

Величко Б.М., Шлыкова В. В.

Морская Арктическая Геологоразведочная Экспедиция (МАГЭ), г. Мурманск (grigorieva@mage.ru)

Введение

В результате площадных комплексных (сейсморазведка, магниторазведка и гравиразведка в объеме по 5200 пог. км.) геофизических исследований, завершенных ОАО МАГЭ в 2010 году было изучено геологическое строение северо-западной части Баренцевоморского шельфа (рис. 1). Ранее, в 80-х годах прошлого века в этой части акватории были отработаны только единичные профили МОВ ОГТ.

В тектоническом отношении этому региону соответствует сложно построенная тектоническая зона перехода от, преимущественно, эпикаледонской Свальбардской (Шпицбергенской) антеклизы, к структурам Восточно-Баренцевского мегапрогиба, сформированного на гетерогенном основании (гренвильская(?), байкальская(?) эпохи) [1].

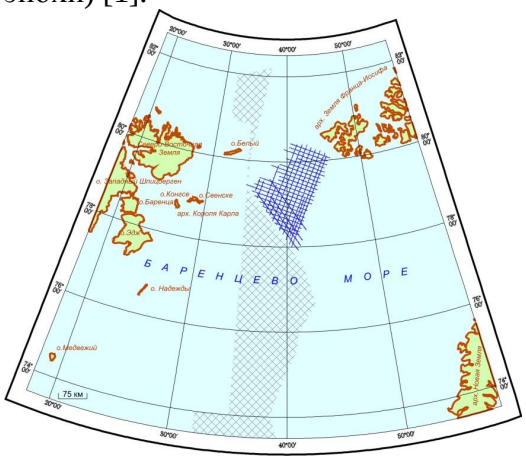


Рис. 1 Обзорная схема площади исследований

Площадь исследований характеризуется длительной и сложной историей геологического развития, на протяжении которой она претерпела неоднократные периоды тектоно-магматической активизации, орогении и менее масштабных структурных перестроек, сменявшиеся во времени периодами стабилизации.

В пределах площади исследований на востоке выделяется ***зона прогибов Франц-Виктория***, на северо-западе – ***сводовое поднятие Северо-Восточной Земли*** (выступ о. Белый). На западе закартировано северо-восточное замыкание *прогиба Ольги*, который входит в состав Нагурской зоны депрессий (Федухина и др., 2002). В центральной части и на юго-западе площади в качестве надпорядковой, впервые, выделена ***региональная ступень Виктория***, как пограничная структура, отделяющая поднятие Северо-Восточной Земли на севере от Персеевской зоны поднятий на юге (за пределами района работ). В строении региональной ступени Виктория выделяются крупные тектонические элементы первого порядка: *поднятие Воронина*, *структурная терраса Нобиле* и два *гемивала – Варшова* и *Дежнева*, названные в честь известных исследователей Арктики. В пределах зоны прогибов Франц-Виктория выделяются *прогиб Книповича*, *Кембриджская перемычка* и *прогиб Франц-Виктория* (рис.2).

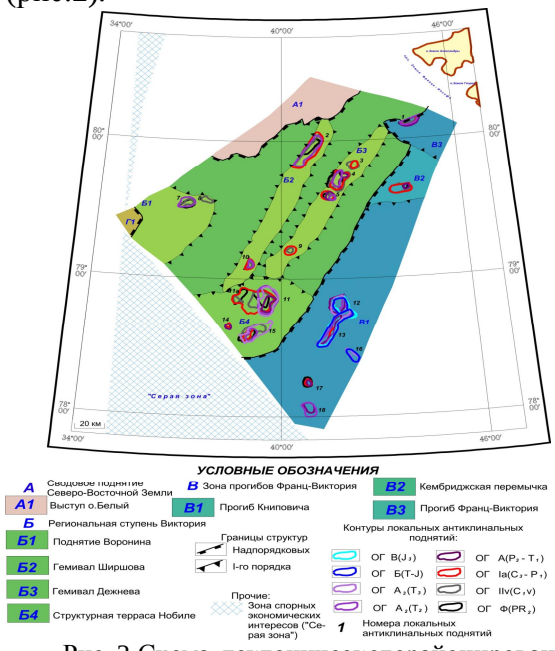


Рис. 2 Схема тектонического районирования

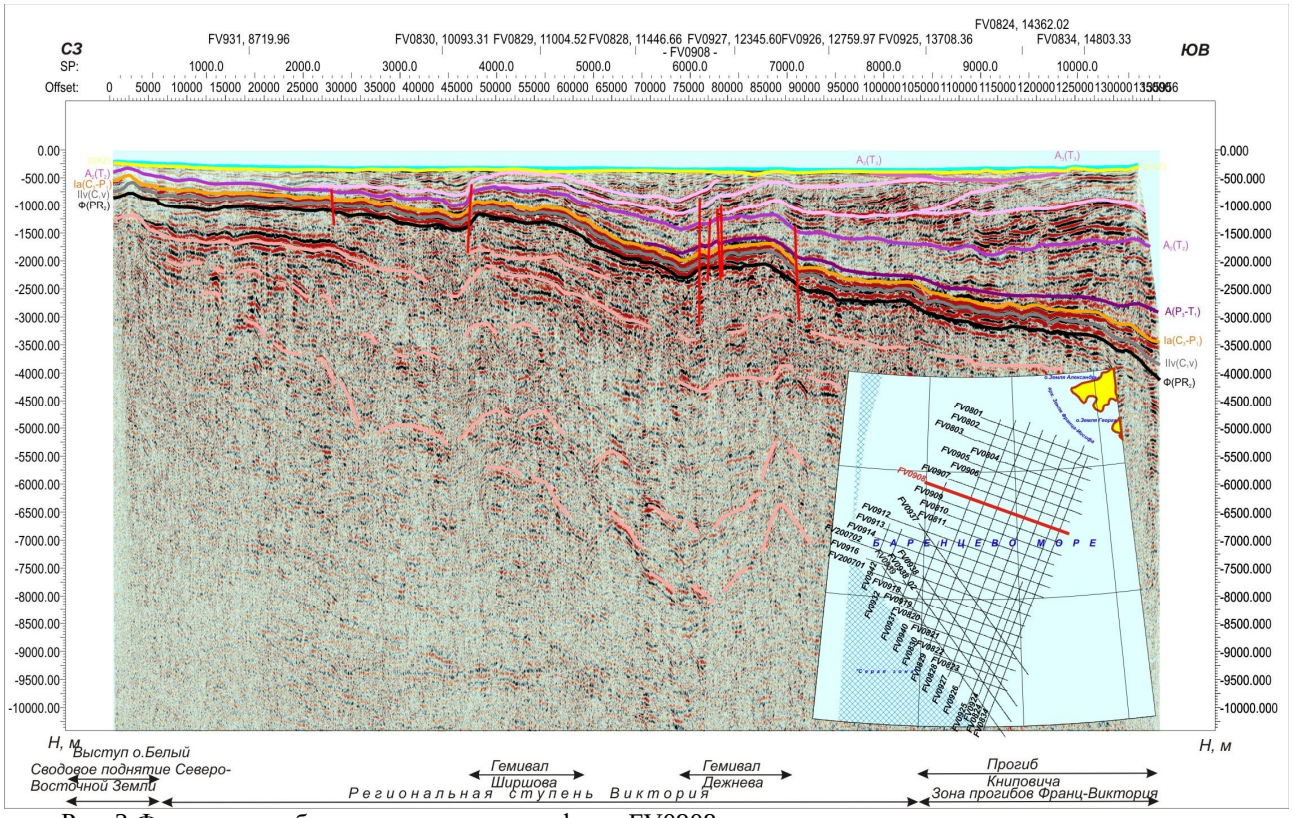


Рис. 3 Фрагмент глубинногоразреза по профилю FV0908.

На временных разрезах зафиксировать кровлю кристаллического основания не представляется возможным. По аналогии с геологическим строением арх. Шпицберген кристаллический фундамент, вероятно, представлен PR_1 метаморфическими образованиями (комплексы Дувефиорд и Атомфьелла). По материалам комплексной интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных кровля кристаллического $AR\text{-}PR_1$ фундамента предполагается на глубинах от 10 до 14 км.

Осадочный чехол, в целом, характеризуется проявлением значительного количества тектонических нарушений. При этом палеозойская и нижне-среднетриасовая часть разреза нарушена в меньшей степени. Здесь выделены отдельные непротяженные дизъюнктивы северо-восточного, северо-западного и субширотного простирания. Характерно, что разрывные нарушения субширотного простирания тяготеют к северо-восточной части площади, северо-западного простирания – к южной, в центре выделены нарушения преимущественно северо-восточного простирания. Амплитуда смещений по ним в среднем составляет 50-100 м. На северо-западе района работ выделено протяженное нарушение взбросовой(?) природы, амплитудой около 250 м, которое ограничивает западную периклиналь гемивала Ширшова и проявляется в отложениях от палеозойских до мезозойских. Вышележащая верхнетриасово-юрская часть разреза характеризуется большей тектонической раздробленностью. Простирание нарушений северо-западное, северо-восточное и субширотное, сохраняется характерная приуроченность. В среднем амплитуда смещения по разломам до 100 м, в районе структурной террасы Нобиле и в бортовой зоне прогиба Книповича выделены отдельные высокоамплитудные нарушения (450 и 200 м, соответственно).

Региональная ступень Виктория представляет собой широкую моноклиналь, которая полого погружается как на восток, где переходит в зону прогибов Франц-Виктория, так и на юго-запад, в сторону Нагурской зоны депрессий, расположенную за пределами района работ. Структурный

план ступени Виктория осложнен двумя параллельными *гемивалами – Ширшова* и *Дежнева*. Гемивалы простираются в северо-восточном направлении, при этом *гемивал Ширшова* расположен гипсометрически выше, чем *гемивал Дежнева*. В структурном плане всех отражающих горизонтов осадочного чехла они представляют собой два линейно-вытянутых структурных носа. Амплитуда структур оценивается в 500-600 м, и более. *Гемивал Ширшова* протягивается на расстояние в 140 км при ширине 12-14 км, длина *гемивала Дежнева* 142 км, ширина от 12 до 16 км (рис.2,3). В западной части ступени Виктория выделяется крупное сводовое поднятие, получившее название *поднятие Воронина* с линейными размерами приблизительно 30х50 км (рис.2). В структурных планах ОГ осадочного чехла *поднятие Воронина*, аналогично *гемивалам Ширшова* и *Дежнева* выражено структурным носом, что, по-видимому, так же связано с погружением осевой части поднятия в юго-западном направлении. Амплитуда поднятия предварительно оценивается в 850 м. В свою очередь, структурные планы гемивалов и поднятия, осложнены локальными антиклинальными складками, закартированными по разным отражающим горизонтам осадочного чехла.

Структурная терраса Нобиле представляет собой положительную изометричную структуру, осложненную сбросами северо-западного простирания амплитудой около 100 м, которые формируют серию ступеней, последовательно погружающихся в юго-западном направлении. В этих ступенях локальные антиклинальные формы сопряжены с синклинальными формами субширотной ориентировки, формирование которых, предположительно, обусловлено сдвиговой компонентой. Напряжения сжатия, распространялись с запада и, вероятно были связаны с каледонскими движениями. Не исключено, так же, что во время раскрытия северной части Атлантики, уже сформированные структуры подверглись повторным деформациям. В результате образовались так называемые блоки вращения, или полуграбены (как их часто называют в западной литературе) (рис.3) [2]. Линейные размеры структурной террасы в пределах площади работ составляют 65х42÷56 км.

На ю-з окончаниях нескольких профилей, ориентированных с северо-востока на юго-запад закартирован фрагмент прогиба, выполненного коррелятивными, синхронными формированию каледонид (~~C~~–D_2?) отложениями.

С востока к региональной ступени Виктория примыкает ***зона прогибов Франц-Виктория***, в составе которой выделены структуры первого порядка: *прогиб Книповича* и *прогиб Франц-Виктория*, разделенные в плане *Кембриджской перемычкой.*

В пределах площади исследований *прогиб Книповича* раскрывается на юг – юго-восток и характеризуется линейными размерами 190 км в длину и 55÷36 км в ширину. Бортовая зона прогиба осложнена локальными антиклинальными поднятиями, среди которых закартирована линейно вытянутая антиклиналь, сформированная протяженным (более 37 км) взбросо-сдвигом. По результатам плотностного моделирования в автохтонной части (лежачем крыле) этой привзбросовой структуры установлена зона разуплотнения в отложениях осадочного чехла, предположительно связанная с соляными «подушками». Известно, что в составе отложений верхнего карбона-перми Свальбардской антеклизы присутствуют эвапоритовые образования. Они вскрыты при бурении Грумантской скважины на о. Западный Шпицберген в виде пластов ангидрита, в Нордкапском прогибе представлены галлитовыми штоками. Южнее площади исследования, в прогибе Ольги (к югу от о-вов Земля Короля Карла) также предполагаются соляные купола (Иванова, 1987 г., Федухина и др, 2002 г.).

В мезозойской части разреза прогиба Книповича широко проявился основной магматизм в виде даек, силлов, возможно и эффузивов. Простирание даек северо-западное и северо-восточное.

На северо-востоке площади исследований картируется *прогиб Франц-Виктория*, который раскрывается на восток. В палеозойской части разреза осадочного

чехла отражающие горизонты погружаются в восточном направлении, а в мезозойской части имеют тенденцию к воздыманию на восток. Инверсия структурных планов обусловлена проградацией в средне-позднепермское и триасовое время, распространявшейся с юго-востока, в результате которой прогиб, по-видимому, оказался перекомпенсированным.

Кембриджская перемычка в плане разделяет *прогибы Книповича* и *Франц-Виктория*. В пределах района работ она представляет собой крупную положительную структуру, осложненную взбросовыми дислокациями. С этими дизъюнктивами связано локальное антиклинальное поднятие. В структурных планах по отражающим горизонтам перемычка выражена моноклиналью, которая осложнена поднятием и структурным носом. По-видимому, подобная «невыразительность» обусловлена моноклинальным погружением структуры в восточном направлении.

Заключение

Интерпретация комплекса геолого-геофизических материалов позволяет сделать вывод о том, что формирование крупных структурных элементов (Ширшова, Дежнева, Воронина, Нобиле) связано с каледонским циклом орогенеза (его Свальбардской фазой, ~~C~~-D_2), проявления которого известны на островах арх. Шпицберген. Эти структуры можно трактовать как погребенные фрагменты каледонид, испытавших относительное перемещение в результате последующих фаз деформаций. На протяжении всей последующей фанерозойской истории геологического развития данной части акватории эти положительные структуры сохраняли свое положение, что подтверждается сокращением мощности отдельных комплексов отложений и осадочного чехла в целом в районах этих структур.

В результате последующих фаз тектонической активизации (киммерийская?, альпийская?) район испытал повторные деформации, и, таким образом, окончательно оформилась его тектоническая структура. Прежде всего, это выражается в проявлении многочисленных дизъюнктивных и пликативных нарушений, осложняющих мезо-кайнозойскую часть разреза осадочного чехла, на временных разрезах зафиксированы свидетельства реактивации разрывных нарушений в палеозойских комплексах отложений.

Литература

1. Баренцевская шельфовая плита, Труды ПГО «Севморгеология», Т. 196; под ред. акад. И.С. Грамберга, Л., Недра, 1988 г.
2. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря/ред. *И.С. Грамберг, В.Л.Иванов, Ю.Е. Погребицкий*. – СПб.:Изд-во ВСЕГЕИ, 2004 г.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Т-37–40 – Земля Франца-Иосифа (южные острова). Объяснительная записка. / Отв. ред. *Шкарубо С.И., гл. ред. Лопатин Б.Г.*, СПб.: ВСЕГЕИ, 2004 г.

УШАКОВСКО-УРВАНЦЕВСКИЙ ГРАБЕН-РИФТ - КАК ШЕЛЬФОВОЕ ПРОДОЛЖЕНИЕ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Верба М.Л., Иванов Г.И., Сираев А.М.

Федеральное государственное унитарное научно-производственное предприятие по морским геологоразведочным работам "Севморгео", Санкт-Петербург, Россия
(verba@sevmorgeo.com)

Исходными данными для настоящего сообщения послужили результаты сейсмического профилирования МОВ-ОГТ, выполненного в Карском море в разное время МАГЭ и СМНГ, опорных профилей 3-АР и 4-АР, отработанных «Севморгео» под руководством Ю.В.Рослова и Т.С.Сакулиной, а также материалы гравиметрических и магнитометрических съёмок НИИГА, ПМГРЭ и МАГЭ, выполненных между 1962 и 2000 г. Материалы съёмок разных лет были переведены в «Севморгео» в цифровую форму и послужили И.В.Беляеву основой для составления серии трансформант.

Эти материалы вместе с новыми данными, полученными на опорных профилях 3-АР и 4-АР, позволили увязать отработанные в предшествующие годы сейсмические профили в единый каркас, на котором выявилась неизвестная ранее крупная рифтогенная структура типа грабена, которая служит соединительным звеном между системой рифтов Западно-Сибирской плиты северной частью регионального Баренцево-Северокарского мегапрогиба.

Выделенная структура в поперечном сечении представляет собой глубокий прогиб шириной 140 – 160 км (местами до 200 км) и протяженностью 1250 км, прослеживаемый от западных берегов Ямала до окрестностей о.Ушакова на севере. Будучи ограниченным с обоих сторон сбросами листрического типа, этот грабен-рифт получил название Ушаковско-Урванцевского по имени первых исследователей ближайшей островной суши (рис.1; литерами на карте обозначены A - Балтия; B — Свальбардский террейн; C - Новоземельский террейн; D - Таймыро-Североземельский террейн; E — Сибирский кратон; F - Центрально-Баренцевский террейн; G - Баренцево-Северокарский мегапрогиб; H- Западно-Сибирская плита; I - Ушаковско-Урванцевский грабен-рифт, J - Коротаихо-Байдарацкий мегапрогиб).

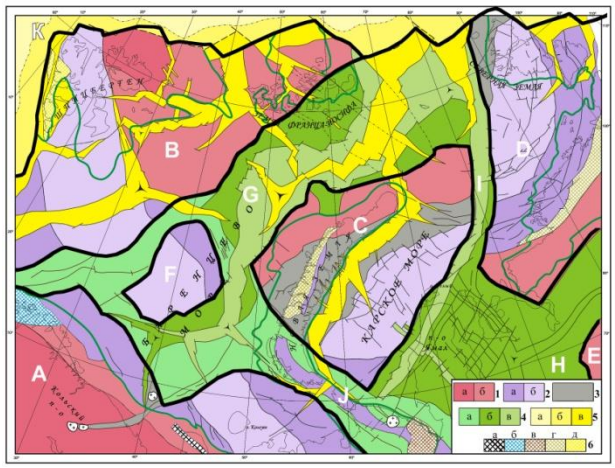


Рис. 1. Тектоническая карта Баренцево-Карского региона. Структурно-вещественные комплексы: 1 – pЄ: а - на поверхности, б - под чехлом; 2 — R_3–V-Є: а - склоновые, б – абиссалей; 3-5 - рифтогенных прогибов: 3 – Pz_2; 4 – Pz_3-J: а - Pz_3, б – P_2-T, в – T-J; 5 – K_2-Kz: а - абиссалей, б - склоновые, в - неотектонические; 6 - зоны коллизии и шиаринга: а – R/Є, б – Pz_1/Pz_2, в – Pz_3, г – J/K_1, д – K_2/Kz. Литеры – см. в тексте.

Разрез грабен-рифта сложен в верхней части сравнительно спокойно залегающими юрско-меловыми отложениями общей мощностью до 3,5-5 км, а нижнюю часть, имеющую существенно более сложное строение, слагает рифтогенный пермотриасовый комплекс с переменной мощностью, достигающей в осевой зоне 4,5 – 5 км. Подошва синрифтовых образований фиксируется (не всегда уверенно) на глубине от 5.5 до 9.5. км (рис. 2).

Отсутствие ясно выраженных несогласий в разрезе верхнего палеозоя – мезозоя говорит об длительном, унаследованном развитии грабен-рифта, а сравнительно неконтрастное отражение в

магнитном поле указывает на ограниченную роль магматизма в процессе формирования структуры. По данным МПВ глубина залегания поверхности М в пределах южной части этого прогиба (названного авторами Белоостровским) определена в 30 км [4].

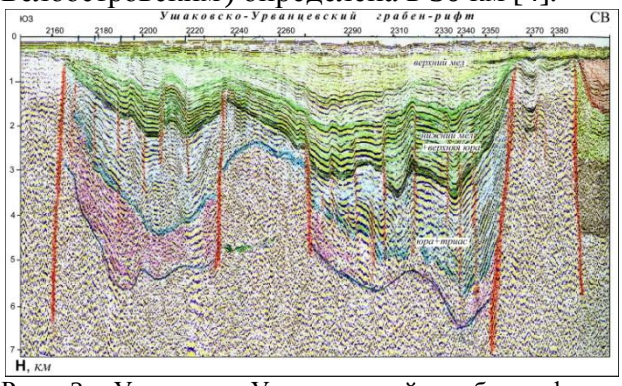


Рис. 2. Ушаковско-Урванцевский грабен-рифт в сечении профилем 3-АР

Начало первых подвижек по граничным разломам определяется как раннепермский по возрасту нижних горизонтов синрифтового комплекса, который в свою очередь основан на увязке сети морских профилей с наземной геолого-геофизической инфраструктурой. В целом эта структура воспринимается как возрастной и морфологический аналог Енисей-Хатангского мегапрогиба, отличаясь от него простиранием и шириной. Положение этой рифтогенной структуры как связки между Западно-Сибирской плитой (ЗСП) и Баренцево-Северокарским мегапрогибом (БСКМ) ставят ее в ряд важнейших тектонических элементов Западно-Арктической континентальной окраины.

Регмагенная структура, названная Ушаковско-Урванцевским грабен-рифтом (УУГР), была впервые выделена нами по материалам работ на опорном профиле 3-АР и показана на карте, которая была опубликована и демонстрировалась на Международном геологическом конгрессе МГК-04 во Флоренции [7].

Вместе с тем, мысль о существовании шельфового продолжения рифтовой системы ЗСП «витала в воздухе» со времени начала морских исследований в 70-х годах прошлого века. На основании общих соображений её наметил Ю.Е. Погребицкий в 1971 году [6], однако полученные позднее морские гравимагнитные данные склонили исследователей к идее Северо-Сибирского порога как структурного ограничения Южно-Карской впадины и всей ЗСП. Гетерогенность этой пороговой структуры в магнитном поле позволяла предполагать наличие структурных осложнений, но без сейсмических данных эти предположения оставались безосновательными.

В 1979 году МАГЭ был отработан профиль 402 и это предположение подтвердилось. Был впервые выделен прогиб, обозначенный Т.Я. Федухиной как впадина Арктического Института, выполненная мезозойским комплексом отложений. Этот факт показал, что предполагавшийся ранее Северо-Сибирский порог не является непрерывной структурой и должен рассматриваться в качестве гемивала [1]. Впоследствии выявленный прогиб был неоднократно пересечен сейсмическими профилями МАГЭ, но каждый раз без должной увязки с ранее полученными данными он получал новые названия. А.В. Виноградовым он назван впадиной Уединения, Д.А.Разваляев в одном месте сохранил это название (пр. 88443), в другом назвал его Свердрупским прогибом (пр. 88436), а в третьем - Гыданским прогибом (пр. 88438). Е.Т. Смирнова его северную часть выделила как безымянное структурное осложнение Северо-Сибирского порога (пр. 89458), а южную ветвь обособила как Белоостровский прогиб, выполненный пермотриасовым комплексом (пр. 86428). В построениях других авторов он выделялся как прогиб Приразломный и Северо-Карский. В результате этой путаницы, вызванной, вероятно, априорным убеждением о непрерывности Северо-Сибирского порога, возникло ложное представление о наличии на Карском шельфе большого числа прогибов и одновременно утвердилось мнение о полном замыкании Южно-Карской впадины по ее северному контуру.

После работ на опорных профилях и переобработки старого фонда сейсмопрофилей появилась возможность

увязать их в единый каркас (рис. 3). В результате было установлено, что в структуре данного региона присутствуют два разновозрастных прогиба – пермо-триасовый и более древний, палеозойский, получивший ранее название Пахтусовского. Они видны на старых профилях, но ввиду недостаточной разрешенности разреза интерпретаторы сочли их одновозрастными: на юге оба - пермо-триасовые, а на севере они палеозойские.

Выявление УУГР позволило прояснить некоторые нерешенные проблемы строения Карского шельфа и его обрамления. Рифтогенная природа этой структуры позволяет найти северное продолжение рифтовой системы Западно-Сибирской плиты, объяснить синхронность ее развития структурам Баренцево-Северокарского мегапрогиба, реконструировать целостный каркас позднепалеозойско-раннемезозойских регмагенных структур Обско-Баренцевского мегабассейна, включая Тургайский и Енисей-Хатангский рифтогенные прогибы, прояснить природу гетерогенности области шельфа, выделявшейся под названием Северо-Сибирского порога, и определить его роль как затухающей ветви позднекиммерийских Новоземельских сдвигово-надвиговых дислокаций. Можно полагать, что формирование этих дислокаций, как и синхронных сдвиго-надвиговых деформаций на Таймыре явилось следствием раздвиговых напряжений на плечах растущего УУГР. Сдвиговая компонента УУГР объясняет разобщение ранне-среднепалеозойского Пахтусовского прогиба на два фрагмента, один из которых располагается у восточного побережья Новой Земли и освещен профилем 3-АР, а второй – у западных берегов Северной Земли, где пересечен профилями 2-АР и 4-АР. Несмотря на ограниченную ширину, Ушаковско-Урванцевский грабен-рифт послужил связующим звеном между осадочными бассейнами Западно-Сибирской плиты и Баренцева моря, обеспечив однородность фаций позднеюрских баженитов, сопоставимых на всем пространстве Обско-Баренцевского мегабассейна, что было отмечено И.С. Грамбергом и З.З. Ронкиной [5].

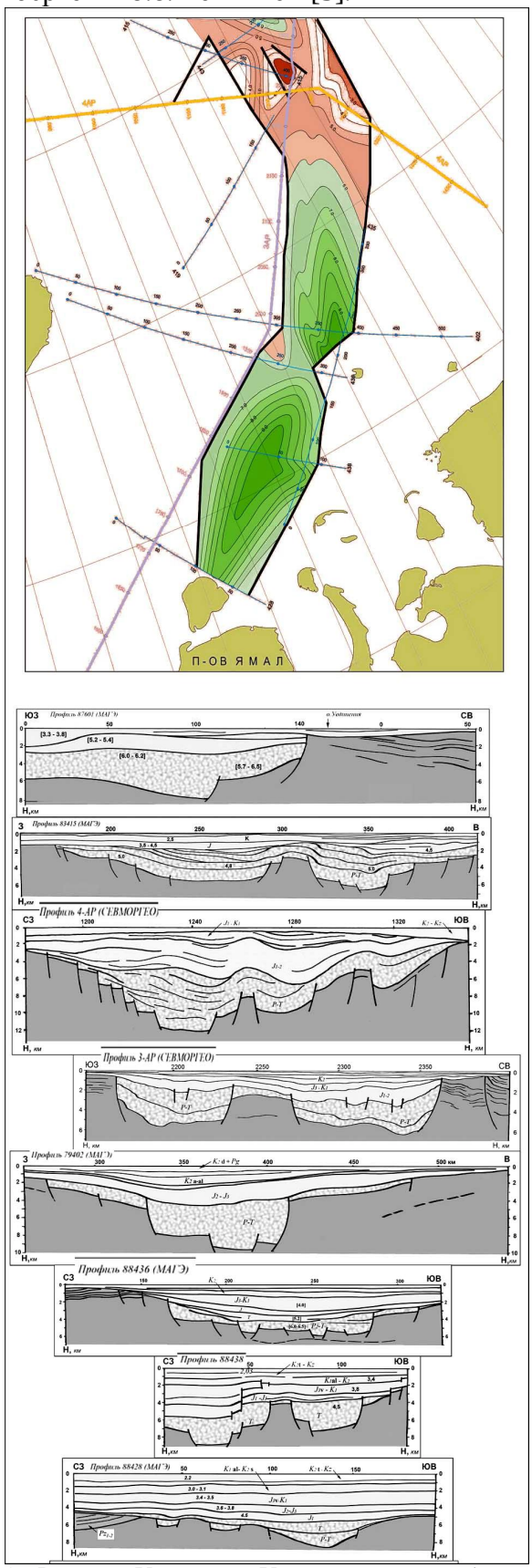


Рис. 3. Разрезы Ушаковско-Урванцевского грабен-рифта по результатам работ МАГЭ и СМНГ прошлых лет.

Кроме того, в свете выделения Ушаковско-Уравнцевского грабен-рифта приобретает закономерную предопределенность появление в непосредственной близости от него Известинского прогиба, предполагавшегося ранее по гравиметрическим данным и надёжно подтвержденного сейсмическим профилем 4-АР. Судя по площадным геофизическим данным, характеризующим эту часть шельфа, а также по полученным на опорном профиле, формирование данного прогиба сопряжено с процессами рифтогенеза, а комплексная интерпретация сейсмических и гравиметрических данных показало присутствие в нем мощной толщи галогенных пород [3].

Прямое подтверждение наличия галита в его разрезе принесли полевые наблюдения А.А. Макарьева (ПМГРЭ), позволившие определить его меловой возраст. Впрочем, наличие солей вообще характерно для начальной стадии развития рифтогенной структуры, поэтому возникновение Известинского прогиба может означать новую стадию рифтогенеза в Карском море, однако в любом случае пространственная связь этих разновозрастных структур не вызывает сомнений, позволяя предполагать элементы унаследованности в их развитии.

Геохимические данные, полученные в результате аналитических исследований донных проб, поднятых по линии профиля, свидетельствуют о существовании современного флюидного потока по разрывным нарушениям. Главными компонентами этого миграционного потока являются метан, тяжелые углеводороды, а также гелий и водород. Эти данные вместе с новыми представлениями о связи Западно-Сибирского НГБ с перспективными структурами северной части Баренцево-Северокарского мегапрогиба и рифтогенной природе Ушаковско-Урванцевского грабен-рифта делают его одним из наиболее благоприятных объектов Карского шельфа в отношении поисков богатых залежей УВ.

Доминирующий режим растяжения в геодинамической эволюции рифтогенной системы Обско-Баренцевского мегассейна вместе с сопредельными Енисей-Хатангским, Усть-Ленским и другими прогибами Евразийского сектора Арктической геодепрессии служит аргументом в пользу концепции раздвиговой природы Западно-Сибирской плиты [2] и расширения Земли в целом.

Литература

1. Алёхин, С.В., А.М. Армишев, Д.Г. Батурин и др. Баренцевская шельфовая плита // Л.: Недра, 1988. 263 с.
2. Верба, М.Л. Западно-Сибирская плита и Енисей-Хатангский прогиб – раннемезозойские зоны растяжения Земной коры // Мезозойский тектогенез, Магадан, 1971, с. 254 – 258.
3. Верба В.В., Верба М.Л., Иванов Г.И., Хуторской М.Д. Признаки присутствия галогенных толщ в основании осадочных чехлов рифтогенных прогибов Арктических морей по геофизическим и термометрическим данным//Труды 9-й Международной конференции по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO/CIS Offshore 2009). СПб.: ХИМИЗДАТ, 2009, т.1, с. 33-36.
4. Голионко Г.Б., Нечхаев С.А. Глубинные сейсмические границы Южно-Карской синеклизы. - Апатиты, КФ АН СССР, Деп. в ВИНИТИ, № 4252 – В89. 1989, 9 с.
5. Грамберг И.С., Ронкина З.З. Позднеюрская формация черных глин Советской Арктики // Сов. геол. 1988, №6, с. 94 – 99.
6. Погребицкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. – Труды НИИГА, т. 166, Л.: Недра, ЛО, 1971, 248.
7. Petrov O.V., Yu.M. Erinchek, M.L.Verba, Yu.V.Roslov and I.V.Belyaev Mesozoic Ob-Barents sedimentary megabasin on the data of surveys on regional geotraverses // Abs. of 33-rd IGC, Florence, Italy 2004, p. 246.

ОТСУТСТВИЕ ПРИЗНАКОВ СУБДУКЦИИ В СТРОЕНИИ КУРИЛЬСКОГО ГЛУБОКОВОДНОГОЖЕЛОБА (ПО ДАННЫМ МОВ-ОГТ НА ОПОРНОМ ПРОФИЛЕ 1-ОМ)

Верба М.Л., Иванов Г.И., Тихонова И.М.

Федеральное государственное унитарное научно-производственное предприятие по морским геологоразведочным работам "Севморгео", Санкт-Петербург, Россия
(sakoulina@sevmorgeo.com)

Введение

Курильская островная дуга и сопряженный с ней одноименный глубоководный желоб являются своеобразным геодинамическим полигоном, результаты изучения которого существенно влияют на формование не только общих представлений о развитии Тихоокеанского региона, но в значительной мере и глобальных концепций эволюции планеты в целом. Вследствие этого каждое новое пересечение этой классической тектонопары представляет интерес, выходящий далеко за пределы региональных потребностей. Этот интерес вызван в немалой степени тем обстоятельством, что Курильский желоб в ряде широко известных публикаций, в частности, принадлежащих О.Г.Сорохтину, рассматривается в качестве показательного примера проявления субдукционных процессов [3].

Опорный профиль 1-ОМ, отработанный в Охотском море в 2008 – 2009 годах в рамках общенациональной программы регионального изучения по сети опорных профилей глубинного строения Российской Федерации, помимо решения главных задач в задуговой области принес новые данные о глубинном строении островной дуги и примыкающего к ней отрезка глубоководного желоба (рис. 1). Полученные данные позволяют с новых позиций рассмотреть структуру и эволюцию этой эталонной в геодинамическом отношении области. Изложению этих новых данных посвящено настоящее сообщение.

Геофизические наблюдения в этой части профиля 1-ОМ были проведены методом МОВ-ОГТ, выполненных с применением мощного пневматического источника упругих колебаний и многоканального приёмного устройства, обеспечивающего приём отраженных волн во временном интервале до 17 с. Обработка полученных данных позволила осветить разрез земной коры обеих геоструктур на всю мощность, расчленить его на ряд сейсмокомплексов и дать каждому из них амплитудно-частотную и кинематическую характеристику (рис. 2).

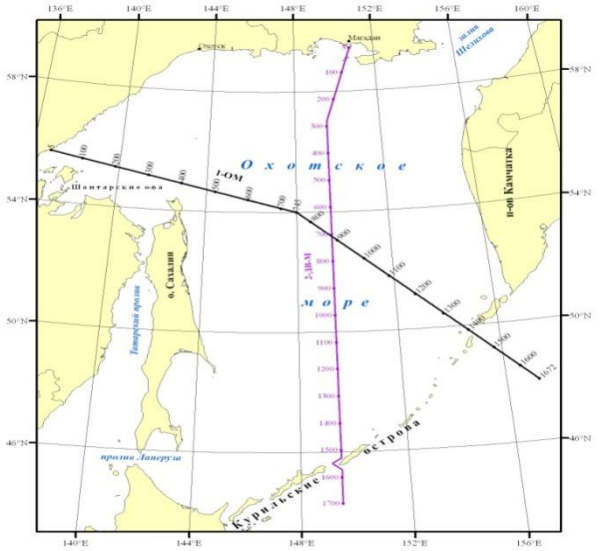


Рис. 1. Схема расположения опорного профиля 1-ОМ в Охотскомморе

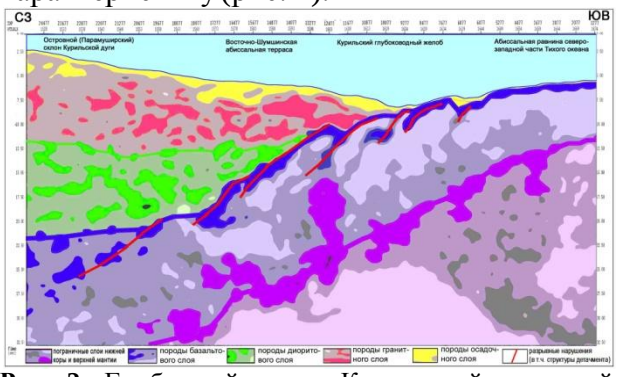


Рис. 2. Глубинный разрез Курильской островной дуги по профилю 1-ОМ

На этом рисунке виден осадочный слой, консолидированная кора, в которой местами уверенно прослеживаются границы раздела отдельных коровых слоёв, и подкоровый субстрат, отделяющийся слабо выраженной поверхностью, сопоставляемой с границей М. Общей чертой выделенных структур является их асимметричность в поперечном сечении и существование латерального тренда в свойствах различных слоёв коры, придающего этим чертам асимметрии закономерную упорядоченность.

В геоморфологическом отношении северо-западный (островной) и юго-восточный (океанский) склоны желоба заметно различаются. Островной склон представляет собой почти равномерно наклонённую поверхность, расчлененную непротяженными, но довольно четко выраженными террасовидными уступами на несколько более крутосклонных отрезков. Глубины моря возрастают от первых сотен метров на вершине Курильской гряды (до максимальной величины 7880 м в осевой зоне желоба. Террасы фиксируются на глубинах 3250; 4350; 5000; 5400; 5800; 6780 и 7300 м. Наиболее широкие террасы приурочены к глубинам 5400 – 5800 м и объединены в Восточно-Шумшинскую террасу, которая служит симметричным аналогом абиссальной равнины, расположенной на такой же глубине к ЮВ от желоба. На глубинах 3250 и 6780 м террасы имеют обратный уклон, присущий оползневым структурам, смещенным по листрическим сбросам.

Уклоны морского дна в верхней части склона (выше Восточно-Шумшинской террасы) колеблются в пределах 4˚÷4˚50′, и соответствуют предельным (в субаквальных условиях) углам естественного откоса для терригенных пород псаммитовой размерности. Ниже по склону они возрастают до 10˚10′, отражая преобладание более плотных пород. Рельеф океанского склона более расчлененный. Глубины моря меняются от максимальных в оси желоба до 5000 м на расстоянии 50 км от неё. Наклон поверхности уменьшается в том же направлении от 2˚45′ до 1˚30′, а на непротяженных участках повышаются до 12÷14˚. Эти крутосклонные уступы ограничивают две однотипных депрессии рельефа, которым в тектоническом отношении соответствуют грабены. Один из них образует центральную часть глубоководного желоба, а другой осложняет его юго-восточный борт.

Центральный грабен имеет ширину 15 км, глубину около 500 м и асимметричный поперечный профиль. Плоское дно грабена шириной около 6 км располагается на глубине 7790 - 7800 м. В средней части дно грабена осложнено провалом глубиной около 80 м и протяжностью 2 км, который в тектоническом отношении также является грабеном, а в морфологическом – дном всего желоба. Крутосклонные поверхности, ограничивающие центральный и малый грабены, падают навстречу друг другу и, видимо, соответствуют граничным разломам.

Второй грабен, находящийся мористее, имеет ширину 7 км и глубину ~260÷280 м. Он также асимметричен, но северо-западный борт здесь более крутой, чем юго-восточный (соответственно 30÷35˚ и 14÷15˚). Дно грабена в СВ части осложнено таким же провалом, как и центральный грабен.

Грабены обладают масштабным самоподобием: они имеют одинаковое отношение глубины к протяженности, равное ~0,040÷0,045, что можно считать указанием на однотипность тектонического механизма. Морфологические свойства грабенов указывают на преобладание режима растяжения при их формировании.

Рельеф абиссальной равнины, прилегающей к желобу, более пологий и простой. В двух местах выявлены уступы высотой ~50÷70 м, видимо отражающих наклонные сбросы, плоскости которых падают в сторону желоба.

Осадочный разрез островного склона характеризуется слабой выдержанностью всех параметров, тогда как разрез абиссали, напротив, сохраняет свои черты почти на всем отрезке профиля мористее желоба. Граница между этими разнотипными разрезами проходит по оси желоба, где на двухкилометровом отрезке морского дна

осадки присутствуют в мощностях порядка 100 м.

В сейсмофациальном отношении разрез островного склона характеризуется преобладанием хаотичной сейсмической записи, на фоне которой местами видны признаки клиноформной макротекстуры. Наличие косослоистых фаций уверенно связываются с отложениями, основным способом транспортировки которых является сальтация. Мощность осадочного разреза в верхней части островного склона составляет 3÷3,5 км, в пределах террасы сокращается до 1,0÷1,5 км, а в нижней части склона колеблется в пределах 2,2÷2,5 км. Величина пластовых скоростей в осадочных породах постепенно повышается от 1,9 км/с на поверхности дна до значений 5,1 км/с у подошвы. Градационное нарастание скорости с глубиной указывает на преобладающий терригенный состав пород и относительно низкую степень их метаморфизма и/или дислоцированности.

В пределах *океанического борта* Курильского желоба и примыкающей к нему абиссальной равнины осадочный слой выдержан по мощности, которая постепенном нарастает от первых десятков метров у оси желоба до 500 м. Эту картину дополняют спокойные условия залегания. Для разреза характерны горизонтально слоистые сейсмофации с выраженными признаками облекания неровностей кристаллического ложа. В нем прослеживаются три пачки пород, которые уверенно корелируются с разрезом скв. 192 проекта DSDP, расположенной на своде возвышенности Обручева в 225 км от оси Курильскогожелоба.

Верхняя пачка мощностью около 130÷140 м характеризуется набором горизонтальных высокоамплитудных отражений, синфазно прослеживаемых по всей длине склона желоба и периферии абиссальной равнины. Сопоставление этой картины с разрезом скв. 192 позволяет полагать, что разрез данной пачки представлен в основном неуплотненными диатомовыми и тонкоалевритистыми илами. Материалы донного опробования, выполненного во время 15-го рейса НИС "Каллисто", показывают, что осадки такого состава широко развиты на морском дне в этой части Тихого океана [1]. С учетом этих данных рассматриваемая пачка датируется плиоцен-четвертичным возрастом. Скорость осадконакопления оценивается этими авторами примерно в 30 мм/1000 лет.

Ниже без признаков несогласия располагается *слоистая пачка*, мощность которой нарастает в мористом направлении от 160 м в верхней части борта желоба до 370 м в абиссальной равнине. Она состоит из чередования сильных горизонтальных отражений, образующих пачки мощностью 60÷90 м, и полупрозрачных интервалов со слабо выраженной слоистостью. На отдельных участках наблюдается косая слоистость с падением клиноформ в сторону океана, что указывает на снос терригенного материала с северо-западного направления. На борту желоба слоистость становится менее заметной, появляются волнистые фации, мощность пачки заметно сокращается и в осевой зоне желоба она не выделяется. Подошвой здесь служат породы верхней части консолидированной коры, тогда как в пределах абиссальной равнины она подстилается нижележащей пачкой осадочных образований.

В пределах обоих грабенов в разрезе этой пачки выделяются два однотипных участка прослеживания серии ровных наклонных сейсмофаций, падающих в сторону оси желоба. В разрезе скв. 192 рассматриваемой пачке соответствуют уплотненные глинистые и глинисто-диатомовые илы, состоящие на 75% из терригенного и на 25% из биогенного материала, отнесенные к миоцену. Мощность миоценовых илов в скважине 362 м, что хорошо совпадает с сейсмическими данными, полученными на профиле 1-ОМ. Скорость осадконакопления оценивается в 40÷45 мм/1000 лет [1].

Основание осадочного разреза слагает пачка отложений, менее выдержанная по простиранию, чем вышележащие. На склоне желоба она полностью выпадает из разреза, а в абиссальной равнине представлена серией отрывочных, неровных, наклонных, местами хаотичных отражений, в целом

похожих на рассмотренные выше сейсмофации островного склона. Мощность пачки растет в юго-восточном направлении, достигая на конце профиля 170÷190 м. В скв. 192 этой пачке соответствует интервал разреза мощностью 132 м, сложенный известковыми осадками, которые залегают непосредственно на базальтовом фундаменте и датируются широким возрастным диапазоном от нижнего маастрихта до верхнего эоцена и, возможно, олигоцена. Внутри этого интервала выделено стратиграфическое несогласие, вызванное перерывом в осадконакоплении длительностью 15 млн лет, охватившем конец маастрихта, весь палеоцен и, возможно, часть раннего эоцена. Выше несогласия вскрыты мелководные фации среднего и верхнего эоцена. В разрезе, освещенном профилем 1-ОМ, признаков этого предэоценового несогласия не замечено, разрез выглядит непрерывным и, вероятно, поэтому он на 60 м мощнее (за счет отсутствующих в скважине палеоценовых отложений). Подошву пачки образует пакет сильных неровных отражений, которые отнесены к фундаменту.

Таким образом, полученный сейсмический разрез показал, что подошва осадочного комплекса диахронна и омолаживается по направлению к желобу. На удалении 50 км от оси желоба на базальтовом ложе залегают маастрихтские отложения, а в осевой зоне желоба – отложение не древнее плиоцена. Из этого следует, что на этом расстоянии возраст подошвы слоя осадков уменьшается на 65 *Ма.*

Консолидированная кора освещена профилем на всю мощность, но информативность полученных данных в этой части разреза заметно ниже и ограничивается выделением зон повышенной гетерогенности, или мутности по Н.А. Караеву [4]. Прослеживание зон с повышенной мутностью по профилю позволило наметить несколько границ раздела, из которых верхняя достаточно уверенно сопоставляется с кровлей консолидированной коры (кристаллическим фундаментом), а нижняя - с поверхностью М. Толщина консолидированной коры, закономерно сокращается по линии профиля от 24÷30 км под островной дугой до 12÷14, под желобом и 7÷9 км под абиссальной равниной.

Вместе с утонением коры закономерно меняется и её структура. Под островной дугой внутри консолидированной коры в интервале глубин 17÷23 км намечается две слабых, «теневых» границы, нижняя из которых условно сопоставляется с кровлей базитового слоя коры, а верхняя – столь же условно - с разделом между верхним, гранитно-метаморфическим и средним, диоритовым слоем (рис. 2). На рисунке видно, что по мере приближения к оси Курильского желоба все выделенные зоны повышенной мутности закономерно воздымаются, а граница, сопоставляемая с кровлей базитового слоя, поднявшись почти до поверхности морского дна, прослеживается далее вполне уверенно под чехлом осадков как кровля консолидированной океанической коры. Глубина залегания этой границы постепенно меняется от 16÷18 км под Восточно-Шумшинской террасой до 8÷10 км под желобом. Все вышележащие слои коры с приближением к оси желоба утоняются и выклиниваются. Таким образом, профиль показывает переход толстой многослойной коры континентального типа, наблюдаемой под островной дугой, в тонкую двухслойную кору океанического типа под абиссальной равниной. На относительно коротком отрезке профиля, где этот переход наиболее резок (под Восточно-Шумшинской террасой и глубоководных желобом) данная граница отличается неровным волнообразным рельефом, образуя поднятия и депрессии амплитудой 1,5÷2,0 км и шагом между экстремумами 7÷9 км.

Наклонное залегание этой коровой границы, приуроченность неровностей её рельефа к зоне сочленения апикальной части островного склона со склоном желоба, а также наличие признаков дихотомирования границы на участках, где она образует депрессии, позволяет говорить

о значительном вкладе тектонической расслоенности в формирование наблюдаемой волновой картины. В таком случае неровности рельефа рассматриваемой коровой границы можно связать с явлениями детачмента по серии наклонных регмагенных границ, рассекающих нижний слой земной коры.

Поверхность М на всем протяжении профиля отражается полосой повышенной мутности и полого воздымается в направлении от островной дуги к океану. С учетом вышесказанного глубинная структура Курильского желоба и его ближайших окрестностей разделяется на три отрезка. Западный представлен структурами Парамуширского островного склона, консолидированная кора которого имеет мощность 30-32 км и состоит из полного набора слоёв, свойственных континентальному типу. Осадочный слой достигает толщины 5 км, верхний слой консолидированной коры имеет мощность около 15 км, а на долю нижнего слоя приходится 10-12 км. Общей тенденцией перечисленных слоёв выступает постепенное сокращение их мощности с приближением к глубоководному желобу.

Центральный отрезок профиля составляет собственно глубоководный желоб, кора которого фактически однослойная представлена базальтовым слоем, перекрытым маломощным (около 100 м) чехлом плиоцен-четвертичных отложений. Третьим фрагментом является окраина абиссальной равнины северо-западной части Тихого океана с типично океаническим типом земной коры, возраст которой увеличивается по мере удаления от оси желоба.

Итак, общей чертой всех перечисленных составных частей структуры глубоководного желоба является доминирующий геодинамический режим растяжения, который выражается в морфологии грабенов и отсутствии признаков коллизионного смятия осадочных отложений. Глубинная структура желоба, детально исследованная в смежном районе [2], также не содержит прямых свидетельств сжимающих напряжений. При отсутствии прямых признаков субдукционных процессов остается заключить, что закономерная приуроченность эпицентров землетрясений к плоскости, именуемой зоной Вадати-Заварицкого-Беньофа, обусловлена не погружением океанической литосферной плиты под континентальную, а встречным движением – всплытием пластичного субстрата нижней коры и верхней мантии из-под вышележащих, сравнительно жестких слоев коры островной дуги. В пользу этого вывода говорит относительная молодость глубоководного желоба, о чем можно судить по наличию признаков сальтационного сноса терригенного материала в абиссальную равнину Тихого океана с западного направления, транзитом минуя современную структуру желоба. Аналогичный вывод был сделан ранее на основании анализа состава глинистых минералов неогеновой осадочной толщи возвышенности Обручева и одновозрастной осадочной толщи Командорской котловины Берингова моря [1]. Эти авторы отметили, что снос кластитов с Азиатского континента был бы невозможен, если в то время существовали бы седиментационные ловушки в виде Курило-Камчатского и Алеутского желобов и если возвышенность была бы в то время удалена от континента примерно на 800 км, как это следует из построений, основанных на допущении механизма субдукции в зоне Курило-Камчатского желоба со скоростью 7,5 см/год.

Литература

1. *Васильев В.И., Путинцев В.К., Удинцев Г.Б.* Геологическое строение Северо-западной части Тихого океана и проблема субдукции // Проблемы расширения и пульсации земли М.: Наука. 1984. с. 141 – 149.
2. *Санина И.А., Низкоус И.В., Гонтовая Л.И., Кисслинг Э.* Структура Камчатской зоны субдукции по результатам сейсмической томографии // Доклады АН, 2005, том 404, 3 5, с. 678 – 683.
3. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Развитие Земли М.Изд-во МГУ.2002. – 560 с.

4. Исследования литосферы в работах петербургских геофизиков (развитие идей академика Г.А. Гамбурцева) // Под редакцией Н.А. Караева, М.Л. Вербы, А.Д. Павленкина и Г.Я. Рабиновича. С-Пб: ВИРГ-Рудгеофизика – ВНИИОкеангеология, 2003, 224 с.

ТЕКТОНИКА И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ШЕЛЬФА ЧУКОТСКОГО МОРЯ

Вержбицкий В.Е.[а,б], **Соколов С.Д.**[в], **Лобковский Л.И.**[а], **Тучкова М.И.**[в], **Банников Г.А.**[б]

[а]*Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, Россия (torsek1@mail.ru)*
[б]*Ти Джи Эс Нопек Геофизическая компания Москва, Москва, Россия*
[в]*Геологический институт РАН, Москва, Россия*

Введение

В пределах шельфа Чукотского моря выделяется ряд крупных структурных элементов [1-9] (рис. 1). В северной части шельфа развит обширный Северо-Чукотский осадочный бассейн, заложенный на среднепалеозойском (элсмирском)? складчатом основании и заполненный мощной, до 16-18 и более км, толщей верхнедевонских(?)-карбоновых — кайнозойской отложений, частично обнажающихся на острове Врангеля. На этот прогиб с юга надвинуты интенсивно дислоцированные докембрийско-палеозойско-триасовые комплексы пород Врангелевско-Геральдской дуги (рис. 1).

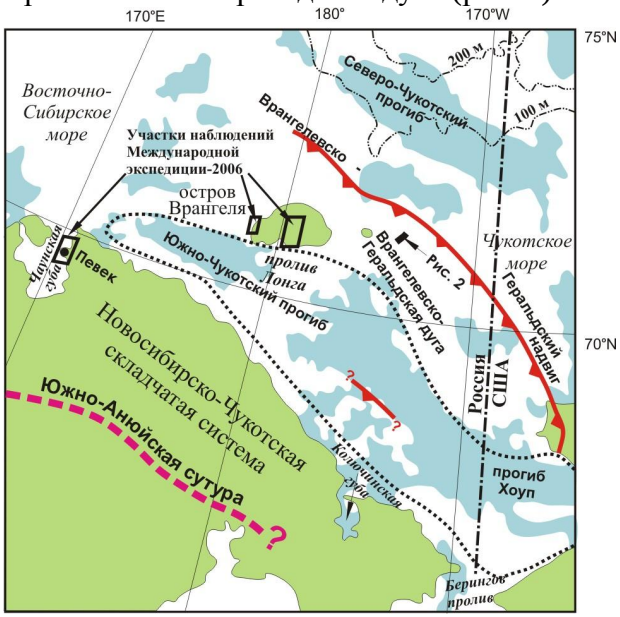


Рисунок 1. Основные структурные элементы Чукотского моря. Составлена с использованием [1, 4, 7, 10, и др.], с изменениями и дополнениями. Синяя заливка на акватории соответствует генерализованным отрицательным гравитационным аномалиям в свободном воздухе из [7].

Остров Врангеля, Северная Чукотка и разделяющая их акватория Чукотского моря принадлежат к Новосибирско-Чукотской покровно-складчатой системе поздних мезозоид, возникшей в поздней юре-неокоме в результате закрытия Южно-Анюйского океанического бассейна и становления одноименной сутуры [10-11]. Южно-Чукотский осадочный бассейн, выделяемый между Чукоткой и Врангелевско-Геральдской дугой в основном выполнен постнеокомскими - апт(?)-кайнозойскими отложениями мощностью до 5-6 км. Данная работа основана на анализе 2D сейсмических данных Ти Джи Эс / Интегратор и некоторых результатах Международной экспедиции-2006 на острове Врангеля и Северной Чукотке.

Структура и возраст осадочных прогибов и Врангелевско-Геральдской дуги

В отсутствие буровых скважин на акватории российского сектора Восточно-Арктического шельфа, интерпретация сейсмических данных весьма спекулятивна и построена на сравнении изученной акватории с американским сектором Чукотского моря и Северного Склона Арктической Аляски, а также на геологии Чукотки и острова Врангеля [1-12].

В пределах Северо-Чукотского прогиба на сейсмических записях были отмечены четыре основных угловых несогласия. Мы предполагаем, что нижнее несогласие (LCU) может соответствовать завершению основного коллизионного этапа между Евразией и Чукоткой (доаптское несогласие СВ Евразии) [10-11]. О таком же времени окончания коллизии говорят, также, недавние результаты U-Pb SHRIMP датирования, свидетельствующие об аптском (~ 117 млн. лет) возрасте древнейших постколлизионных гранитных плутонов Северной Чукотки [13]. Данная граница отвечает также началу молассового

осадконакопления, эквивалентному Брукскому мегакомплексу Аляски апт-альбского – кайнозойского возраста. При такой интерпретации, аналоги элсмирского (D_3-J_2) и бофортского (рифтовый) мегакомплексов (J_3-K_1) Арктической Аляски [12] залегают непосредственно ниже этой границы и отчетливо вовлечены в поздненеокомское складкообразование. Несколько выше предполагаемой LCU (0,2 – 0,5 с, ~ 300-800 м), выделяется слабее выраженное угловое несогласие, которое мы сопоставляем с основанием вулканогенно-осадочных отложений Охотско-Чукотского пояса, низы которого датированы серединой альба, ~106 млн. лет [14]. Сейсмостратиграфический комплекс, заключенный между LCU и внутриальбским (IAU) несогласием, сопоставляется нами с апт-альбскими слабо деформированными в условиях сжатия и сдвига вулканогенно-осадочными отложениями Чукотки [10-11]. Наиболее отчетливое несогласие в верхней части осадочного чехла может соответствовать идентифицированному здесь ранее средне-брукскому, MBU (~K/Cz) [1]. Данное несогласие трассируется к югу, в пределы собственно Врангелевско-Геральдской дуги в виде поверхности раздела складчатый фундамент/осадочный чехол. Это наблюдение заставляет предполагать более позднее, чем неокомский (а именно - позднемеловой-раннекайнозойский) возраст проявления основной фазы компрессионного структурообразования во фронте Врангелевской дуги [9]. Сам же фронт позднекиммерийской деформации здесь имеет четко выраженный транспрессионный характер (при преобладании северной вергентности разрывных нарушений) [9], во многом сходный с фронтальными деформациями, выявленным ранее сейсморазведкой в западной части Восточно-Сибирского моря [15]. Вышележащее угловое несогласие может отражать молодую фазу сжатия в конце позднего олигоцена (~24 млн. лет), проявленную в хребте Брукса и прогибе Колвилл [16], но не известную для Чукотки и острова Врангеля. С другой стороны, данная поверхность раздела может соответствовать региональному среднемиоценовому (~ 10-15 млн. лет) перерыву в осадконакоплении [С.С.Драчев, 2009, персональное сообщение].

Сейсмические профили, пересекающие Врангелевско-Геральдскую дугу демонстрируют наличие как северо-, так и южновергентных складчато-надвиговых структур, часто со ступенчатой траекторией сместителей (рис. 2а-б).

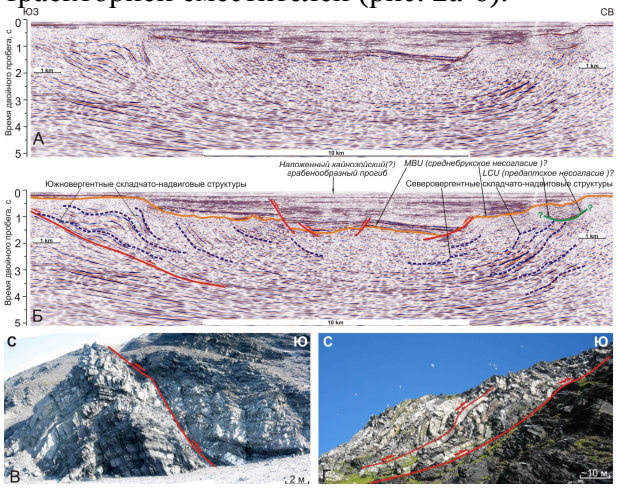


Рисунок 2. Структурный стиль Врангелевско-Геральдской дуги (поднятия): сейсмический профиль (А) и его интерпретированный вариант (Б) в сопоставлении с примерами складчато-надвиговых деформаций триасовых турбидитов на западном побережье острова Врангеля северной (В) и южной (Г) вергентности (фото В.Е.Вержбицкого, С.Д.Соколова, М.И.Тучковой), по [24]. Оранжевая линии на рисунке Б очерчивает кровлю складчатого (дорифтового) основания поднятия, включая предполагаемые апт-альбские комплексы (MBU?). Красные линии соответствуют основным разломам, стрелки указывают на характер смещений. Положение см. рис. 1. Пояснения в тексте.

В то же время, подавляющее большинство компрессионных структур острова Врангеля, развитых в пределах докембрийского метаморфического фундамента и силурийско-триасовых комплексов чехла, характеризуется выдержанной северной вергентностью [2] (рис. 2в). Обратные, южновергентые надвиги, встречаются достаточно редко и, вероятно, представляют собой более поздние структуры (рис. 2г). Резкое угловое несогласие в подошве слегка смятой пачки в верхних горизонтах складчатого фундамента (низов чехла?) Врангелевского

поднятия мы коррелируем с региональной предаптской поверхностью. При наблюдениях на острове также отмечено наложение многочисленных сбросовых смещений и трещин отрыва на более ранние структуры сжатия: плоскости надвигов и кливажа осевой плоскости складок. Позднейшие (кайнозойские?) структуры растяжения (грабены и полуграбены), фиксируемые по сейсмическим данным, по всей видимости, парагенетичны наложенным структурам растяжения острова Врангеля и Южно-Чукотского прогиба.

Южно-Чукотский рифтогенный прогиб находится в акватории между Чукоткой и Врангелевско-Геральдской дугой. Прогиб наложен на позднекиммерийскую складчатую структуру и заполнен отложениями мощностью до 5-6 км, по всей видимости мелового(?)-кайнозойского возраста. На основе интерпретации сейсмических данных, мы предполагаем наличие крупной северовергентной покровно-надвиговой структуры в складчатом фундаменте Южно-Чукотского рифтового прогиба [9] с видимой горизонтальной амплитудой смещения более 30 км. В лежачем крыле зоны надвига фиксируются интенсивные северовергентные складчато-надвиговые деформации. В целом, данную структуру можно интерпретировать как пологий надвиг интенсивно деформированных палеозой(?)-триасовых отложений на умеренно деформированные позднеюрско-неокомские синколизионные осадки в предаптское время. Предлагаемая интерпретация свидетельствует в пользу идеи о происхождении Южно-Чукотского бассейна в результате гравитационного коллапса позднемезозойского орогена Чукотки-Врангеля в постнеокомское время [17] Геометрия основных структуроконтролирующих разломов и их комбинаций свидетельствует о транстезионной природе Южно-Чукотского прогиба. Анализ поздних сбросовых смещений, развитых вдоль плоскостей северовергентных коллизионных надвигов и кливажных пластин острова Врангеля, также указывает на значительную сдвиговую (правостороннюю) компоненту смещений вдоль западного фланга прогиба в условиях преобладающего СВ-ЮЗ растяжения, что предполагалось для прогиба Хоуп [8]. В основании осадочного чехла прогиба нами также выделена серия изолированных апт-альбских(?) впадин, отделенных поверхностями углового несогласия как от нижележащего позднемезозойского складчатого фундамента, так и вышележащего слабодислоцированного верхнемел(?)-кайнозойского осадочного чехла.

Перспективы нефтегазоносности

В области северного склона Арктической Аляски и прилегающей акватории Чукотского моря открыты широко известные месторождения углеводородов (Прудо Бэй, Эндикот, Купарук, Элпайн, Бюргер мн. др.), в то время как в российском секторе отсутствуют пробуренные шельфовые скважины, да и в целом отмечается его весьма слабая изученность современными геолого-геофизическими методами. Исходя из имеющейся информации по Аляске и прилегающему шельфу, в осадочном чехле северной части российского сектора Чукотского моря можно ожидать наличия нефтегазоматеринских пород практически по всему стратиграфическому диапазону – от карбона до палеогена [1, 4-5, 18].

Широко предполагаемое сходство тектонической истории и условий осадконакопления в обоих секторах, многочисленные антиклинальные и надвиговые структуры в палеозойских, мезозойских и, отчасти, кайнозойских отложениях, сейсмические аномалии типа “яркое пятно”, погребенные дельтовые/проградационные тела и т.д. могут указывать на значительную перспективность Северо-Чукотского прогиба. Согласно литолого-геохимическим исследованиям проведенным ранее на острове Врангеля, каменноугольные и триасовые отложения в геологическом прошлом были нефтепроизводившими, а карбонатные отложения каменноугольного

возраста сходны по литологическим признакам с формацией Лисбурн Аляски, где она представляет собой одну из продуктивных толщ нефтяного месторождения Прудо Бэй [4]. Вероятно, что элсмирские и, возможно, бофортские отложения непосредственно к северу от врангелевской дуги умеренно вовлечены в позднемезозойское надвиго(?)- и складкообразование и залегают относительно неглубоко. Таким образом, погребенный склон Врангелевской дуги (южный фланг Северо-Чукотского прогиба) может быть достаточно перспективен, поскольку упомянутые выше осадочные комплексы представляют собой основные продуктивные толщи Арктической Аляски [1, 4].

Дополнительные перспективы на формирование углеводородов в пределах Северо-Чукотского прогиба могут быть связаны с богатыми органическим веществом палеогеновыми морскими отложениями, время накопления которых относится ко времени проявления палеоцен-эоценового термального максимума (PETM, ~48.6 млн. лет) и низов среднего эоцена ("интервал Азолла", ~48.6 млн. лет). Предполагается, что такие отложения могут быть широко распространены в пределах всего Циркумарктического региона и соответственно представлять существенный интерес с точки зрения углеводородного потенциала Арктического океана [19-22].

В общем, расмотренный структурный рисунок, особенности сейсмостратиграфии и определенное сходство с геологической историей Аляски, указывают на значительный нефтегазовый потенциал Северо-Чукотского прогиба.

Перспективность Южно-Чукотского (Хоуп) прогиба традиционно оценивается значительно более скромно [3, 8, 18]. Тем не менее, полученные новые сейсмические данные указывают на многочисленные аномалии в поведении рефлекторов ("газовые трубки", "яркие пятна"), которые можно связывать с наличием в осадочном чехле газовых скоплений. Важно отметить, что в донных осадках Южно-Чукотского прогиба были отмечены аномальные концентрации углеводородных газов миграционной природы, косвенно свидетельствующие о существенной перспективности основного депоцентра прогиба (впадины Хоуп) на поиски углеводородного сырья [23]. Мы полагаем, что в качестве газоматеринских толщ здесь могут выступать обогащенные органическим веществом верхнеюрско-неокомские синколлизионные отложения, входящие в структуру складчатого фундамента бассейна в виде относительно более слабо деформированной и, поэтому, относительно четко стратифицированной единицы.

Благодарности. Настоящие исследования были поддержаны Программой № 9 ОНЗ РАН, РФФИ (грант № 11-05-00074), Грантом Президента РФ "Ведущие научные школы" и Государственным контрактом "Построение плитотектонических реконструкций и модели напряженного состояния литосферы Арктического региона".

Литература

1. *Бурлин Ю.К., Шипелькевич Ю.В.* Основные черты тектонического развития осадочных бассейнов в западной части шельфа Чукотского моря и перспективы их нефтегазоносности // Геотектоника 2006. № 2. С. 65–82.
2. *Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г. и др.* Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология. Министерство природных ресурсов РФ, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана. – СПб., ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.
3. *Оруджева Д.С., Обухов А.Н., Агапитов Д.Д.* Перспективы нефтепоисковых работ в Чукотском море // Геология нефти и газа. 1999. № 3/4. С. 28 – 33.
4. *Хаин В.Е., Полякова И.Д.* Седиментационные бассейны и перспективы нефтегазоносности шельфа Восточной Арктики // Океанология. 2007. Т.47, №1. С.116-128.
5. *Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д.* Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. Труды ГИН РАН, вып. 601. Москва. Наука.

2009. 227 с.

6. *Шипилов Э.В., Сенин Б.В., Юнов А.Ю.* Осадочный чехол и фундамент Чукотского моря по сейсмическим данным // Геотектоника 1989. №5. С. 99-109.
7. *Mazarovich A.O., Sokolov S. Yu.* Tectonic subdivision of the Chukchi and East Siberian Seas // Russian Journal of Earth Sciences, 2003, Vol. 5, No. 3, P.185–202.
8. *Tolson R.B.* Structure and stratigraphy of the Hope Basin, southern Chukchi Seas, Alaska // in Scholl, D.W., Grantz, A. and Vedder, J.G., eds. Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins: Beaufort Sea to Baja California: Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series. 1987. V. 6, p. 59-71.
9. *Verzhbitsky V., Frantzen E., Savostina T., Little A., Sokolov S.D., Tuchkova M.I.* The Russian Chukchi Sea shelf // GEO ExPro. 2008. Vol. 5, No. 3. P. 36-41 (full article available at http://www.geo365.no/TGS-Chukchi/)
10. *Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye, Morozov O.L. et al.* Souyh Anyui suture, northeast Arctic Russia: Facts and problems // in Miller E.L., Grantz A, and Klemperer S.L. (eds), Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Ajacent Landmasses: Boulder, Colorado, GSA Special Paper 360. 2002. p.209-224.
11. *Sokolov, S. D., G. Ye. Bondarenko, P. W. Layer, and I. R. Kravchenko-Berezhnoy*. South Anyui suture: tectono-stratigraphy, deformations, and principal tectonic events // in D. B. Stone, K. Fujita, P. W. Layer, and E. L. Miller, A. V. Prokopiev, and J. Toro (eds.), Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov, European Geosciences Union, Stephan Mueller Publication Series, 2009, v. 4, p. 201-221.
12. *Sherwood, K.W., Johnson, P.P., Craig, et al.* Structure and stratigraphy of the Hanna Trough, U.S. Chukchi Shelf: in Miller, E.L., Grantz, A., and Klemperer, S.L. (eds.), Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 360. 2002. p. 39-66.
13. *Катков С.М., Стриклэнд А., Миллер Э.Л., Торо Дж.* О возрасте гранитных интрузий Анюйско-Чукотской складчатой системы // Доклады РАН. 2007. Т. 414. № 2. С. 219-222.
14. *Тихомиров П.Л., Калинина Е.А., Кобаяши К., Накамура Э., Черепанова И.Ю.* Динамика позднемезозойского вулканизма Чукотки (по данным Ar/Ar и U-Pb определений возраста пород) // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Том 2. – М.: ГЕОС, 2008. – 538 с.
15. *Драчев С.С., Елистратов А.В., Савостин Л.А.* Структура и сейсмостратиграфия шельфа Восточно-Сибирского моря вдоль сейсмического профиля "Индигирский залив – остров Жанетты" // Доклады РАН. 2001. Том 377. № 4. с. 521-525.
16. *O'Sullivan, P.B., Murphy J.M., and Blythe A.E.* Late Mesozoic and Cenozoic thermotectonic evolution of the central Brooks Range and adjacent North Slope foreland basin, Alaska: Including fission track results from the Trans-Alaska Crustal Transect (TACT) // J. Geophys. Res., 1997. V. 102(B9), 20, p. 821–20,845.
17. *Elswick V.L. and J. Toro.* Seismic interpretation and structural evaluation of the Hope Basin, Alaska, Geol. Soc. Am. Annual Meeting Abstracts, Seattle, 2003, Nov. 2-6, Vol. 35, No. 6, p. 28.
18. *Малышев Н.А., Обметко В.В., Бородулин А.А.* Оценка перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов Восточной Арктики // Научно-технический вестник ОАО «НК «Роснефть». №1. 2010. С. 20-28.
19. *Moran K., Backman J., Brinkhuis H., et al.* The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // Nature. 2006. V. 441, p. 601–605.
20. *Bujac J.* The AZOLLA story // The Arctic conference days (ICAM V, AGREE II, SEST). Tromso, Norway (3-7 September, 2007). NGF Abstracts and Proceedings. P. 171.
21. *Durham L.S.* Source ideas boost Arctic promise. AAPG Explorer. Vol. 28, 2007. p. 6, 8, 14.
22. *Mann U., Knies J., Chand S., Jokat W., Stein R., Janine Z.* Evaluation and modelling of Tertiary source rocks in the central Arctic Ocean // Marine and Petroleum Geology. 2009. Vol. 26, Issue 8, p. 1624-1639.
23. *Яшин Д.С., Ким Б.И.* Геохимические признаки нефтегазоносности Восточно-Арктического шельфа России // Геология нефти и газа. 2007. № 4. С. 25-29.
24. *Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Франтцен Э.М., Тучкова М.И., Банников Г.А.* Тектоническая структура, осадочные бассейны и перспективы нефтегазоносности шельфа Чукотского моря (Российская Арктика) // «Газовая промышленность», спецвыпуск «Газ и нефть Востока России». 2011 (в печати).

ЦИРКУМ-СИБИРСКИЕ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ, ПЯТНАДЦАТЬ ЛЕТ СПУСТЯ: ПРОБЛЕМЫ И РЕШЕНИЯ

Верниковский В.А.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск

На совещании, посвященном памяти В.Е.Хаина, вероятно, очень важно подчеркнуть его исключительную способность к крупным региональным обобщениям геологической информации и, на основании этого, развитие нового видения эволюции формирования литосферы континентов и океанов Земли. В этой связи хочется обратить внимание на идеи В.Е.Хаина о «циркум-сибирских неопротерозойских офиолитах» (Хаин и др., 1997), обсудить, на чем они основывались, и какое получили развитие в последующие годы.

Довольно смелая мысль В.Е.Хаина о том, что в неопротерозое более половины окраин Сибирского кратона (северо-западная, западная, юго-западная и южная) были активными, окружены островодужными системами, которые вместе с офиолитами были обдуцированы на кратон перед вендом или в венде, базировалась в начале 90-х годов прошлого столетия лишь на редких и не достаточно полных данных об этих объектах для отдельных регионов (Добрецов и др., 1985; 1992; Буякайте и др., 1989; Хаин, 1989; Волобуев, 1993; Верниковский и др., 1993; 1994; 1996; Конников и др., 1994; Кузьмин и др., 1994; Хаин, Федотова, 1995; Кузьмичев, 1996; и некоторые др.). Наибольшие проблемы при такой постановке вопроса, как было отмечено в нашей статье, были следующие: 1) огромная протяженность этого циркум-сибирского офиолитового пояса, что вызывало сомнение в его одновозрастности; 2) отсутствие достаточного количества изотопных данных, что опять же осложняло геохронологическое обоснование рассматриваемых объектов. Как следствие этого, офиолитовые и островодужные комплексы в упомянутых выше и других статьях тех лет определялись лишь как рифейские, да и то часто с вопросом.

Исследования последующих лет, выполненные на Таймыре (Vernikovsky et al., 1998; 2004; 2011; Vernikovsky, Vernikovskaya, 2001), Енисейском кряже (Постельников, Хераскова, 1997; Верниковский и др., 1999; 2001; Хераскова, 1999; Konnikov et al., 1999; Метелкин и др., 2004; Верниковский, Верниковская, 2006; Кузьмичев и др., 2008) в Восточном Саяне (Кузьмичев, Журавлев, 1999; Федотова, Хаин, 2002; Khain et al., 2002; 2003) и в Байкало-Муйском поясе (Amelin et al., 1997; Изох и др., 1998; Рыцк и др., 1999; 2004; Гордиенко и др., 2003; 2006; 2010; Ярмолюк и др., 2006) убедительно показали правоту высказанных идей. Были получены не только корректные изотопно-геохимические и геохронологические данные для неопротерозойских офиолитов и островодужных комплексов, но и дана их детальная геолого-структурная позиция, петролого-геохимическая характеристика, типизация, а также, в ряде случаев, установлено их палеогеографическое положение.

Более того, полученные результаты позволили по новому понять эволюцию формирования островодужных систем и складчато-покровных поясов в обрамлении Сибирского кратона, установить возраст трансформации пассивных окраин Сибирского кратона в активные, выполнить ряд глобальных

палеореконструкций, в том числе по формированию и распаду Родинии (Li et al., 2008).

Этот пример подтверждает умение В.Е.Хаина ставить крупные, многолетние геологические задачи, решение которых раскрывает перспективы познания геологического строения и эволюции Земли.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕВОНСКИХ ДАЕК КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА: СВИДЕТЕЛЬСТВА МЕЗОЗОЙСКОЙ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Веселовский Р. В. [а,б], Арзамасцев А. А. [в]

[а] *МГУ имени М. В. Ломоносова, Геологический факультет, г. Москва*
[б] *Институт физики Земли РАН, г. Москва*
[в] *Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты*

В геологической истории северо-восточной части Фенноскандии выделяют несколько этапов эндогенной активности, наиболее крупные из которых завершились 1.8 млрд. лет назад, после чего северо-восточная часть кратона стабилизировалась и приобрела черты строения, близкие современным. Последовавший длительный амагматический период, продолжавшийся более 1.3 млрд. лет, в палеозое завершился плюм-литосферными процессами, в ходе которых образовалась Кольская щелочная провинция (0.40-0.36 млрд. лет назад) и закончилось развитие рифтогенных структур Юго-Восточного Беломорья [7]. Более поздние геологические свидетельства, которые могли бы указывать на проявление эндогенной активности в период с 350 млн. лет и до настоящего времени, в пределах щита установлены не были.

Важное значение для определения условий локализации мантийных расплавов, давших начало Кольской щелочной провинции, имеет оценка геодинамических обстановок фанерозойского этапа развития северо-восточной Фенноскандии и реконструкция тренда перемещения Кольского мегаблока в палеозое. Для решения этой задачи может быть привлечен палеомагнитный метод, однако интервал 400-340 млн. лет уже не первое десятилетие является наиболее спорным участком фанерозойского сегмента кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса (КМП) Восточно-Европейской платформы из-за практически полного отсутствия надёжных палеомагнитных определений по объектам указанного возраста.

С целью получения новых данных, отвечающих современным критериям надёжности, были проведены рекогносцировочные палеомагнитные исследования роёв даек долеритов и щелочных лампрофиров, возраст которых, установленный геохронологическими методами (Rb-Sr, Sm-Nd, $^{40}Ar/^{39}Ar$), находится в интервале 390-370 млн. лет. В ходе полевых работ опробованы 9 долеритовых даек Баренцевоморского побережья и Печенгского района, 12 даек щелочных лампрофиров Кандалакшского залива Белого моря, а также породы интрузивных массивов Африканда и Турьего мыса (в последнем опробован также дайковый комплекс) (рис. 1). Из каждого геологического тела отобрано от 6 до 15 ориентированных образцов, которые подверглись температурной магнитной чистке до температуры 630°С, с числом шагов более 12. В ряде случаев, для проведения теста контакта, также опробовались зоны контакта и вмещающие породы на расстоянии до 100 м от дайки.

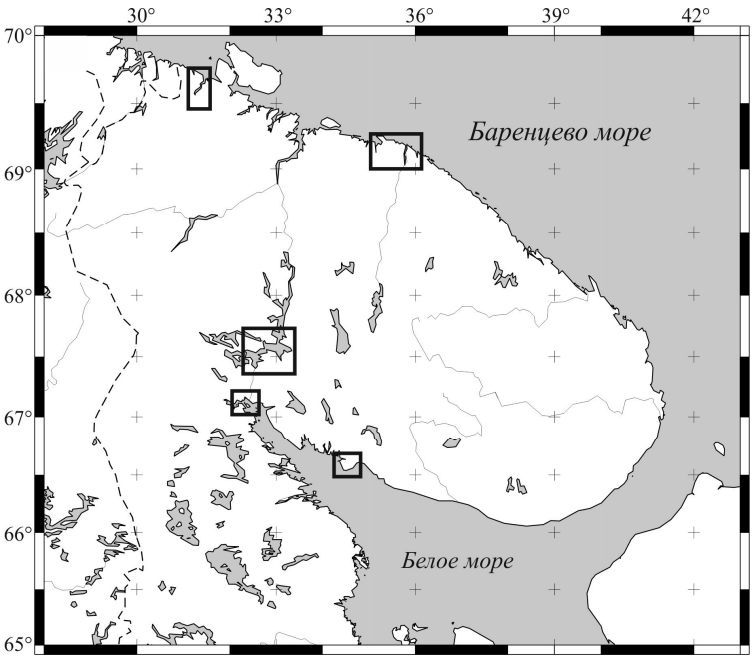


Рис. 1. Расположение исследованных даек и интрузивных комплексов

Анализ результатов магнитных чисток образцов показал, что большая часть изученных даек и палеозойских массивов несёт в себе палеомагнитную запись приемлемого качества, при этом образцы архейских пород фундамента имеют, преимущественно, шумный палеомагнитный сигнал, непригодный для интерпретации. В образцах даек естественная остаточная намагниченность (ЕОН) может быть представлена одной, двумя или тремя компонентами. Низкотемпературная компонента намагниченности характеризуется направлением, близким к направлению современного поля в данном районе и имеет, вероятно, вязкую природу. Направления остальных компонент намагниченности (средне- и/или высокотемпературных) локализуются в разных областях стереограммы и могут быть рассмотрены в составе двух групп векторов.

Группа ***Pz*** представлена компонентами ЕОН, направления которых характеризуются близкими к нулю наклонениями и СВ (6 даек) или ЮЗ (3 дайки) склонениями (рис. 2 в,г,д). Противоположно направленные компоненты намагниченности формально не проходят тест обращения [12] на уровне образцов ($\gamma/\gamma_{cr} = 12/11$), что можно объяснить низким качеством палеомагнитного сигнала и неполным удалением более низкотемпературных компонент намагниченности. Поэтому на данном этапе исследований мы будем считать противоположно направленные компоненты намагниченности группы ***Pz*** антиподальными. Эти компоненты выделяются по кругам перемагничивания или в виде конечных компонент в нескольких дайках баренцевоморского побережья, южного берега Кандалакшского залива и интрузивных породах массива Африканда, для большинства из которых имеются девонские изотопные датировки [1]. Палеомагнитный полюс, рассчитанный на уровне сайтов для среднего направления прямой и обращённой компонент намагниченности группы ***Pz***, находится в непосредственной близости к среднедевонскому отрезку кривой КМП Восточно-Европейской платформы [15] (табл. 1, рис. 3), что позволяет оценить возраст компонент группы ***Pz*** как девонский. Доводами в пользу первичности компоненты намагниченности группы ***Pz*** являются их антиподальность и отличие рассчитанного палеомагнитного полюса от более ранних полюсов Восточно-Европейской платформы. Выполнение теста контакта оценки возраста компонент намагниченности группы ***Pz*** невозможно

из-за крайне шумного палеомагнитного сигнала в образцах вмещающих пород фундамента.

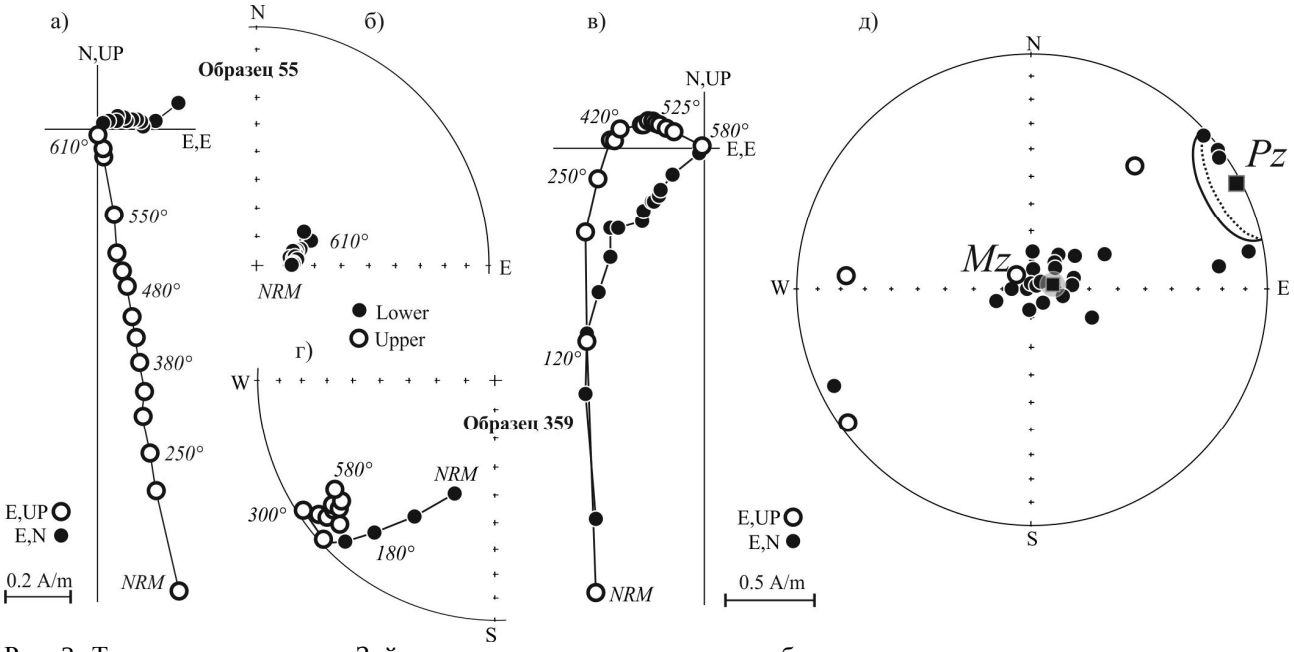


Рис. 2. Типичные диаграммы Зийдервельда и стереограммы для образцов, в которых выделяется компонента Mz (а, б) или Pz (в, г); д) распределение компонент намагниченности Pz и Mz в изученных дайках и их средние направления с кругами доверия. Залитые кружки на диаграммах Зийдервельда (стереограммах) обозначают проекции векторов на горизонтальную плоскость (нижнюю полусферу), незакрашенные кружки – проекции векторов на вертикальную плоскость (верхнюю полусферу).

Компонента намагниченности, векторы которой образуют *группу Mz*, установлена нами практически во всех изученных дайках долеритов баренцевоморского побережья, северного обрамления Печенгской структуры и щелочных лампрофиров южной части региона, геохронологический возраст которых был также определён как девонский [1]. В ряде образцов эта компонента намагниченности обнаруживается совместно с компонентами девонского возраста (группа *Pz*), занимая среднюю часть спектра блокирующих температур, и имеет крутые положительные наклонения (табл. 1, рис. 2 а,б,д). Образцы из вмещающих девонские дайки архейских гнейсов, отобранные на удалении до нескольких сот метров от даек для проведения теста контакта, несут, как правило, исключительно одну компоненту намагниченности *Mz*. Рассчитанный на уровне сайтов палеомагнитный полюс, отвечающий среднему направлению компоненты *Mz* (рис. 3), тяготеет к мезозойскому (юрскому) участку кривой КМП Восточно-Европейской платформы, что может рассматриваться как прямое указание на время возникновения этой компоненты намагниченности.

Таблица 1. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюсы выделенных компонент намагниченности даек Кольскогополуострова

Комп.	**N/S**	**D**	**I**	**K**	**α_{95}**	**Φ**	**Λ**	**φ_m**	**dp/dm**
Pz	76/9	63.3	2.5	12	15.7	10.9	147.6	1	8/16
Mz	219/21	62.5	83.3	53	4.4	70.4	70.3	77	9/9

Примечания: N/S – количество образцов/сайтов; D, I, K, α_{95} – характеристики распределения Фишера: склонение, наклонение, кучность и радиус круга доверия соответственно; Φ, Λ, dp/dm – широта, долгота и величины полуосей овала доверия палеомагнитного полюса; φ_m – палеомагнитная широта. Координаты палеомагнитных полюсов приводятся в пересчёте на среднюю точку отбора образцов с координатами lat=68, long=33.

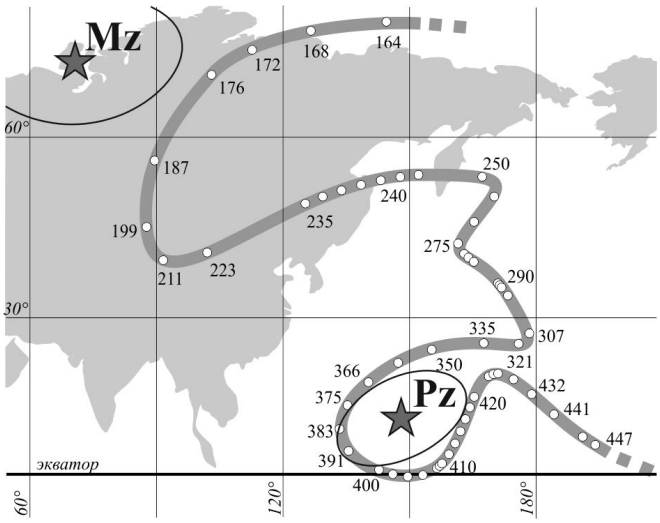


Рис. 3. Положение палеомагнитных полюсов компонент Pz и Mz относительно участка кривой КМП Восточно-Европейской платформы [15].

Обсуждение результатов. Палеомагнитный полюс, полученный для среднего направления компоненты *Pz*, отражает направление геомагнитного поля во время формирования изученных дайковых роёв в девонское время и может быть использован (с существенными ограничениями) для разработки кривой КМП Восточно-Европейской платформы и построения палеотектонических реконструкций. Для повышения надёжности и качества определений девонского палеомагнитного полюса по дайкам Кольского полуострова необходимо значительное увеличение числа исследуемых объектов.

Интерпретация обнаруженной в девонских дайках и интрузивных массивах компоненты намагниченности мезозойского возраста (*Mz*) представляется более сложной. Вторичная природа этой компоненты вряд ли может быть поставлена под сомнение, так как в значительном количестве образцов она встречается в среднетемпературном интервале, частично перекрывая первичную высокотемпературную компоненту девонского возраста. Биполярность компоненты *Mz* (из 219 образцов, в которых она выделена, 22 образца из четырёх даек несут компоненту намагниченности, обратную *Mz*) может косвенно свидетельствовать о продолжительности термального перемагничивающего события, достаточной для смены полярности (инверсии) геомагнитного поля. По своему направлению компонента *Mz* сходна с направлением современного поля в районе исследований и теоретически имеется возможность объяснить возникновение стабильной современной химической намагниченности при образовании новых магнитных минералов в зоне выветривания, как это неоднократно наблюдалось при палеомагнитных исследованиях осадочных горных пород (например, [3]). Однако, в ряде образцов, несущих средне- или высокотемпературную компоненту *Mz*, уверенно выделяется низкотемпературная (< 250°C) компонента намагниченности, направления которой кучно группируются вокруг направления современного магнитного поля Земли. Более того, проведённые петрографические исследования не обнаруживают каких-либо (даже минимальных) изменений минерального состава даек, поэтому возможность образования современной намагниченности химической природы при образовании новых магнитных минералов минимальна.

Парадоксально, но анализ информации показывает отсутствие каких-либо геологических или геохронологических свидетельств мезозойских термальных и/или иных геологических событий, имевших место на территории Кольского полуострова и сопредельных регионов Фенноскандинавского щита, которые

могли бы служить причиной появления намагниченности, связанной с компонентой *Mz*. Многочисленные изотопные датировки кольских даек и иных объектов Кольского полуострова, выполненные по слюдам и амфиболам с помощью наиболее чувствительного к термическому воздействию $^{40}Ar/^{39}Ar$ метода [1], не обнаруживают признаков нарушения этой изотопной системы постпалеозойскими процессами, температура которых, учитывая температуры закрытия K-Ar системы [9], не превышала 300-350°С. Данные изучения единичных зерен цирконов из докембрийских пород Фенноскандинавского щита методом SHRIMP [5] свидетельствует о протекавших в фанерозое процессах, приводивших к частичным потерям свинца из отдельных зон цирконов и возникновению новых генераций цирконов, однако рассчитанные нижние пересечения дискордий, дающие оценку возраста в интервале 700-250 млн. лет назад [2, 4], по-видимому, указывают на влияние только девонского этапа магматической активизации [11]. Единичные результаты трекового датирования [10] также не добавляют определённости в силу единичности имеющихся данных для исследованной нами территории, не исключая, однако, наличие некоторого наложенного события мезозойского возраста.

Мезозой-палеозойское перемагничивание в пределах западной части Восточно-Европейской платформы отмечалось при палеомагнитных исследованиях ордовикских и девонских пород Ленинградской области [14, и др.], протерозойских даек Карелии [6] и палеозойских осадочных пород Эстонии [13]. Наиболее крупные события, которые могли явиться причиной столь масштабного перемагничивания, связаны, очевидно, с развитием Баренцевско-Амеразийского суперплюма и образованием в пределах области современного арктического бассейна обширного ареала юрско-мелового траппового магматизма или «большой магматической провинции» [8]. Полученные в последние годы $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопные датировки платобазальтов в пределах Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) (остров Гукера, 189.1±11.4 млн лет, Земля Александры, 191±3 млн лет [4], отвечают начальной фазе развития плюма, проявившейся в расколе литосферы и дезинтеграции области будущего арктического бассейна на блоковые структуры. Реконструкции показали [8], что центр магматической активности охватывал области архипелагов ЗФИ, Шпицберген и, по-видимому, прилегающую к ним (на тот интервал времени) северную часть Фенноскандинавского щита, а зоны раскола, связанные с функционирующими апофизами плюма, упиралась в Баренцевскую палеоокраину. Последовавшая затем деструкция и растяжение континентальной литосферы в Баренцевоморском регионе привели к ослаблению термального воздействия плюма на кристаллический фундамент арктических областей Фенноскандии.

Таким образом, результаты палеомагнитных исследований свидетельствуют о том, что в фанерозойское время восточная часть Фенноскандинавского щита испытала влияние не только девонской тектоно-магматической активизации, но также подверглась термальному воздействию мезозойских плюм-литосферных процессов, обусловивших развитие в Западной Арктике окраинно-континентального полициклического рифтогенеза.

Финансовая поддержка: программы ОНЗ 6, 7 и 8 РАН.

Литература

1. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. – СПб.: Наука, 2009. 383 с.
2. Гольцин Н.А., Салтыкова А.К., Полеховский Ю.С., Пресняков С.Л., Сергеев С.А. , Лохов К.И. U-Pb система в цирконах из пород людиковия Онежской структуры. Тез докл. III Всероссийской

конференции по геохронологии. Москва 6-8 июня 2006 г, М., ИГЕМ 2006, с.200-204.
3. Иосифиди А.Г., Храмов А.Н., Комиссарова Р.А. Палеомагнетизм девонских и каменноугольных отложений архипелага Шпицберген // Материалы международной школы-семинара "Палеомагнетизм и магнетизм горных пород". - СПб.: Издательство "СОЛО", 2010. С.72-78.
4. Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая специализация и $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // ДАН. 2009. Т 425. № 2. С. 213-217.
5. Лохов К.И., Бережная Н.Г., Матуков Д.И., и др. Фанерозойские значения возраста в породах Балтийского щита по U-Pb методу по цирконам при помощи методики SHRIMP: контаминация проб или реальность? Тез. Докл.XVII Симпозиума по геохимии изотопов, Москва 6-9 декабря 2004 г., М., ГЕОХИ, 2004, с.155-156.
6. Лубнина Н.В. Восточно-Европейский кратон от неоархея до палеозоя по палеомагнитным данным: Автореф. дисс. … докт. геол.-мин. наук. Москва. 2009. 40 с.
7. Носова А.А., Ларионова Ю.О., Веретенников Н.В., Юткина Е.В. Корреляция неопротерозойского вулканизма юго-восточного Беломорья и Западного Урала: новые данные об изотопном возрасте базальтов Солозера (Онежский грабен) // Доклады Академии наук. 2008. Т.418. №6. С. 811-816.
8. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Мезозойский базальтоидный магматизм Баренцевоморской континентальной окраины: геодинамические обстановки раннего этапа раскрытия Арктического океана (по результатам исследований на архипелагах Земля Франца-Иосифа и Шпицберген). В кн.: Строение и эволюция литосферы. М.: Paulsen, 2010. с. 312-330.
9. Dodson M.H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contrib Mineral Petrol. 1973. 40:259–274.
10. Hendriks B., Andriessen P., Huigen Y., Leighton C., Redfield T., Murrell G., Gallagher K. and Nielsen S.B. A fission track data compilation for Fennoscandia. Norwegian Journal of Geology, 2007, vol. 87, pp. 143-155.
11. Larson S.A., Tullborg E.-L. Why Baltic Shield zircons yield late Paleozoic, lower-intercept ages on U-Pb concordia. Geology; 1998; v. 26; no. 10; p. 919–922.
12. McFadden P. L. and M. W. McElhinny, Classification of the reversal test in palaeomagnetism, Geophys. J. Int., V. 103, 1990, pp. 725–729.
13. Preeden, U.; Plado, J.; Mertanen, S.; Puura, V. 2008. Multiply remagnetized Silurian carbonate sequence in Estonia. Estonian Journal of Earth Sciences 57(3), 170-180.
14. Smethurst M.A., Khramov A.N., Pisarevsky S. Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic // Geophys. J. Int. 1998. V. 133. P. 44–56.
15. Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., van der Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Sturt B.A. and Walderhaug H.J., 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic - A tale of Baltica and Laurentia. Earth Sci. Rev., 40, 229−258.

СПЕЦИФИКА ПРОЯВЛЕНИЯ КОЛЛИЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА БОЛЬШОМ КАВКАЗЕ В АЛЬПИЙСКОЕ ВРЕМЯ

Видяпин Ю.П., Сомин М.Л.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. Москва

Кавказская коллизионная область состоит из двух различных частей: Малого и Большого Кавказа. Малый Кавказ представляет собой композицию террейнов, сформировавшуюся в позднеальпийское время в шовной зоне на месте закрывшегося океана Тетис. Для него характерны выгнутые к северу дугообразные структуры, включая офиолитовые пояса (сутуры Тетиса), облекающие Аравийский клинообразный выступ одноимённой плиты, и широкое развитие покровно-надвиговых структурных парагенезисов. Большой Кавказ, чаще всего, рассматривается как складчатая область, возникшая на месте глубокого прогиба, вероятно рифта, заложенного на континентальной коре на краю Евразийской плиты и раздавленного сближающимися Евразийской плитой и Закавказской континентальной микроплитой (Черноморско-Закавказским микроконтинентом) [13]. Большой Кавказ отличается линейным характером структурно-формационных зон и преобладанием крутых залеганий структурных элементов [10]. Как единая коллизионная область Кавказ начинает развиваться только с миоцена. Таким образом, на Малом Кавказе имели широкое развитие процессы формирования континентальной коры, в то время как на Большом Кавказе континентальная кора сохранялась на протяжении всего альпийского этапа.

Большинство исследователей все особенности структуры и её эволюции в Кавказской коллизионной области связывают почти исключительно с процессом конвергенции литосферных плит. Однако степень развития и характер проявления альпийских коллизионных процессов на Большом Кавказе разными исследователями оценивается по-разному.

Существуют представления о значительном (до 300 км) поперечном сокращении Большого Кавказа, реализовавшемся в широком развитии шарьяжно-покровных структур, вплоть до надвига к югу огромной верхнекоровой пластины [4]. По другой модели [15] коллизия привела к формированию многочисленных зон «псевдосубдукции», создающих акреционный стиль тектоники Большого Кавказа.

Комплексный анализ геолого-геофизической информации не позволяет согласиться с такими представлениями.

Полевые исследования и обобщение литературных данных [2, 14] показывают, что в осевых зонах Центрального Кавказа альпийский чехол находится относительно кристаллического фундамента в слабо смещённом или совсем не смещённом положении. Структурный стиль в чехле здесь приближен к вертикальному (крутое положение осевых поверхностей складчатых структур и основных разрывов). Признаков масштабных горизонтальных смещений по «Главному надвигу» – правильнее Главному Кавказскому разлому, не наблюдается. Все плоскостные структурные элементы (кливаж, мелкие разрывы, сланцеватость и т.д.), параллельные этому разлому, имеют крутое залегание. В зоне разлома нигде нет ни серпентинитов, ни голубых сланцев, ни каких-либо других экзотических пород. К югу от разлома встречаются наиболее древние слои чехла – лейаса, вплоть до базальных конгломератов. Там, где разлом проходит среди юрских отложений, их стратиграфия и структурные характеристики по обе его стороны близки. К разлому приурочены многофазные и разнофациальные корово-мантийные магматические образования среднеюрско(-мелового) возраста, местами его запечатывающие. Такие магматиты не

встречаются в других районах Кавказа. По крайней мере, на отдельных участках устанавливается, что альпийские структурные элементы в зоне разлома наследуют структурный план палеозойских комплексов. Все это служит основанием для интерпретации Главного Кавказского разлома как субвертикальной глубинной долгоживущей зоны повышенной магматической проницаемости и тектонической активности[2, 14].

Анализ распределения фациальных зон мезозойско-кайнозойских осадков [11, 12] показывает, что нигде не происходит полного исчезновения не только целых таких зон, но и их крупных фрагментов. Несмотря на то, что современная ширина таких зон, безусловно, меньше, чем первоначальная, структурно-формационная зональность здесь в целом сохраняется, что не позволяет допускать значительных перекрытий, связанных с масштабным надвигообразованием.

Таким образом, следует признать в целом «вертикальный» стиль структуры Большого Кавказа и отсутствие здесь масштабных покровно-надвиговых структур, сопровождающихся сдваиванием крупных фрагментов коры.

Представления о существовании на Большом Кавказе сейсмофокальных зон и, как следствие, развитии здесь субдукционных процессов обсуждаются уже более 25 лет. Сейчас большую популярность получила идея о современной «псевдосубдукции», связанной с пододвиганием Большого Кавказа под Скифскую плиту [16, 17, 18, 19]. Все эти представления базируются на данных о распределении очагов глубокофокусных землетрясений на Восточном Кавказе и в Среднем Каспии. Однако практически все надёжные очаги подкоровых землетрясений расположены в Грозненском районе в пределах относительно небольшого мантийного блока под Терско-Сунженским прогибом [3]. На разрезе, поперечном к Большому Кавказу, такие очаги образуют клинообразное облако, достигающее глубин 150 км [18, 19]. Этот клин несколько асимметричен – его северная граница круче, чем южная, что и служит основанием для выделения сейсмофокальной зоны, наклонённой на север. Однако более корректно говорить о вертикальной, сужающейся книзу зоне глубинной сейсмической активности. К западу от Грозненского района глубокофокусные землетрясения отсутствуют. Вопрос о продолжении Грозненской области глубокофокусных землетрясений к востоку более сложен. Недавно на основании новых данных о глубокофокусных землетрясениях в области Среднего Каспия, полученных в результате краткосрочных донных сейсмологических наблюдений, было высказано предположение о существовании сейсмофокальной зоны, наклонённой уже к югу, и, соответственно, о пододвигании Скифской плиты под Большой Кавказ [5]. В последующем, после получения дополнительны данных, авторы изменили свою позицию [6] и стали говорить о вертикальной зоне глубинной сейсмической активности, связанной с Западно-Каспийским разломом северо-западного простирания, которую нельзя рассматривать как юго-восточное продолжение сейсмоактивной Грозненской области. Таким образом, выделение на Большом Кавказе наклонной сейсмофокальной зоны, которая могла бы свидетельствовать о развитии здесь процессов современной субдукции или «псевдосубдукции», представляется дискуссионным.

В целом, анализ упомянутых, а также и комплекса других данных глубинной геофизики [9, 20] показывает отсутствие под Большим Кавказом значительных нарушений поверхности М и других сейсмических границ, которые могли бы связываться с процессами субдукции. Необходимо также подчеркнуть, что в пределах Большого Кавказа (в отличие от Малого) отсутствуют такие свидетельства субдукции, как альпийские офиолитовые пояса и островодужные магматические серии [13].

Оценивая характер коллизионных процессов на Большом Кавказе, следует затронуть вопрос о роли Аравийского клина, динамическое влияние которого распространяется некоторыми исследователями не только на весь Большой Кавказ, но и на Восточно-Европейскую платформу, вплоть до её центральных частей [7]. Здесь, прежде всего, необходимо отметить, что структурный рисунок тектонических зон Большого Кавказа и, в том числе, крайних южных зон никак не отражает такого воздействия. Анализ имеющихся материалов позволяет присоединиться к мнению о том, что южные зоны Большого Кавказа выступают в роли буфера, гасящего все неоднородности давления со стороны Аравийской плиты [10]. Те же структуры Большого Кавказа, которые формально можно связывать с давлением Аравийского клина (Центрально-Кавказское поперечное поднятие и диагональные сдвиговые зоны, типа Агрaхан-Левантийской [8]), скорее всего, являются сквозными глубинными долгоживущими зонами геодинамической активности, формирование которых не является прямым следствием коллизии [1].

Таким образом, степень развития коллизионных структур на Большом Кавказе оказывается гораздо более скромной, чем это обычно считается. По сути дела Большой Кавказ не является коллизионной структурой, а представляет собой край эпигерцинской Скифской плиты, деформированный в результате коллизии. Нет серьёзных оснований для выделения на Большом Кавказе крупномасштабных внутрикоровых и более глубинных надвиго-поддвиговых структур и тем более субдукционных зон.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 10-05-00036а.

Литература

1. *Видяпин Ю.П.* Глубинные зоны геодинамической активности и их роль в строении и развитии Кавказской коллизионной области // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектоническогосовещания. Т. 1. М.: ГЕОС. 2008. С. 138–142.
2. *Видяпин Ю.П., Сомин М.Л.* Строение зоны Главного Кавказского разлома («Надвиг Главного хребта») в районе Санчаро-Авадхара (Северо-Западный Кавказ) // Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. Геол. 2007. Т. 82. вып. 2. С. 13–20.
3. *Годзиковская А.А.* Мантийные землетрясения Кавказа в районе Терско-Сунженского прогиба // Физика Земли. 1988. №7. С. 102–106.
4. *Дотдуев С.И.* О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника 1986. № 2. С. 94–106.
5. *Ковачев С.А., Казьмин В.Г., Кузин И.П., Лобковский Л.И.* Новые данные по сейсмичности Среднего Каспия и возможная их интерпретация // Геотектоника 2006. № 5. С. 50–60.
6. *Ковачев С.А., Казьмин В.Г., Кузин И.П., Лобковский Л.И.* Новые данные о мантийной сейсмичности Каспийского региона и их геологическая интерпретация // Геотектоника 2009. №3.С. 30–44.
7. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы // М.: Наука. 2005. 340с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 552).
8. *Короновский Н.В.* Агрaхан-Тбилисско-Левантийская зона – важнейшая структура Кавказского региона // Докл. РАН. 1994. Т. 337. №1. С. 75–79.
9. *Краснопевцева Г.В., Кузин А.М.* Комплексная сейсмическая интерпретация данных ГСЗ (продольные волны) на примере профиля «Волгоград – Нахичевань» // В. Кн. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Петрозаводск: Карельский научный центр. I часть. 2008. С.61–63.
10. *Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М.* Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе альпийского пояса и его северном платформенном обрамлении // Геотектоника 2001. №1. С.36–59.
11. *Майсадзе Ф.Д.* Основные этапы геологического развития Грузии в палеогеновый период // Стратиграфия и. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. №3.С. 97–108.
12. *Панов Д.И.* Вопросы регионального стратиграфического расчленения юрских отложений Кавказа // Бюл. Моск. об-ва

испытателей природы. Отд. Геол. 2006. Т. 81. Вып. 6. С. 33–46.
13. *Панов Д.И., Ломизе М.Г.* Ранняя и средняя юра Большого Кавказа (стратиграфия и тектоника, вулканизм и геодинамическая эволюция) // В кн. «Большой Кавказ в альпийскую эпоху». Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС. 2007.С. 39–110.
14. *Сомин М. Л.* О структуре осевых зон Центрального Кавказа // Докл. РАН. 2000. Т. 375. № 5. С. 662-665.
15. *Хаин В.Е.* Мезозойско-кайнозойские аккреционные комплексы Большого Кавказа // Докл. РАН. 2007. Т. 413. №5. С. 661–665.
16. *Хаин В.Е., Левин Л.Э.* Геодинамика и псевдосубдукция в Каспийско-Кавказско-Черноморском регионе // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. Сер. Вып. 119. 2004. С.34–45.
17. *Хаин В.Е., Лобковский Л.И.* Условия проявления остаточной мантийной сейсмичности Альпийского пояса Евразии // Геотектоника 1994. № 3.С. 12–24.
18. *Халилов Э.Н.* Новые данные о наличии зоны Беньофа в Кавказско-Каспийском регионе // Докл. РАН. 2003. Т. 388, № 4. С. 542–544.
19. *Халилов Э.Н., Мехтиев Ш.Ф., Хаин В.Е.* О некоторых геофизических данных, подтверждающих коллизионное происхождение Большого Кавказа // Геотектоника 1987. № 2. С. 54–60.
20. *Spakman W., van der Lee S., van der Hilst R.* Traveltime tomography of the European-Mediterrantan mantle down to 1400 km // Physics of the Earth and Planetary Interiors. V. 79. №1. P. 3–74.

ВОЛНОВАЯ ГЕОДИНАМИКА КАК РОТАЦИОННАЯ ТЕКТОНИКА – РОТОНИКА

Викулин А.В., Иванчин А.Г.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский (vik@kscnet.ru)

Фундаментальным, сформулированным в последние десятилетия, достижением наук о Земле является положение о «кусковатом» строении геосреды [25, 29], «элементарные» кирпичики которой – блоки, имеют «собственный потенциал движения» [25] – макроскопический момент [30]. Геофизические блоки, тектонические плиты, вулканические и геологические структуры находятся в постоянном движении, взаимодействуют между собой, создавая глобальные геологические и тектонические системы и планетарные геофизические поля. Циклонические движения в атмосферах и вихревые «твердые» структуры наблюдаются и на других планетах Солнечной системы. Интенсивность таких движений, как показал анализ, пропорциональна угловой скорости вращения планеты вокруг собственной оси [4].

Земля и ее фигура постоянно находятся в состоянии стремления к равновесию. В течение всей геологической истории на Земле имели место активные вулканизм, сейсмичность и тектоника – главные геодинамические процессы, выводящие Землю и ее фигуру из состояния равновесия. Такие процессы проявляются разнообразными по своей природе, но едиными по своей сути циклоническими движениями в атмосфере и гидросфере и вихревыми структурами в твердой Земле [10, 28].

Земля на больших (геологических) временных интервалах может рассматриваться как консолидированное, способное к «объемному» (не только вдоль разломов) течению тело [18]. Поэтому существующие в атмосфере и гидросфере Земли и на ее «твердой» поверхности вихревые движения могут рассматриваться как течения, соответствующие решениям задачи Дирихле–Дедекинда–Римана. К такому классу решений могут быть отнесены волны миграции сейсмической, вулканической и тектонической активности. Такие волновые движения в последние годы интенсивно изучаются и теоретически и экспериментально [3 – 5, 10, 28, 35].

Ротационный волновой механизм, с одной стороны, естественным образом позволяет связать геодинамические процессы с «внешними» проблемами происхождения и генезиса всей Солнечной системы, в целом. С другой стороны, такой механизм позволяет моделировать «внутреннее», имеющее вихревую структуру планетарное упругое поле и объяснить, как геодинамические волны могут «закачать» в нелинейную геосреду «латентную» энергию, которая там «сохраняется, как в аккумуляторе, в течение длительного времени» [26]. Таким образом, волновой ротационный вихревой механизм позволяет рассматривать геосреду как энергонасыщенную и самоорганизующуюся и может быть использован в качестве основного «движителя» новой геологической парадигмы – волновой моментной геодинамики [4] – *ротоники*.

К возможности и необходимости описания геодинамических процессов как волновых моментных движений геосреды в последние десятилетия независимо друг от друга пришли многие исследователи разных специальностей.

Первыми, кто обратил внимание на существование *пространственно-временных, по сути, волновых, закономерностей в распределении очагов землетрясений*, были сейсмологи, которые обратили внимание на миграцию очагов землетрясений. В последующем было показано, что к таким же волновым движениям можно отнести и миграцию вулканической [4, 5] и тектонической активности [4, 9].

Появление глобальной тектоники плит [23] и результаты по миграции очагов землетрясений стимулировали развитие концепций сначала *медленных*, а впоследствии и *быстрых деформационных (тектонических) волн Земли* [2, 11, 22].

В течение продолжительного времени, изучая разломообразование в литосфере, коллектив геологов и тектонофизиков ИЗК СО РАН разработал модель глубинной структуры разломов Центральной Азии. Полученные результаты позволили показать, что активизация разломов вызывается *медленными деформационными волнами возбуждения*; генераторами таких возбуждений являются межплитные и межблоковые подвижки литосферы [32]. Независимо концепция волновой тектоники разрабатывается Т.Ю. Тверитиновой [31]. Разрабатываются концепции квантовой тектоники и квантовой сейсмотектоники, моментной волновой и даже релятивистской геодинамики [10, 28].

Создание геодезических полигонов, осуществляющих мониторинг геодинамической активности, в том числе на месторождениях нефти и газа, привело к появлению продолжительных рядов непрерывных наблюдений. Полученные наблюдательные данные показали, что даже в пределах одной разломной зоны картина пространственно–временного распределения деформаций носит контрастно–неоднородный, дискретный характер: такие движения высокоамплитудны, короткопериодичны, пространственно локализованы, обладают пульсацинной и знакопеременной направленностью. Другими словами, *волны деформации распространяются не только вдоль разломов, но и между ними* [14].

Геолого–тектонические и геодезические данные о распространении волн вдоль и между разломами являются прямым доказательством блокового строения геосреды, что «вынуждает» нас от «трещинных» моделей накопления и выделения упругой энергии переходить к «объемным», т.е. «блоковым» моделям. Решение такой «объемно-блоковой» задачи было получено в рамках ротационной модели сейсмотектонического (геодинамического) процесса [3, 4, 6 - 8].

Основные результаты реализации такой «объемно-блоковой» идеологии сводятся к следующему.

1. Тензор напряжений в теории твердого тела согласно самым общим физическим представлениям должен быть симметричным [16], что для реальных твердых тел, состоящих из большого числа дефектов и мезоструктур, в рамках существующих моделей среды не может быть согласовано с рядом эффектов [27]. Ситуация усугубляется тем, что при деформировании тела слагающие его мезоструктуры, как целые, поворачиваются [24]. Математически строгое описание таких поворотных движений в рамках моделей среды, типа континуума Коссера, не находят своего физического обоснования [13, 27].

2. Проблема вращательных движений актуальна и для мезомеханики [24] и для геодинамики [10, 28]. Повороты геофизических блоков и тектонических плит и вихревые геологические структуры описаны и инструментально зарегистрированы в различных полях многими исследователями [4, 10, 28]. Бурный рост испытывает ротационная сейсмология [35]. Разработаны модели блоковой геосреды [2, 22, 25, 29], показана ее энергонасыщенность [26] и консолидированность [18], что предъявляет дополнительные специфические требования к применяемым для ее описания моделям.

3. Используемые для описания геодинамических закономерностей с несимметричным тензором напряжений математические модели среды, типа континуума Коссера, содержат моментные упругие модули, которые не находят своего теоретического обоснования и экспериментального подтверждения. Приведенные в работах [1, 11] данные никак не опровергают доказательство симметричности тензора напряжений [16] (и тензора энергии-импульса [15]) и не

могут являться доказательством физичности моментной теории упругости, являющейся математической, по сути.

Как видим, решение задач и физики твердого тела (материаловедения) и геодинамики (физики Земли) «упираются» в одну проблему: необходима разработка принципиально нового класса моделей, позволяющих проводить описание поворотных движений мезообъемов твердого тела и блоков и плит геосреды в рамках теории упругости с симметричным тензором напряжений.

4. Для геосреды, состоящей из блоков с собственными моментами, в рамках теории с симметричным тензором напряжений построена ротационная волновая модель геодинамического процесса [3, 4, 6] и обосновано ее применение к задачам мезомеханики [7, 8]. Дальнодействие геоблоков в такой модели осуществляется посредством принципиально нового типа возбуждений – ротационных волн c_0, являющихся такими же характерными для вращающейся блоковой среды, как продольные V_P и поперечные V_S волны, со скоростями на пять порядков по величине меньшими: $c_0 \approx 10^{-5}\sqrt{V_P V_S}$ [3, 4].

Температура Дебая для вещества Земли, определенная по упругим волнам, для глубин 100 км близка $q_D(V_P, V_S) \approx 10^3 K$ [12] и хорошо соответствует общепринятой физике Земли [12, 19]. Температура же Дебая, соответствующая ротационным волнам, составляет ничтожно малую величину: $q_D(c_0) \approx 10^{-3} K \approx 0$ [8]. Физика полученного результата заключается в том, что ротационное движении геосреды, по сути, является движеним без трения, *сверхтекучим* («сверхпластичным» [18]) и сверхпроводящим, что позволяет объяснить природу и вихревых геологических структур и геомагнитного поля [4, 8].

5. Консолидированное объемное течение геосреды [18] и ее энергонасыщенное [26] (самосогласованное) состояние позволяет специфику геодинамических ротационных волн связать не с взаимодействием блоков, плит и структур между собой, а в соответствии с общей теории относительности [17] с состоянием и движением Земли, в целом – с ее вращением вокруг своей оси. И, в конечном счете, такое универсальное взаимодействие позволяет в рамках одной ротационной волновой модели дать физическое объяснение большому спектру геодинамических явлений [4, 8]. Термодинамика ротационного взаимодействия блоков между собой достаточно полно разработана С.В. Симоненко [28, с. 225-252].

Большое количество геодинамических явлений, которые удается объяснить и связать между собой в рамках ротационной модели, по сути, может являться доказательством единственного физического допущения, лежащего в ее основе – существования собственного момента у «элементарного» геодинамического образования: геофизического блока, тектонической плиты и/или геологической структуры [3, 4].

Аналогичная, по сути, ситуация имела место в физике в средине 1920-х гг., когда введение для электрона собственного момента количества движения, впоследствии ставшего спином, «спасло» закон сохранения энергии на микроуровне.

6. Близкие доплеровской миграции очагов в земной коре и литосфере Земли эффекты обнаруживают и движущиеся атомы, молекулы и их скопления в «обычных» телах [4]. Именно такого рода данные позволили авторам настоящей работы предположить, что элементы ротационной волновой геодинамики применимы к задачам мезомеханики [7, 8]. В таком случае становится понятным, почему «многочисленные попытки органически связать теорию дислокаций и мезомеханику … были безуспешными» [24] – необходимо от дислокаций переходить к дисклинациям и, как следствие, от сдвига – к «чистому» повороту.

7. Полученные новые данные о взаимосвязи между геодинамикой, с одной стороны, и гравитацией [34] и «квантовыми» явлениями [10, 28] – с другой, являются веским физическим основанием, обосновывающим возможность переноса элементов ротационной волновой моментной геодинамики (ротоники) на задачи мезомеханики. «Носителями пластического течения на мезоуровне являются трехмерные мезообъемы» [24] – это факт. Тогда такой «перенос», на наш взгляд, вынуждает от схемы «сдвиг + поворот» [24] переходить на качественно новый уровень исследований, который, в принципе, может обеспечить в рамках теории с симметричным тензором напряжений переход к моделям «чистого» поворота с возможным последующим сдвигом: «поворот» и/или «поворот + сдвиг» [7, 8].

Именно такое движение наиболее близко соответствует механизму движения материков в 1915 г. впервые предложенному А. Вегенером – идейным отцом возникшей в конце 1950-х – начале 1960-х гг. глобальной тектоники плит [23].

Полученные нами данные показывают, что моментная волновая геодинамика самым естественным образом объединяет принципы общей теории относительности и твердого тела. Это несколько по-разному ранее было сформулировано В.А. Фоком [33, с. 20]: «… свойства света и свойства твердых тел играют основную роль в установлении геометрии реального физического пространства», и Л.Д. Ландау и Е.М. Лифшицем [15, с. 293]: «… в общей теории относительности, вообще говоря, невозможна взаимная неподвижность тел». По сути, такая идеология реализуется в рамках теории неевклидовой модели упругой сплошной среды, для описания внутренних напряжений которой используются математические объекты, не укладывающиеся в рамки евклидова пространства [21].

Предложенная в настоящей работе ротационная концепция – модель ротационной волновой моментной геодинамики, «созвучна» тектоническому вихревому подходу в работе [20], но имеет существенное отличие – она содержит принципиально новый и физически и геофизически и геологически обоснованный ротационный (не трансляционно-глобальнотектонический [20, 23]) моментный волновой механизм «генерации» движения геосреды, включая вихревые.

Литература

1. *Арсеньев С.А., Бабкин В.А., Губарь А.Ю., Николаевский В.Н.* Теория мезомасштабной турбулентности. Вихри атмосферы и океана. М.-Ижевск: Институт компьютерных исследований, НИЦ «Регулярная хаотическая динамика», 2010. 308 с.
2. *Быков В.Г.* Деформационные волны Земли: концепции, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1176–1190.
3. *Викулин А.В.* Энергия и момент силы упругого ротационного поля геофизической среды // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 6. С. 559–570.
4. *Викулин А.В.* Новый тип упругих ротационных волн в геосреде и вихревая геодинамика // Геодинамика и тектонофизика. 2010. V. 1. № 2. С. 119–141.
5. *Викулин А.В., Акманова Д.Р., Осипова Н.А.* Вулканизм как индикатор геодинамических процессов // Литосфера. 2010. № 3. С. 5-11.
6. *Викулин А.В., Иванчин А.Г.* Ротационная модель сейсмического процесса // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 6. С. 94–102.
7. *Викулин А.В., Иванчин А.Г.* Ротация и упругость // Вопросы материаловедения. Труды международного семинара «Мезоструктура», СПб, Россия, 4–7 декабря 2001 г. Научно–технический журнал. 2002. № 1 (29). С. 435–441.
8. *Викулин А.В., Иванчин А.Г.* Мезомеханика и геодинамика: ротационная волновая модель блоковой среды // Материалы

Всероссийской конференции «Школа по фундаментальным основам моделирования обработки материалов». Комсомольск-на-Амуре, 26-28 октября 2010.Комсомольск-на-Амуре: КнАГТУ, 2010. С. 26-29.
9. *Викулин А.В., Тверитинова Т.Ю.* Энергия тектонического процесса и вихревые геологические структуры // Доклады РАН. 2007. Т. 413. № 3. С. 372–374.
10. Вихри в геологических процессах / Ред. А.В. Викулин. Петропавловск–Камчатский: КГПУ, 2004. 293 с.
11. *Гарагаш И.А., Николаевский В.Н.* Механика Коссера для наук о Земле // Вычислительная механика сплошных сред. 2009. Т. 2. № 4. С. 44-66.
12. *Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.
13. *Ерофеев В.И.* Волновые процессы в твердых телах с микроструктурой. М.: МГУ, 1999. 328 с.
14. *Кузьмин Ю.О.* Тектонофизика и современная геодинамика // Физика Земли. 2009. № 11. С. 44–59.
15. *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Теория поля. Теоретическая физика. Т. II. М.: Наука, 1973. 504 с.
16. *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Теория упругости. Теоретическая физика. Т. VII. М.: Наука, 2003. 246 с.
17. *Левич В.Л.* Курс теоретической физики. Т. 1. М.: Наука, 1969. 912 с.
18. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. Труды Геологического ин–та РАН. Выпуск 575. М.: Наука, 2008. 457 с.
19. *Магницкий В.А.* Внутреннее строение и физика Земли. М.: Наука, 2006. 390 с.
20. *Мирлин Е.Г.* Вихревая тектоника // Доклады РАН. 2009. Т. 426. № 5. С. 649–652.
21. *Мясников В.П., Гузев М.А.* Неевклидова модель деформирования материалов на различных структурных уровнях // Физическая мезомеханика. 2000. Т. 3. № 1. С. 5-16.
22. *Николаевский В.Н.* Геомеханика. Земная кора. Нелинейная сейсмика. Вихри и ураганы. Собрание трудов. Т. 2. М.-Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», Институт компьютерных исследований, 2010. 560 с.
23. Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974. 472 с.
24. *Панин В.Е.* Основы физической мезомеханики // Физическая мезомеханика. 1998. № 1. С. 5-22.
25. *Пейве А.В.* Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1961. № 3. С. 36–54.
26. *Пономарев В.С.* Энергонасыщенность геологической среды. Труды Геологического ин–та РАН. Вып. 582. М.: Наука, 2008. 379 с.
27. *Порубов А.В.* Локализация нелинейных волн деформации. Асимптотические и численные методы исследования. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2009. 208 с.
28. Ротационные процессы в геологии и физике / Ред. Е.Е. Милановский. М.: КомКнига, 2007. 528 с.
29. *Садовский М.А.* Геофизика и физика взрыва. Избранные труды. М.: Наука, 2004. 440 с.
30. *Седов Л.И.* Механика сплошной среды. Т. 1. М.: Наука, 1973. 536 с.
31. *Тверитинова Т.Ю.* О фрактально-волновой структуре горных массивов // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Т. II. Материалы XLIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010. С. 334–336.
32. *Шерман С.И., Горбунова Е.А.* Волновая природа активизации разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга // Физическая мезомеханика. 2008. № 11. С. 115–122.
33. *Фок В.А.* Теория пространства, времени и тяготения. М.: Изд-во физ. мат. лит-ры, 1961. 564 с.
34. *Хаин В.Е., Халилов Э.Н.* Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа // М.: Научный мир, 2009. 520 с.
35. Bulletin of Seismological Society of America. Special Issue: “Supplement. Rotational seismology and engineering applications”. 2009. V. 99. N 2B. P. 945–1486.

ГЕОДИНАМИКА И СОЦИУМ

Викулин А.В., Семенец Н.В.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, (vik@kscnet.ru)

1. Сейсмичность, вулканизм и цунами, тайфуны, циклоны и наводнения и социальные (революции, войны и связанные с ними голод и эпидемии) бедствия приводят к большим материальным потерям и значительным человеческим жертвам.

Наша планета является в буквальном смысле слова живым «организмом», в котором *все* протекающие на ней процессы взаимосвязаны между собой [8, с. 242-245] и такая взаимосвязь геофизически [4] и социально [6, 7, 14] обоснована. Поэтому, конечно, полный геосоциальный обзор должен включать данные и представления о всех природных и социальных бедствиях, в совокупности. В этой работе мы ограничимся описанием последствий только природных, связанных с геодинамикой (тектоника, сейсмичность, вулканизм и цунами) и погодой (циклоны, тайфуны и наводнения), и социальных (революции, войны, эпидемии) явлений, как наиболее полно отражающих *геосоциальную* жизнь Земли. Такие явления, как правило, сопровождаются наибольшим и материальным ущербом, и человеческими жертвами, и социальным резонансом в обществе и, в то же время, имеют прямой выход и на строение Земли, в целом, и на прогноз катастрофических процессов.

Классификация катастроф и оценка их социальной значимости является большой проблемой, которая применительно к геофизическим явлениям всесторонне обсуждается в работах [11, 13]. В настоящей работе мы этих вопросов касаться не будем. Оценку катастроф будем осуществлять по шести балльной «логарифмической» шкале Родкина-Шебалина [12], в основу которой заложена классификация катастроф по количеству погибших людей и по величине материального ущерба для «быстрых» (землетрясения, извержения и цунами) и «медленных» (ураганы, циклоны, наводнения) катастроф. Характеристика составленной нами базы данных представлена в табл. 1.

Таблица 1. Распределение чисел катастроф по величине их балла J по шкале Родкина- Шебалина [12]

Интервал времени	Балл, J				Всего
	0	I	II	III	
До н э, N	1	2	1	-	4
XIII-XV вв., N	-	1	1	2	4
XVI-XVIII вв., N	-	1	6	7	14
XIX в., N	-	-	11	10	21
XX в., N	-	4	16	26	46
Всего, N	1	8	35	45	89

Примечание: в столбце J = III представлены суммарные данные для событий баллов J = III и J = III-II. Данные в столбце J = III, конечно, не полные для всех строк; они включают только те события, которые происходили в годы катастроф с J = I и II.

2. Данные в табл. 1, в целом, отражают общую закономерность, которая присуща всем «логарифмическим» законам распределения: чем событие сильнее, тем оно реже происходит. В сейсмологии (вулканологии) такой закон известен как закон повторяемости землетрясений (извержений вулканов) [2, 3]. Существование такого же, по сути, закона повторяемости и для катастроф убеждает нас в том, что все катастрофы, в совокупности, в каждой из строк табл. 1 отражают характерное для

соответствующих периодов состояние Земли, в целом.

Представляется, что в XIX и XX вв. данные о всех катастрофах с J = I и II представлены полностью, без пропусков. Это позволяет сделать вывод о том, что сильные катастрофы в последние столетия имеют тенденцию происходить все чаще и чаще. Это подтверждается данными обзорных работ [6, 7, 14] и докладом Международного Комитета [16]. Впрочем, такой вывод, возможно, справедлив только для той части природных катастроф, которые связаны с землетрясениями и извержениями вулканов, данные по которым достаточно полно известны для нескольких последних столетий (см. многочисленные источники в [2, 3]). Данные же по социальным катастрофам и, в том числе, связанным с болезнями и голодом, вызванными революциями, войнами и политическими соображениями, конечно же, в табл. 1 до начала XIX в. представлены явно не полно. Например, частые эпидемии чумы и других болезней, начиная со средних веков регулярно «вспыхивающие» как во всей Европе, так и в отдельно взятых странах [5], каждый раз «выкашивали» значительный процент (до 50% и более) населения. Подробными данными о числах жертв и материальном ущербе при таких событиях авторы не располагают. И, тем не менее, приведенные в табл. 1 данные, подтверждающие существование закона повторяемости катастроф, уже наводят на «крамольное» предположение о том, что числа и природных и социальных катастроф между собой взаимосвязаны: «недостаток» первых как-то компенсируется «избытком» вторых, и/или наоборот. Как будет показано ниже, такое «мистическое» и с первого взгляда интуитивное предположение не лишено смысла и подтверждается статистическим анализом.

3. Проанализируем распределение временных интервалов между всеми (N = 20) датами наиболее сильных (J = I и II) катастроф XX в. (табл. 2). Как можно видеть, такие катастрофы (даты) во времени происходили достаточно равномерно. Действительно, наибольший по продолжительности интервал между катастрофами 1985 и 1998 гг. попадает внутрь интервала, меньшего «трех сигм»: T_{max} = 13 лет < $\overline{T}_{BCE} + 3s_{BCE}$ ≈ 15 лет (см. табл. 2).

Таблица 2. Даты катастроф XX в. с J = I и II балла и временные интервалы T между ними

Год	J	T, год	Год	J	T, год
1907	II		1947	I	3
1911	II	4	1957	II	10
1917	I	6	1966	II	9
1919	I	2	1970	II	4
1920	II	1	1976	II	6
1921	II	1	1985	II	9
1931	II	10	1998	II	13
1932	II	1	2004	II	6
1939	I	7	2005	II	1
1942	II	3	$\overline{T}_{BCE}$, год		5,2
1944	II	2	s_{BCE}, год		± 3,1

Примечание: $\overline{T}_{BCE}$ - средний временной интервал и s_{BCE} - среднеквадратичное отклонение, определенные по всей совокупности данных о катастрофах.

Рассмотрим распределение временных интервалов между датами только природных катастроф XX в., N = 9. (табл. 3). Видно, что распределение во времени только природных катастроф (их дат), без учета социальных, явно неравномерно: максимальный по продолжительности интервал между катастрофами 1931 и 1966

гг. выходит за пределы интервала «3 сигм»: T_{max} = 35 лет > $\overline{T}_{ПР} + 3s_{ПР}$ = 34 года (табл. 3). Методом оценки индивидуального отклонения можно показать, что такая величина максимального отклонения T_{max} не случайна и значима на уровне 0,05. Появление аномального по продолжительности интервала между двумя природными катастрофами 1931 и 1966 гг. является результатом исключения из общего списка всех (шести) катастроф, происшедших в 1932 – 1957 гг., пять наиболее «значимых» из которых связаны со Второй мировой войной.

Полученные данные позволяют сформулировать следующее предположение: неравномерность временного распределения природных катастроф XX в. причинно связана с последней крупнейшей социальной катастрофой – Второй мировой войной. Таким образом, мы приходим к выводу, что наиболее сильные *природные и социальные катастрофы между собой взаимосвязаны*. Другими словами, *природа* и *социум* между собой взаимодействуют.

Таблица 3. Данные о природных катастрофах XX в. с J = II балла и временные интервалы T между ними

Год	T, год	Характеристика катастрофы [5-7, и др.]
1907		Китай: обилие осадков, гибель урожая и голод, чума, 25 млн погибших
1911	4	Китай и Япония: наводнение и землетрясения, 400 тыс погибших
1920	9	Китай: землетрясения и голод, 700 тыс погибших
1931	11	Китай: наводнение, погибло 3,7 млн, пострадало 60 млн человек
1966	35	Индия: засуха, голод, погибло 1,5 млн человек
1970	4	Индия: циклон, наводнение, погибло 300-500 тыс человек
1976	6	Китай: землетрясение, погибло 700 тыс, пострадало 1 млн человек
1985	9	Судан и Эфиопия: засуха, погибло 1-2 млн человек
2004	19	Юго-Восточная Азия: цунами, погибло более 300 тыс человек
$\overline{T}_{ПР}$, год	12,1	
$s_{ПР}$, год	7,3	

Примечание: $\overline{T}_{ПР}$ - средний временной интервал и $s_{ПР}$ - среднеквадратичное отклонение, определенные по данным о природных катастрофах. В XX в. природные катастрофы с J = I не происходили

Для проверки этого предположения проанализируем распределение временных интервалов между датами (катастрофами) XIX в. с $J \leq$ II (табл. 4). Как можно видеть из данных этой таблицы, все (природные + социальные, N = 11) катастрофы XIX в., в совокупности, во времени происходили достаточно равномерно, как и такие же катастрофы XX в. Действительно, максимальный по продолжительности временной интервал между катастрофами 1850 и 1876 гг. не выходит за пределы интервала трех сигм: T_{max} = 26 лет < $\overline{T}_{ВСЕ} + 3s_{ВСЕ} \approx$ 27 лет (см. табл. 4). В то же время, только природные катастрофы XIX в. (N = 7), без учета социальных, как видно из данных в табл. 5, во времени происходили неравномерно. Действительно, максимальный по продолжительности временной интервал между катастрофами 1822 и 1876 гг. выходит за пределы трех сигм: T_{max} = 54 года > $\overline{T}_{ПР} + 3s_{ПР} \approx$ 51 года (см. табл. 5), что может являться подтверждением предположения о существовании взаимодействия между природными и социальными катастрофами.

Таблица 4. Данные о всех катастрофах XIX в. с J = II балла и временные интервалы T между ними

Год	T, год	Харктиристика катастрофы [5-7, и др.]
1815		Индонезия: извержение вулкана Тамбора, 100 тыс погибших; США: засуха, 92 тыс погибших
1822	7	Индия: 60 циклонов унесли жизни 1,6 млн человек
1839	17	Индия: циклоном разрушен г. Коринга, погибло 300 тыс человек
1845	6	Ирландия: «картофельный голод», погибло около 1 млн человек
1847	2	Россия: эпидемия холеры, погибло около 800 тыс человек
1850	1	Ирландия: неурожай картофеля, погибло 1,8 млн человек
1876	26	Индия, Эквадор: землетрясения, тайфун, погибло 400-500 тыс человек
1877	1	Китай: засуха, погибло 9 млн человек
1887	10	Китай: наводнение, погибло 1-2,5 млн человек
1898	11	Индия: голод, наводнение, погибло 1 млн человек
1907	9	См. табл. 3.
$\overline{T}_{ВСЕ}$	9,2	
$s_{ВСЕ}$	5,8	

Примечание: см. к табл. 2. В XIX в. катастрофы с J = I не происходили

Социально значимая взаимосвязь между двумя самыми «памятными» для всей Европы событиями XVIII в. Лиссабонским землетрясением 1755 г. и Великой французской революцией 1789 г. отмечалась ранее [8, с. 320]. С примерно такими же по продолжительности упреждениями начало монголо-татарского нашествия на Русь в 1243 г. предварялось самым разрушительным за всю историю землетрясением на Ближнем Востоке в 1202 г. (1 млн 200 тыс погибших), первая «успешно» завершившаяся буржуазная революция в Нидерландах в 1609 г. – «вторым» по разрушительности землетрясением в Китае в 1556 г. (830 тыс погибших) и, наконец, государственный переворот 1689 г. в Англии, завершивший первую буржуазную революцию европейского масштаба – серией сильнейших землетрясений и катастрофическим наводнением в 1641-1642 гг. в Китае (более 300 тыс погибших).

Таблица 5. Даты о природных катастрофах XIX в. с J = II балла и временные интервалы T между ними

Год	T, год
1815	
1822	7
1876	54
1877	1
1887	10
1898	11
1907	9
$\overline{T}_{ПР}$	15,3
$s_{ПР}$	12,0

Примечание: см. к табл. 3. Характеристика катастроф приведена в табл. 3 и 4.

Таким образом, приведенные в работе данные по катастрофам и их статистический анализ показывают, что гипотеза о существовании взаимосвязи (взаимодействия) между природными и социальными катастрофами имеет право на существование, и такая взаимосвязь имеет глобальный масштаб – геосоциальное взаимодействие характерно для всей Земли, в целом.

4. Вопросы о взаимосвязи геодинамики и социума неоднократно являлись предметом обсуждения и оценок. Однако такие количественные оценки, как в нашей стране, так и за рубежом, проводились либо только для природных

катастроф, чаще на примере сейсмических, как наиболее изученных [11, 13], либо для всех катастроф без учета их индивидуальных количественных характеристик [5-7, 14]. В работах Н.В. Шебалина, М.В. Родкина и др. [11 - 13] предложена количественная «логарифмическая» шкала катастроф по числу человеческих жертв и величине материального ущерба и разработаны новые методы оценки сейсмического риска и прогноза величин ущерба от землетрясений. Эти методы, по-видимому, могут быть использованы и для количественного оценивания других природных и социальных катастроф и их прогноза. В частности, двигаясь в этом направлении, удалось подтвердить точку зрения нашего отечественного экономгеографа С.М. Мягкова о том, что «уже к середине текущего столетия весь экономический прирост будет поглощаться растущими потерями от природных катастроф» [11, 13]. Здесь, конечно, имеется в виду планета, в целом.

В работах К.Г. Леви с соавторами [5-7] проводился статистический анализ всех (и природных и социальных) катастроф без взвешивания их по величине. В этих работах на новом уровне развиваются идеи В.И. Вернадского [1] и А.Л. Чижевского [15] о взаимосвязях и эволюции биосферы, ноосферы и солнечной активности. «Констатируется факт существования тех или иных отношений в природе и социуме» и показывается, «что природная среда накапливает в себе воздействие или объем солнечной энергии до критических значений, после которых она не способна удерживать эту энергию в себе и реагирует возникновением аномальных природных явлений» [7, с. 4, 374]. Наличие тесной взаимосвязи между природными и социальными явлениями образно демонстрируется в работе [14], в которой на материале XVI – XX вв. «геоциклы» сопоставляются с «социоциклами» и кроме отмеченных нами выше «связок» природная и социальная катастрофы в 1556 и 1609 и в 1755 и 1789 гг. приводятся и другие такого рода взаимосвязи. Наличие такой взаимосвязи соответствует выводу А.Л. Чижевского, который статистически показал, «что поступательный всемирно-исторический процесс, обусловленный политико-экономическими факторами, «моделируется» внеземными, гелио-физическими факторами – солнечной активностью» [15, с. 7]. Однако во всех такого рода исследованиях количественные оценки взаимосвязи между «взвешенными» природными и социальными катастрофами не проводились. Такие геосоциальные статистические оценки в настоящей работе проведены, по-видимому, впервые.

В соответствии с полученными в работе данными и результатами других исследователей, «тесная» взаимосвязь между природными и социальными явлениями прослеживается далеко вглубь веков. Действительно, установленная в работе статистически для событий XX и XIX вв. такая взаимосвязь достаточно отчетливо прослеживается до начала XIII в., до событий 1202 и 1243 гг., когда человек еще вовсе и не являлся такой уж силой, способной в современном понимании значительным образом *физически* изменить окружающую его природу.

Таким образом, полученные в настоящей работе данные и результаты других исследователей позволили авторам впервые сформулировать количественно обоснованный вывод о том, что *природа и социум тесно взаимодействуют между собой.* Такой вывод не противоречит положению В.И. Вернадского о ноосфере [1], о значительном влиянии человека на природу, на ее состояние. Однако такой вывод позволяет приуменьшить роль преобразующей научной и физической силы человека и наметить основные пути решения проблемы взаимодействия природных и социальных катастроф, т.е. проблемы взаимодействия Природы и Социума. Человек, как и все живое на планете – биосфера, является «производной» от геодинамической + гравитационной + космической жизни

Земли, Солнечной системы и всей Вселенной, в целом.

Литература

1. *Вернадский В.И.* Биосфера и ноосфера. М.: Айрис-пресс, 2009. 576 с.
2. *Викулин А.В.* Физика Земли и геодинамика. Учебное пособие. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2009. 463 с.
3. *Викулин А.В.* Новый тип упругих ротационных волн в геосреде и вихревая геодинамика // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 2. С. 119-141.
4. *Гольдин С.В.* Физика «живой» Земли // Проблемы геофизики XXI века: В 2 кн. Кн. 1. / Ред. А.В. Николаев. М.: Наука, 2003. С. 17-36.
5. *Задонина Н.В., Леви К.Г.* Хронология природных и социальных феноменов в истории мировой цивилизации. Иркутск: ИрГУ, 2009. 863 с.
6. *Леви К.Г., Язев С.А., Задонина Н.В., и др.* Современная геодинамика и гелиогеодинамика. Учебное пособие. Иркутск: ИрГУ, 2002. 182 с.
7. *Леви К.Г., Задонина Н.В., Бердникова Н.Е., и др.* Современная геодинамика и гелиогеодинамика. 500-летняя хронология аномальных явлений в природе и социуме Сибири и Монголии. Учебное пособие для ВУЗов. Книга II. Иркутск: ИрГУ, 2003. 382 с.
8. Михаил Александрович Садовский: очерки, воспоминания, материалы. М.: Наука, 2004. 271 с.
9. *Неймар М.* История Земли. Т. 1. Общая геология. СПб: Изд. книгоиздательского товарищества «Просвещение», 1899. 761 с.
10. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР / Ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М.: Наука, 1977. 536 с.
11. *Писаренко В.Ф., Родкин М.В.* Распределения с тяжелыми хвостами: приложения к анализу катастроф. М.: ГЕОС, 2007. 242 с. (Вычислительная сейсмология. Выпуск 38).
12. *Родкин М.В., Шебалин Н.В.* Проблемы измерения катастроф // Изв. РАН. Сер. геогр. 1993. № 5. С. 106-116.
13. *Шебалин Н.В.* Сильные землетрясения. Избранные труды. М.: Академия Горных наук, 1997. 542 с.
14. *Черкасов Р.Ф., Романовский Н.П.* Ритмы природные – ритмы социальные // Геологические этюды. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 85-91.
15. *Чижевский А.Л.* На берегу Вселенной. М.: Айрис-пресс: Айрис-Дидактика, 2007. 448 с.
16. www.wosco.org

УРАЛЬСКОЕ СОПРЯЖЕНИЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛИТЫ И ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АСПЕКТ)

Виноградов А.М.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, (gopm@mail.ru)

Введение

Урал – «опорный край державы», является предметом исследований, включающих согласование между собой выдвигаемых гипотез о происхождении его структур и их соответствие парадигмам и различным концептуальным позициям геологических школ. Уникальность этой внутриконтинентальной структуры – её соотношения с рельефом дневной поверхности («горный Урал»), с палео-осадочными бассейнами при разнообразии магматических проявлений и их выраженностью в отдельные эпохи («палеозойский Урал»), с географией («Урал Промышленный») и так далее, требует теоретических обоснований существенных для прогнозирования и поисков полезных ископаемых. Геофизический аспект в этом процессе еще далеко не исчерпан и требует проникновения в решения многих геологических задач. Некоторые из них обсуждаются в представленных тезисах доклада.

Соотношения с секущими скрытыми глобальными и региональными дислокациями

Анализ геолого-геофизических данных позволяет рассматривать Уральский подвижный пояс как область сопряжения [6] Восточно-Европейской плиты (ВЕП) и Западно-Сибирской тектоно-магматической системы (ЗСТМС). Это сопряжение формировалось на общем фундаменте, о наличии которого указывают скрытые секущие тектонические дислокации общие для Восточной Европы, Урала и Западной Сибири. Такие секущие системы, давно подмеченные по геологическим данным, находят отражение в характеристиках распределения известной планетарной субмеридиональной Урало-Оманской ступени геопотенциала. Природа ступени не ясна, но очевидна её связь с перераспределением вещества на мантийном уровне. Рельефны секущие суб-широтные деформации ступени. При детальном анализе уже в гравитационных полях они распадаются на локальные проявления. Так в Урало-Эмбинской провинции такие деформации фиксируются в аномальном поле силы тяжести в трех секущих зонах: Ишимбай-Магнитогорск-Кустанай, Оренбург-Орск-Бурыктал, Эмба-Иргиз. Эти зоны, распадаясь на серии подзон, относятся к категории скрытых тектонических дислокаций заложенных еще до фанерозоя [4;7]. Наиболее выражена Оренбургская зона. Вдоль неё расположен целый ряд уникальных минерагенических проявлений: газоконденсационные месторождения Оренбургского вала, хромиты Кемперсайских месторождений, колчеданы Гайского и других месторождений, кобальт-никелевые месторождения Бурыктала, золото и редкие металлы Кумакского и Аниховского районов, и далее на восток в пределах Казахстана подобные аномально выраженные минерагенические проявления. Приведенные особенности соотношения скрытых секущих дислокаций с разнообразными минерагеническими проявлениями наиболее вероятно связаны с мантийными флюидо-энергетическими процессами, перерастающими в флюидо-магматические проявления в литосфере [9] и отражаемые в распределении полигенной и полихронной эндогенной и экзогенной минерагении в верхней части земной коры. К северу от приведенных суб-широтных дислокаций выделяется глобальный трансрегиональный («транссибирский критической широты 62 градуса») элемент, рассматриваемый с позиий его связи с

фанерозойским палеогеодинамическим развитием и закономерностями распределения углеводородов в осадочных бассейнах Севера Евразии [10,12].

Структура региональных магнитных полей и её связь с магматизмом

Существенным, если не определяющим, при выделении ЗСТМС и Уральского складчатого пояса в её составе является анализ магнитных полей. Заметим, что в общепринятом делении магнитных полей Земли выделяются глобальные, региональные и локальные составляющие. Взаимосвязь этих полей неочевидна, а физико-химические теории их природы раскрываются независимо. Поэтому анализ локальных полей с позиций их отражения в региональных структурах необходим, но требует определенных упрощений. Такие упрощения региональных полей до бинарных моделей [6] выполнены для однозначно выделяемого по рецептивным признакам центрального сектора севера Евразии (ЦСЕ) на фоне западного (ЗСЕ) и восточного (ВСЕ) секторов, входящих в состав глобальной блоковой делимости планеты. В пределах ЦСЕ в структуре бинарных магнитных полей выделяется четыре наложенные во временной последовательности составляющие, связанные и отражающие пространственное распределение определенных серий магматизма [3]. Первая составляющая фиксирует магматиты базитового и базит-гипербазитового состава, расположенные (здесь и далее в современных координатах) к востоку и к юго-востоку от главного Уральского разлома (ГУР). Это, вероятнее всего, инициальные проявления квазиспрединга, судя по магнитометрии солетоноподобно [8] охватывающие литосферу в раннем палеозое с эпицентром в районе г. Ханты-Мансийска. Вторая составляющая бинарного поля имеет аналогичную с первой структуру, но смещенную на юг вдоль Урало-Оманской ступени геопотенциала. Она фиксируется выраженным овальным эпицентром в районе озера Балхаш. Связана с базитовым квазиспрединговым и квазиостроводужным магматизмом раннего-среднего палеозоя. Третья составляющая наложена на первые две и отвечает трапам базальтов вдоль грабенов-рифтов (Челябинский, Даниловский, Обский и др.). О её природе и структуре по главному элементу С.В.Аплоновым сказано [1, с. 7], что она «. . . выражается суб-меридиональной системой квазилинейных аномалий, протягивающейся гигантской дугой на расстояние около 2000 км через всю Западную Сибирь и выходящей в акваторию Карского моря. Анализ . . . выявил специфику базальтов Обского палеоокеана, отличающихся по петрохимическим характеристикам от основных эффузивов других систем Западной Сибири . . . . Возраст базальтов Обского палеоокеана составляет 230 $\pm$10 млн. лет.». Четвертая структурная составляющая бинарного магнитного поля объединяет скрытые, но достаточно выраженные, дискретно-линейные, мозаично-направленные зоны магнитных аномалий. Они имеют северо-западную направленность, распределяясь как бы по касательной к глобальной аномалии и соответствующим ей региональным магнитным полям Сибирской плиты. Данная структурная составляющая наложена и осложняет ранее выделенные структуры магнитных полей, вероятно, вызвана мезозойско-кайнозойской серией магматизма [3], представленной проявлениями магм и флюидизатов различного состава

Разломно-блоковые структуры в моделях региона

Отражаемые в бинарной модели региональные магнитные поля, разделенные на главные структурные составляющие и привязанные к определенной последовательности магматизма в фанерозое, заслуживают дальнейшего обсуждения. Так можно представить, что глубинные флюидо-энергетические потоки (плюмы) экспонируются в верхней части разреза земной коры образованием магнитных минералов. Дискретные экспозиции ферримагнитных составляющих определяются РТ условиями, структура которых предопределена блоково-линейными неоднородностями литосферы и

неоднородностями вязких потоков в мантии. И здесь не обойтись без анализа роли разломных структур на формирование земной коры, начала которых заложены в ранних работах В.Е.Хайна [11]. В разломных структурах разных иерархических уровней организации выделяются три основных элемента: разрывы - прямолинейные границы с признаками смещения по ним; разрывные нарушения – системы сопряженных разрывов с набором устойчивых характеристик, разграничивающих отдельные блоки; собственно разломы – линейные или дугообразные зоны упорядоченности блоковых и инъективных структур с признаками общности, отличной от общности сопряженных блоков. Из перечисленных элементов формируются структуры глобального (Урало-Оманский линеамент), регионального (Главный Уральский разлом), локального мелкомасштабного (Теренсайский разлом сопряжения Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон и др.), среднемасштабного (грабен - синклинальные приразломные системы и др.), крупномасштабного (клавишные горст-грабеновые системы разрывов, разрывы вулкано-купольных структур и др.) уровней. При изучении же природы разломной тектоники можно выделить три приоритетных направления и, соответственно, три исходных модели: 1 – ротационная гипотеза структурообразования в модели разломных структур с такими характеристиками как прямолинейность, ортогональность, выдержанность расстояний между разрывами различного порядка (К.Ф.Тяпкин и др.); 2 – самоорганизация природных систем, за счет энергии поступающей из вне, с моделью иерархического распределения блоковых отдельностей вещества с некоторой статистической устойчивостью кратности размеров (М.А.Садовский и др.); 3 – гипотеза о флюидо-магматической колонне с моделью формирования магмозаполненных блоков, сосуществующих с амагматичными (И.А.Зотов и др.). Многие природные разломные структуры рассматриваемой территории описываются с учетом отмеченных гипотез. Предложенная сводная теоретическая модель [6], несмотря на кажущуюся простоту, объясняет природу многих наблюдаемых ситуаций. Из сводной модели вытекают следующие выводы, согласующиеся с известными геотектоническими положениями: 1) ярусность (слоистость) тектоносферы; 2) разделение ярусов по преобладающим размерам отдельностей; 3) структурная связь нижележащих ярусов с вышележащими; 4) наличие сквозных структур и структур экранирования; 5) множественность структурных соотношений входящих в модель элементов, достаточная для структуризации многих природных ситуаций на глобальном и региональном уровнях тектогенеза.

Геодинамика региона

Приведенные фактические и теоретические положения позволяют предложить [3,6], следующую модель связи глобальных и региональных структур ЗСТМС. Восходящий нижнемантийный плюм трассируется в палеозое с севера на юго-юго–восток (в современных координатах) на расстояние порядка 1000 - 1500 км. С учетом строения обрамления Западно-Сибирской плиты флюидо-энергетические потоки плюма находился в трех основных последовательных режимах. Раннему режиму свойственно растяжение, сопровождаемое в земной коре рифтовыми квазиспрединговыми структурами с толеитовым магматизмом. Зрелый режим характеризуется чередованием сжатия и растяжения с дифференциацией промежуточных магматических очагов и вулканизмом островодужного типа. Эти режимы распространялись сначала по обрамлению мегазоны, а затем по направлению к её центру и вдоль концентрических структурных зон, сопровождаясь в силу перемещения плюма перескоками магмовыводящих разломов на разные уровни магмогенерации. В заключительный этап в условиях нарастающего сжатия первичная структура деформирована, а остывающие диапиры

определили флюидо-энергетические потоки в верхнюю часть литосферы, вызвав позднепалеозойский региональный метаморфизм с формированием ареала гранитных плутонов. В условиях существенной перестройки геодинамического плана планеты, отмеченного широким проявлением траппов на границе перми и триаса, произошел раскол стабилизированной части Евро-Азиатского континента со стороны Карского моря с образованием наложенного на рассматриваемую палеозойскую тектоно-магматическую систему веера грабен-рифтов (Челябинского, Даниловского, Обского и др.). В изложенной схеме формирования ЗСТМС большое значение придается как восходящим, так и нисходящим конвенктивным потокам. В результате сформировалась тектонопара, выразившаяся в сопряженном воздымании Казахстанской части и прогибании на месте Западной Сибири. В дальнейшем сформированный в пределах последней доюрский фундамент перекрывался осадочными плитными комплексами и имели место проявления разломно-блоковой тектоники с дискретными флюидо-магматическими прорывами, связанными, вероятно, со сдвиговыми напряжениями в связи с правым поворотом Сибирской платформы. Данная модель вписывается, с позиций плюм-тектоники, в планетарную геодинамическую систему планеты. [9].

Зональность Уральских структур

Современные представления на глобальную тектонику в преломлении через наши представления региональной геодинамики рассматриваемой территории позволяют сделать заключение о наложениях здесь двух явлений. Глобальных – это флюидо-энергетические мантийные потоки, определяющие скрытую полигенность и полихронность в распределении полезных ископаемых в земной коре, и региональных – это флюидо-магматические потоки, контролирующие режимы развития ЗСТМС со спецификой магматизма, тектоники и соответственно минерагении. При этом мантийные флюидо-энергетические потоки наложены на флюидо-магматические проявления в литосфере, а в отрыве от них отражаются в скрытых зонах секущих тектонических дислокаций. Выход флюидопотоков в верхнию часть земной коры проявляется через минеральные аномалии, контролируемые химическими реакциями, возможными в сложившихся РТ условиях. Таким образом, Уральское сопряжение ЗСТМС и ВЕП неразрывно связано с глубинными мантийными процессами, определившими восходящие в земную кору диапиры, нашедшие отражение по данным сейсмологии [2]. Следствием этого является субмеридианальная зональность особенно отчетливо проявленная на Южном Урале [5]. Здесь выделены три сектора зональности с выраженным различием в тектонике, магматизме и минерагении: Западный сектор (ЗС) – со стороны подошвы восходящих диапиров; Центральный сектор (ЦС), включающий область к востоку от Урал-Тауского разлома (ГУР) – выход диапиров, проявленный на эрозионном срезе разнообразными инъективными, пликативными и дизъюнктивными дислокациями; Восточный сектор (ВС) – кровля диапиров с выраженной блоковой структурой. Каркас блоков в ВС определяется линейными шовными разломами с инъективными и дизъюнктивными дислокациями раннего-среднего палеозоя, а ядра блоков представлены позднепалеозойскими гранито-гнейсовыми куполами [3]. Западная граница ВС фиксируется сопряжением Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон по Теренсайскому глубинному разлому. Восточная граница ВС не обозначена, она как бы растворяется в «мозаичных геосинклиналях» (реферат диссертации Л.П.Зоненшайна, 1959 г) доюрского фундамента Казахстана и Западной Сибири. Структуры ВС от границы Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон оказались наименее изученными, а их прогнозные ресурсы до сих пор остаются недостаточно раскрытыми и требуют дальнейшего обоснования при организации поисков традиционных и

новых типов месторождений на Урале. Выход же на понимание единства глобальных и региональных структур палеозойского Урала с образованиями фундамента Западной Сибири расширяет перспективы поисков прежде всего крупных рудных месторождений под покровом мезозойско-кайнозойских осадочных отложений на глубинах свыше 50-100 м, то-есть за контуры так называемого открытого, а в географической редакции «Промышленного Урала».

Заключение

Уральский складчатый пояс является составным элементом западно-Сибирской тектоно-магматической системы, которая развивалась на дофанерозойском фундаменте едином с Восточно-Европейской плитой. Структура Урала формировалась под влиянием нижнее-мантийного плюма, соотношения которого с ЗСТМС обозначены трассой солетоноподобного перемещения флюидо-энергетических потоков в палеозое с двумя эпицентрами, проявленными в магнитных полях. Они фиксируют тектонопару с опусканием Западной Сибири и воздыманием Северного Казахстана. Зональность Уральских структур в сопряжении с Восточно-Европейской плитой вероятно обусловлена правым сдвигом Центрального сектора севера Евразии, определившим Уральский складчатый пояс с рельефно обозначенной западной границей и отсутствием таковой на востоке. Область восточного сектора Урала, уходящая под осадочные мезозойско-кайнозойские отложения на глубинах до 100-300 м предмет прогнозирования и поисков традиционных для Урала и новых типов рудных прежде всего крупных месторождений.

Литература

1. Аплонов С.В. Мезозойская палеогеодинамика севера Западно-Сибирской плиты.// Актуальные проблемы тектоники СССР: Тез. докл. XX Всесоюзн. тект. совещания. М.: Ротапринт ГИНа, 1987. С. 5-9.
2. Винник Л.П., Золотов Е.Е.,Косарев Г.Л. и др. Модель литосферы под профилем «Уральский» по наблюдениям объемных и продольных волн. //ДАН, 1996. Т. 346. № 5. С.668-671.
3. Виноградов А.М. Структура магматических серий и глубинное строение Центрального сектора севера Евразии // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всероссийского симпозиума. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 619-622.
4. Виноградов А.М., Ярош А.Я. Широтная тектоническая зональность и её связь с металлогенией (на примере Южного Урала). В сб.: Вопросы разведочной геофизики. Свердловск: Урал. Рабочий, 1971. Вып.75. С 3-9.
5. Виноградов А.М., Рапопорт М.С. Нелинейная геодинамика Урала и сопредельных территорий // Глубинное строение и развитие Урала. Екатеринбург; Наука. 1996. С. 92-101.
6. Виноградов А.М., Рапопорт М.С., Рыжий Б.П., Сериков Л.И. Положение Урала в структурах Евразии // ДАН, 1999. №4. С.512-515.
7. Виноградов А.М., Малышев А.И., Бушарина С.В. Флюидо-энергетический поток секущих зон тектонических дислокаций Южного Урала (геофизический и минерагенический аспект). // Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов Материалы Международной конференцию. Екатеринбург , УрО РАН, 2008. С. 36-39.
8. Дмитриевский А.Н., Володин И.А., Шипов Г.И. Энергоструктура Земли и геодинамика. М.: Наука, 1993. 154 с.
9. Лобковский Л.И., Никишин Ф.М., Хайн В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М. : Научный мир, 2004. 612 с.
10. Писецкий В.Б., Рещиков Д.Г. Принципиальные элементы в схеме блоковой динамики Западно-Сибирского мегабассейна //Литосфера. 2009, № 3. С. 87-90.
11. Хайн В Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры //Известия вузов, Геология и разведка. 1963, №3. С. 3-21.
12. Хайн В.Е. Современные представления о моделях геодинамических процессов твердой Земли.//Современная геодинамика: достижения и проблемы. М.: Наука, 2004. С.6-41.

МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И СДВИГОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В ЗОНАХ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И МИКРОПЛИТ

Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Травин А.В.

Институт геологии и минералогии и минералогии им. академика В.С. Соболева Сибирского отделения РАН, Новосибирск, Россия (vladimir@uiggm.nsc.ru)

Введение

Роль сдвигово-раздвиговых деформаций литосферы, как одного из определяющих факторов в истории тектонического развития континентов, неоднократно подчеркивалась академиком В.Е. Хаиным [13, 14]. Для Центральной Азии эта проблема стала особенно актуальной после появления многочисленных публикаций, свидетельствующих об активности термохимических плюмов (Таримский, P_2, Сибирский, P_2-T_1, Тибетский, Kz), динамика формирования которых принципиально отличается от детально изученной Восточно-Африканской рифтовой системы [8, 10]. Для крупных изверженных петрографических провинций Центральной Азии (LIP), являющихся отражением термохимических плюмов на наблюдаемых эрозионных срезах земной коры, нехарактерно формирование инициальных купольных поднятий с последующим «тройным» расколом и рифтогенезом [6]. Напротив, определяющее значение получают траппы (Сибирь), трансрегиональные рои и дайковые пояса (Забайкалье), а также гранитоидные батолиты (Алтае-Саянская складчатая область, Забайкалье, Северо-Западная Монголия и Восточный Казахстан). В результате стали стираться индикаторные признаки плюмового магматизма, которые зачастую сохраняют петрогеохимические и изотопно-геохимические характеристики надсубдукционных процессов, связанных с взаимодействием Сибирского континента и микроконтинентов с Палеоазиатским океаном. Решение этой проблемы должно быть основано на детальном изучении коллизионных орогенов, которые в момент их коллапса переходят в сдвигово-раздвиговый геодинамический режим и тем самым обеспечивают вскрытие континентальной литосферы и формирование астеносферных верхнемантийных выступов (мантийные плюмы второго порядка) [11]. В настоящем докладе эта проблема обсуждается на примере сравнительного анализа и событийной корреляции магматизма, метаморфизма и сдвиговых деформаций раннекаледонских горноскладчатых сооружений Ольхонского (Западное Прибайкалье) и Сангиленского (Юго-Восточная Тува) регионов. Первый пример отвечает варианту коллизии «континент – островная дуга», второй – «микроконтинент – островная дуга».

Ольхонский регион (Западное Прибайкалье)

Общей особенностью Ольхонского региона является снижение степени метаморфизма от Сибирской платформы к оз. Байкал. Однако сейчас стало очевидным, что геологическая структура Ольхонского региона представляет собой коллизионный коллаж, сложенный разномасштабными пакетами тектонических литопластин, бластомилонитов и милонитов, различающихся породными ансамблями, составом протолитов, степенью их метаморфических преобразований и спецификой магматизма [15, 1, 12]). С северо-запада на юго-восток здесь выделяются три главные зоны (литопластины): Чернорудская – гранулитовый метаморфизм, Анга-Сахюрты – амфиболитовый метаморфизм и Ангинская – эпидот-амфиболитовый метаморфизм. Эти литопластины на современном эрозионном срезе разделены более узкими полосами с наиболее интенсивным развитием процессов милонитизации и бластомилонитизации.

Геодинамическая модель. Термохронологические тренды, оценки

возрастов и состава протолитов, P-T параметров метаморфизма и специфики магматизма позволили предложить следующий сценарий геодинамического развития Ольхонского региона.

Надсубдукционный этап (³ 0.62 – 0.53 млрд. лет). На южной окраине Сибирской платформы (в современных координатах) существовал окраинноморско-островодужный бассейн, фрагментами которого на современном эрозионном срезе являются толеитовые метабазальты и габбро-пироксениты Чернорудской зоны (возраст метабазальтового протолита 624 ± 11 млн лет, *Zrn*), а также мигматизированная в условиях амфиболитовой фации метатерригенная толща, и к этому же окраинноморскому (задуговому) бассейну относятся структурно-вещественные комплексы зоны Анга-Сахюрты. Однако, здесь прямыми петрологическими индикаторами океанической коры задугового бассейна являются здесь тектонизированные массивы и будины гипербазитов и ассоциирующие с ними амфиболиты, (Шида, Тог и др.). Есть все основания предполагать, что океаническое основание задугового бассейна здесь было перекрыто конусами выноса терригенных осадков с Сибирской платформы, фрагменты которых на современном эрозионном срезе представлены мигматизированными гнейсами (Sm-Nd модельный возраст которых равен 1.9–3.3 млрд лет).

Раннеколлизионный этап (495±5 млн лет). Этот возрастной рубеж следует связывать с кульминацией коллизионного сжатия, сопровождавшегося заложением проникающих нарушений первого порядка, контролирующих внедрение габброидов бирхинского (озерского) комплекса (Ангинская зона), габбро-пироксенитов, гиперстеновых плагиогранитов и кварцсодержащих сиенитов чернорудского комплекса (Чернорудская зона). Массовое внедрение базитовых расплавов обеспечило прогрев и метаморфизм земной коры, вплоть до гранулитовой фации метаморфизма. Обращает на себя внимание отсутствие метаморфических и магматических пород с возрастом 495±5 млн лет в зоне Анга-Сахюрты, что позволяет предположить ее гипсометрически более высокое положение в коллизионном горно-складчатом сооружении и вовлечение в процессы амфиболитового метаморфизма и мигматизации лишь на позднеколлизионном этапе тектогенеза.

Позднеколлизионный этап и роль плюмового магматизма (~ 470±5 млн лет). Этот возрастной рубеж является ключевым в истории геологического развития Ольхонского региона и, по всей вероятности, отражает интерференцию плейт- и плюмтектонических факторов. Структурообразующим фактором являлся коллапс коллизионной системы в условиях перехода от тектонической обстановки сжатия (транспрессии и горообразования) к длительному периоду растяжения и развала горноскладчатого сооружения. Индикатором смены тектонического режима служит резкое изменение кинематики движений от правосторонних сдвиго-взбросовых на левосторонние, сопровождавшееся внедрением синкинематических стресс-гранитов шаранурского комплекса и минглинг-даек. В Ангинской зоне этому же возрастному рубежу отвечают субщелочные микрогаббро, сиениты и нефелиновые сиениты тажеранского комплекса, внедрение и становление которых также контролировалось левосторонними сдвиговыми деформациями. Вместе с редкометалльными гранитами аинского комплекса, как индикаторы плюмовой активности в Ольхонском регионе предварительно рассматриваться субщелочные и щелочные породы Тажерана.

Внутриплитные этапы (435±10 и 415±5 млн лет) характеризуются амагматичностью в условиях широкого распространения милонитизации и бластомилонитизации толщ (левосторонняя кинематика деформаций) при относительно низких PT-условиях (эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации метаморфизма).

Намеченные возрастные рубежи отражают кратковременные импульсы активизации тектонических движений (Приморский разлом и комплекс Орсо).

Сангиленский регион (ЮВ Тува)

Сангиленское складчатое сооружение было сформировано в раннекаледонское время в результате косой коллизии Таннуольской островодужной системы с Тувино-Монгольским микроконтинентом (ТММ) [5, 4].

Надсубдукционно-аккреционный этап (570-535 млн лет). На окраине ТММ преобладали пликативные деформации, которые можно наблюдать в карбонатно-терригенных толщах Западного и Центрального Сангилена. Сжатие и утолщение окраинно-континентальной литосферы ТММ обеспечили условия для проявления прогрессивного метаморфизма, не превышавшего уровень зеленосланцевой фации. На данный период к проникающим тектоническим нарушениям можно отнести лишь Агардагскую шовную зону. Нижняя возрастная граница ее заложения может быть определена по обдуцированному на край ТММ офиолитовому комплексу (569±1 млн лет, U/Pb).

Раннеколлизионный этап (535-510 млн лет). Прекращение субдукции и, как следствие, возрастание давления океанической литосферной плиты на край ТММ повлекло за собой увеличение интенсивности орогенных процессов на Сангиленском участке конвергентной границы и, как следствие, возрастание уровня метаморфизма до верхов эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений (кианитсодержащие ассоциации). Магматизм был незначителен (инъекции тоналит-трондъемитовых расплавов ортоадырского комплекса). Возрастной рубеж 525-510 млн лет является ключевым в эволюции региона – произошло заложение проникающих дизъюнктивов (Эрзинская и Кокмолгаргинская сдвиговые зоны), которые совместно с Агардагской шовной зоной сформировали сдвиговую систему с ее фрагментацией на Мугуро-Чинчилигский и Эрзин-Нарынский тектонические блоки. Характер деформаций изменился с покровно-складчатых на сдвиговый. В условиях сжатия деформации с правосдвиго-взбросовой кинематикой привели к реологическому расслоению коры по деколлементам с формированием промежуточных магматических камер. Внедрение по ослабленным зонам базитовых расплавов (Правотарлашкинский массив 524±9 млн лет, амфибол, Ar/Ar метод [9], Башкумыгурский габброидный массив, 464,6±6 млн лет, U-Pb, 465±1, 468±1 млн лет, Ar-Ar, 465±5 млн лет, Rb-Sr) обеспечивало дополнительный прогрев метаосадочных толщ и образование так называемого «теплового пятна» под Сангиленом. В тоже время прогрев в сочетании со сбросом общего давления привели к частичному плавлению метаосадков, смене характера метаморфизма от повышенных давлений умеренных температур на метаморфизм умеренных давлений андалузит-силлиманитового типа и, локально, на высокоградиентный метаморфизм HT/LP типа.

Позднеколлизионный этап (510-480 млн лет) фиксируется ослаблением транспрессионного режима и сменой правосдвиго-взбросовой на левосдвиговую кинематику. Появление локальных сдвигово-раздвиговых зон обеспечило условия для инъецирования базитовых расплавов в верхние уровни коры – внедрение и становление Баянкольского (489±3 млн лет, амфибол, Ar/Ar; 497±4, 507±14 млн лет, циркон, U-Pb) и Эрзинского (492±10 млн лет, циркон, U-Pb; 486±10, 490±10 млн лет, вал, Rb/Sr) габбро-монцодиоритовых массивов. Их составы отражают взаимодействие мантийных и коровых (S-тип) расплавов [2]. Продолжался локальный прогрев коры, приуроченный преимущественно к Агардагскому, Эрзинскому и Кокмолгаргинскому дизъюнктивам, с метаморфизмом умеренных давлений андалузит-силлиманитового типа и высокоградиентного HT/LP типа. Возрастной рубеж (490-480 млн лет) отвечает кардинальному переходу от условий сжатия к растяжению. Начавшееся

общее растяжение со сбросом давления обеспечило условия для широкого развития в верхней коре «рассеянной» трещинной тектоники, повсеместного образования и перемещения внутрикоровых кислых расплавов – мезоабиссальные гранитоиды тесхемского субщелочного граносиенит-гранит-лейкогранитного комплекса (485±15 млн лет, амфибол, Ar/Ar; 480±5 млн лет, циркон, U-Pb; 471±10, 473±7 млн лет, вал, Rb/Sr), синкинематические жилы, дайки и пластообразные залежи чжаргалантского гранит-лейкогранитного комплекса (489±3, 489±3 млн лет, циркон, U-Pb).

Внутриплитные этапы (480-450 млн лет) отражают трансформно-сдвиговое растяжение. Первоначально оно реализовывалось в пределах сдвиговых зон с внедрением в локальные области раздвига коровых выплавок известково-щелочных и (или) субщелочных гранит-лейкогранитов (Нижнеулорский адамелит-гранитный массив, 474±3, 476±6 млн лет, вал, Rb/Sr; 480±7 млн лет, биотит, Ar/Ar; Байдагский меланогранит-гранит-лейкогранитный массив, 473±7 млн лет, вал, Rb/Sr). В дальнейшем в режим растяжения был вовлечен весь ороген. Формирующаяся система сопряженных сдвиговых зон контролировала внедрение значительных объемов расплавов кислого и основного составов. Наиболее ярким примером этих событий является становление Башкымугурского массива габбро-монцодиоритов (464,6±5,7 млн лет, циркон, U-Pb, 465±1,2 млн лет, биотит, Ar-Ar, 464±5 млн лет, вал, Rb-Sr). Внедрение базитовых расплавов привело к регионально-контактовому прогреву гранат-биотитовых гнейсов Мугуро-Чинчилигского блока (464±1 млн лет, биотит, Ar-Ar) и гранат-биотит-кордиеритовых гнейсов Эрзинской сдвиговой зоны (468±6, 469±8 млн лет, вал, Rb-Sr). Петрологическим индикатором этой стадии являются многочисленные комбинированные базит-гранитные дайки и минглинг-дайки, указывающие на синхронное вскрытие разноглубинных магматических камер в нижней и средней коре (471,2±1,9 млн лет, амфибол, Ar-Ar, 462,5±1 млн лет, биотит, Ar-Ar, 467±21 млн лет, вал, Rb-Sr). Вскрытие и последующая консолидация мантийно-коровых очагов базитовых расплавов привело к исчезновению термального «пятна» под орогеном. На завершающих этапах (460-430 млн лет) трансформно-сдвиговое растяжение обеспечило максимальное утонение остывавшей континентальной литосферы, что сопровождалось трещинной тектоникой, внедрением даек камптонитов и мончикитов агардагского щелочно-базальтоидного комплекса (447,6±1,7 млн лет, амфибол, Ar-Ar, 441,3±1,1 млн лет, биотит, Ar-Ar), минглинг-даек (434,4±2,1 млн лет, биотит, Ar-Ar) и локальным регрессивным метаморфизмом пород до уровня зеленосланцевой фации.

Заключение

1. Сравнительный анализ магматизма, метаморфизма и активности сдвиговых деформаций в ранних каледонидах Ольхонского (Западное Прибайкалье) и Сангиленского (Юго-Восточная Тува) регионов позволяет утверждать, что геодинамические сценарии зарождения, становления и коллапса коллизионных орогенов, реализованных в вариантах коллизии «континент – островная дуга» и «микроконтинент– островная дуга» чрезвычайно сходны. Учитывая геологические, петрологические и изотопно-геохронологические материалы по Северо-Западной Монголии, Забайкалью, Прибайкалью, Восточной Туве и Казахстану, становится очевидным, что тепловые (энергетические) импульсы в системе «мантия – земная кора» охватывали значительные территории Центральной Азии [7]. Это означает, что энергетическими источниками раннекаледонских аккреционно-коллизионных, постколлизионных и внутриплитных геодинамических событий являлись термохимические плюмы [6, 3].

2. Раннекаледонские аккреционно-коллизионные горноскладчатые сооружения Ольхонского (Западное Прибайкалье) и Сангиленского (Юго-Восточная Тува) регионов представляют собой примеры кардинальной смены тангенциального сжатия литосферных плит и(или)

микроплит на стадии закрытия Палеоазиатского океана – трансформными сдвигово-раздвиговыми деформациями с реологическим расслоением земной коры. В этом смысле они отражают новое геологическое явление – «горячие сдвиговые системы», которые ответственны за механизмы внедрения, взаимодействия и становления мантийных и коровых магм, увеличение теплового потока, неоднородность и пиковые метаморфические изменения в земной коре.

Работа выполнена при финансовой поддержке СО РАН (Программа фундаментальных исследований ОНЗ-9.3 «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ»).

Литература

1. Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С. и др. Геодинамическая модель ранних каледонид Оьхонского региона (Западное Пибайкалье)// Доклады РАН. 2010. Т. 435.№ 6. С. 1-7.
2. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Владимиров В.Г. и др. Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува)// // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 3. С.398-413.
3. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геол. и геофиз. - 2008. - Т. 49. - № 7. - С. 621-636.
4. Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С. и др. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Доклады РАН, 2005, т. 405, № 1. С. 82-88.
5. Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г. Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилена (Юго-Восточная Тува) // ДАН, 2000, т.370, №4, с.489-492.
6. Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов// Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587-604.
7. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // *Геол. и геофиз. - 2007. - Т. 48. - № 1. - С. 93-108.*
8. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика // Издательство СО РАН, Филиал «ГЕО», 2001. 405 с.
9. Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Материалы конф., Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. - С. 68-72.
10. Кирдяшкин А.А. «Экспериментальное и теоретическое моделирование свободноконвективных течений и термохимических плюмов в мантии Земли» // Автореферат дисс. на соиск. уч. степени д.г.-м.н. Новосибирск, 2010, Изд-во СО РАН, Филиал «ГЕО». 32 с.
11. Пучков В.Н. Взаимоотношения плюм- и плейт-тектоники в перспективе развития глобальной геодинамической теории//Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование УРО ИГиГ, Екатеринбург, 2007. С. 23-52.
12. Федоровский В.С., Скляров Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения// Геодинамика и тектонофизика 2010. Vol. 1. № 4. 331–418.
13. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. 2-е изд.//М.: Научный мир, 2003. 348 с.
14. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный Мир, 2001,604 с.
15. Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et al. // Structural and Tectonic Correlation Across the Central Asia Orogenic Collage: North-Eastern Segment: Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480. Irkutsk. – 2005. – P. 5–76.

РАННЯЯ КОРА ЗЕМЛИ – ЭВОЛЮЦИЯ ОТ ХАДЕЯ ДО ПРОТЕРОЗОЯ

Вовна Г.М., Мишкин М.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия
(gala1367@mail.ru)

Ранняя кора включает в себя два компонента: первичную базальтовую кору, сформировавшуюся после аккреции Земли и раннюю сиалическую кору – первые блоки сиаля, образовавшиеся за счёт плавления первичной базальтовой коры. Сведения о вещественном составе ранней сиалической коры можно получить при изучении глубинных гранулитовых комплексов перемещённых в верхние горизонты земной коры. Ограниченные сведения о первичной базальтовой коре даёт изучение ксенолитов из кимберлитов и базальтов. В настоящей работе речь пойдёт главным образом о ранней сиалической коре.

Рассмотрение вопроса происхождения ранней коры тесно связано с проблемой формирования Земли как планеты, в которой авторы придерживаются модели Шмидта – Сафронова [7, 9]. Эта модель предусматривает наличие в образовавшейся после аккреции Земле существование на глубинах 300-500 км квазирасплавленного слоя при наличии поверхностной твёрдой оболочки. Ввиду разности плотностей вещества квазирасплавленного слоя и твёрдой поверхностной оболочки Земли, неизбежно произойдёт подъём вещества примитивной мантии в виде отдельных струй – плюмов. Подъём плюмов сопровождался декомпрессионным плавлением мантийного материала с образованием коматиитовых и базальтовых расплавов изливавшихся на поверхность Земли, которые образовали первичную земную кору. Магматическая деятельность мантийных плюмов после израсходования ударной тепловой энергии, энергии сжатия и тепла от распада короткоживущих радиоактивных элементов (^{26}Al и др.) в дальнейшем могла поддерживаться лишь в отдельных областях обогащённых ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th, ^{40}K, (РАЭ), где существовал достаточный дополнительный приток тепла за счёт их распада.

Авторы полагают, что областям аномальной верхней мантии в коровом слое в настоящее время соответствуют сформировавшиеся в интервале времени хадей-архей кратоны (рис.). Это подтверждается исследованиями свинец-свинцовой изотопной системы пород кратонов, свидетельствующие об их высоких значениях величины $\mu(^{238}U/^{204}Pb)$ [11]. Здесь происходило быстрое увеличение до нескольких десятков км мощности первичной базальтовой коры и последующее подплавление её основания с образованием расплавов среднего и кислого состава под влиянием тепла поднимающихся более поздних мантийных плюмов.

Образование первичной базальтовой коры не было одновременным процессом. В начале хадея (до 4.2 млрд. лет) первичная базальтовая кора в результате магматической деятельности плюмов образовалась лишь в отдельных областях Земли. Это доказывается исследованиями ^{146}Sm-^{142}Nd изотопной системы пород различных кратонов [10], из которых положительные аномалии ε_{142Nd} установлены только в пределах нынешнего Гренландского щита. Приведённые данные отрицают гипотезу магматического океана существовавшего после образования Земли как планеты, так как в этом случае положительные аномалии ε_{142Nd} наблюдались бы повсеместно.

На основании анализа опубликованных в литературе данных по изотопии кислорода хадейских (4.44-3.9 млрд. лет) детритовых цирконов Западной Австралии и закономерностей содержания в них минеральных включений, в том числе алмаза и изотопии его углерода, обоснованы следующие этапы формирования ранней коры хадея: 4.44-4.26 – образование первичной коматиит-

базальтовой коры; 4.26 – появление на Земле первых эмбрионов сиаля андезит-дацитового состава; 4.26-4.25 – появление гидросферы и первых осадочных пород; 4.26-3.9 – формирование протозеленокаменных поясов хадея с бимодальным вулканизмом и осадочными породами [6]. На основании имеющихся в настоящее время изотопных датировок на рис. показаны предполагаемые области распространения ранней коры хадея: 1 – Акаста, 2 – Вайоминг, 3 – Исуа, 4 – Западная Австралия, 5 – Земля Эндерби.

В архее (3.9-2.5 млрд. лет) ранняя кора в результате плюмового магматизма продолжала формироваться над областями аномальной мантии. В настоящее время она слагает основание древних кратонов, где первичная базальтовая кора превращена в гранулит-базитовый реститовый остаток после выплавления андезит-дацитовых расплавов – исходных пород ранней сиалической коры, представленных в настоящее время эндербитами. Эти породы могут наблюдаться лишь в отдельных блоках глубинных гранулитовых комплексов перемещённых в верхние горизонты земной коры и вскрытых эрозионным срезом. Глубинное происхождение этих блоков доказывается данными геотермобарометрии, по которым условия метаморфизма их пород соответствовали давлению 9-14 кбар, а температуры - 850-950°C. Собственные исследования авторов на Сибирском кратоне [1, 2, 3] и литературные материалы свидетельствуют о том, что основание разрезов глубинных гранулитовых комплексов архейских кратонов Мира повсеместно сложено породами метабазит-эндербитовой ассоциаций. Основной объём пород этой ассоциации представлен гиперстеновыми плагиогнейсами – эндербитами. Толща эндербитов содержит отдельные прослои сланцев основного состава (двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые) и ультраосновного (оливин-двупироксеновые) составов, содержание которых в общем объёме пород не превышает 10-15%. Отмечаются единичные прослои кварцитов и гранатсодержащих плагиогнейсов. Петрохимические особенности пород свидетельствуют о том, что протолиты гранулитов метабазит-эндербитовой ассоциации представлены вулканитами известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий. Среди исходных вулканитов известково-щелочной серии преобладают андезиты и дациты. Величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ эндербитов метабазит-эндербитовой ассоциации глубинных комплексов архейских кратонов имеют положительные значения, что свидетельствует об ювенильном происхождении их протолитов. Характерной особенностью установленного исходного состава нижней части разрезов глубинных гранулитовых комплексов архейских кратонов является переслаивание исходных вулканитов андезит-дацитовой ассоциации известково-щелочной серии и вулканитов коматиит-толеитовой серии. Эта особенность исходного разреза может быть объяснена только с позиции плюмового мантийного магматизма формирования ранней коры, ведущая роль которого в архейских тектоно-магматических процессах подчёркивалась ранее многими исследователями. В работах [1, 2, 3] представлена плюмовая модель формирования ранней сиалической коры, которая включает две стадии. Первая стадия связывается с началом подъёма мантийного плюма и его декомпрессионного плавления при варьирующих условиях P, T и степеней плавления. В эту стадию происходило отделение коматиитовых расплавов от плюма. Во вторую стадию формировались вулканиты андезит-дацитовой ассоциации в результате частичного плавления первичной базальтовой коры под влиянием тепла поднимающихся плюмов, от которых продолжали отделяться коматиитовые расплавы. На примере Сибирского кратона показано, что архейские кратоны гетерогенны по возрасту. В них существуют древние ядра роста, которые облекаются более молодыми образованиями [1]. В некоторых кратонах – Северо-Атлантическом (I), Австралийском (VIII), Антарктическом (X) такие ядра были заложены ещё в хадее, в Восточно-

Европейском (II), Китайском (V), Индийском (VI), Африканском (VII) – 3.8 млрд. лет назад, Омолоно-Охотском (IV)– 3.6 млрд. лет назад, Южно-Американском (IX)– 3.5 млрд. лет назад, Сибирском (III)– 3.4 млрд. лет назад (рис.) Эти значения возрастов при дальнейших исследованиях могут быть уточнены.

В результате мантийного плюмового магмаобразования в течение хадея и архея под кратонами в верхней мантии были сформированы корни (кили) отмечаемые методами сейсмотомографии. Эти корни, мощностью 300-600 км, сложены высокоскоростным, холодным, истощённым ультраосновным материалом хадейско-архейских палеоплюмов.

В результате хадейско-архейского плюмового магмообразования были сформированы первые блоки сиаля (протоконтиненты) разделённые протоокеаном. В сравнении с областями аномальной мантии, рассмотренными выше, мантия под протоокеаном была обеднена теплотворными РАЭ и поэтому процессы корообразования здесь шли с запозданием и были проявлены только в протерозое (2.5-0.54 млрд. лет)

Имеющиеся материалы по раннекоровым образованиям раннепротерозойского обрамления востока Алданского щита свидетельствуют о том, что они представлены глубинными гранулитовыми комплексами, имеющими в основании исходный вулканический состав. Исходные вулканиты относятся к трём петрохимическим сериям – известково-щелочной, коматиит-толеитовой и пикритовой [4]. Принципиальное сходство разреза глубинного гранулитового раннепротерозойского комплекса с описанными выше архейскими, позволяет принять для него плюмовую модель формирования вулканитов. Источником плюма служила деплетированная верхняя мантия, о чём свидетельствуют положительные значения ε_{Nd} метавулканитов [4]. Обзор литературных данных свидетельствует о том, что в раннем протерозое происходит изменение глубин мантийных очагов, питающих плюмы, которые частично переместились в нижние обогащённые горизонты верхней мантии, что привело к появлению щелочных магматических серий. Имеющиеся в настоящее время в литературе изотопные данные по возрасту метаморфических и магматических комплексов позволяют наметить распространение протерозойских раннекоровых образований (рис.). В позднем протерозое процессы формирования ранней сиалической коры, образованной в результате воздействия плюмов на базитовое основание праокеана резко замедлилось. На этой стадии развития Земли ранняя сиалическая кора образует узкие зоны на окраинах Пангеи, обрамлявших Панталассу (рис.). Примером позднепротерозойской ранней сиалической коры может служить комплекс Кейп-Меридит Западных Фолклендов, с возрастом 1.12 млрд. лет [12]. Комплекс Кейп-Меридит представляет собой толщу переслаивающихся гнейсов среднего и кислого состава и амфиболитов. Гранитогнейсы этого комплекса имеют положительные значения ε_{Nd}, что свидетельствует об их ювенильном происхождении.

В результате корообразовательных процессов в хадее, архее и протерозое была сформирована Пангея. Оставшаяся после образования Пангеи часть земной поверхности была покрыта праокеаном (Панталасса, позднее Палеопацифика) и соответствовала, по нашему мнению, наиболее обеднённой РАЭ верхней мантии. Обеднённость верхней мантии Палеопацифики РАЭ подтверждается существенной разницей их содержания в сиалической коре основания кратонов («серые гнейсы» ТТГ состава) и их аналоге – андезит-дацитовой ассоциации океанических островных дуг [5].

На основе авторского банка данных по изотопному датированию метаморфических и магматических пород составлена схема (рис.) распространения докембрийской ранней сиалической коры в пределах современных континентов и океанов, которая входит в противоречие с основными положениями тектоники плит.

Эту схему, непрерывно пополняемую мировыми данными изотопного датирования и не меняющую своей принципиальной сущности, следует воспринимать как данность, которую необходимо учитывать при разработке будущей геологической парадигмы.

Представленная работа основана на рассмотрении внутренних глубинных эндогенных процессов. В одной из своих последних работ В.Е. Хаин [8], касаясь главных противоречий современной геотектоники и геодинамики, отмечал, что существует и иные, нежели глубинные факторы, влияющие на динамику и эволюцию Земли. Эти факторы следующие: 1. при геотектонических построениях следует учитывать ротационный фактор, связанный с осевым вращением Земли; 2. при моделировании образования суперконтинентов следует отдавать предпочтение «глобальному фиксизму» перед «глобальным мобилизмом», допускающим хаотичное, незакономерное «блуждание» литосферных плит по поверхности Земли. 3. должна быть решена проблема пространственно-временного взаимодействия плюмов и мантийной конвекции.

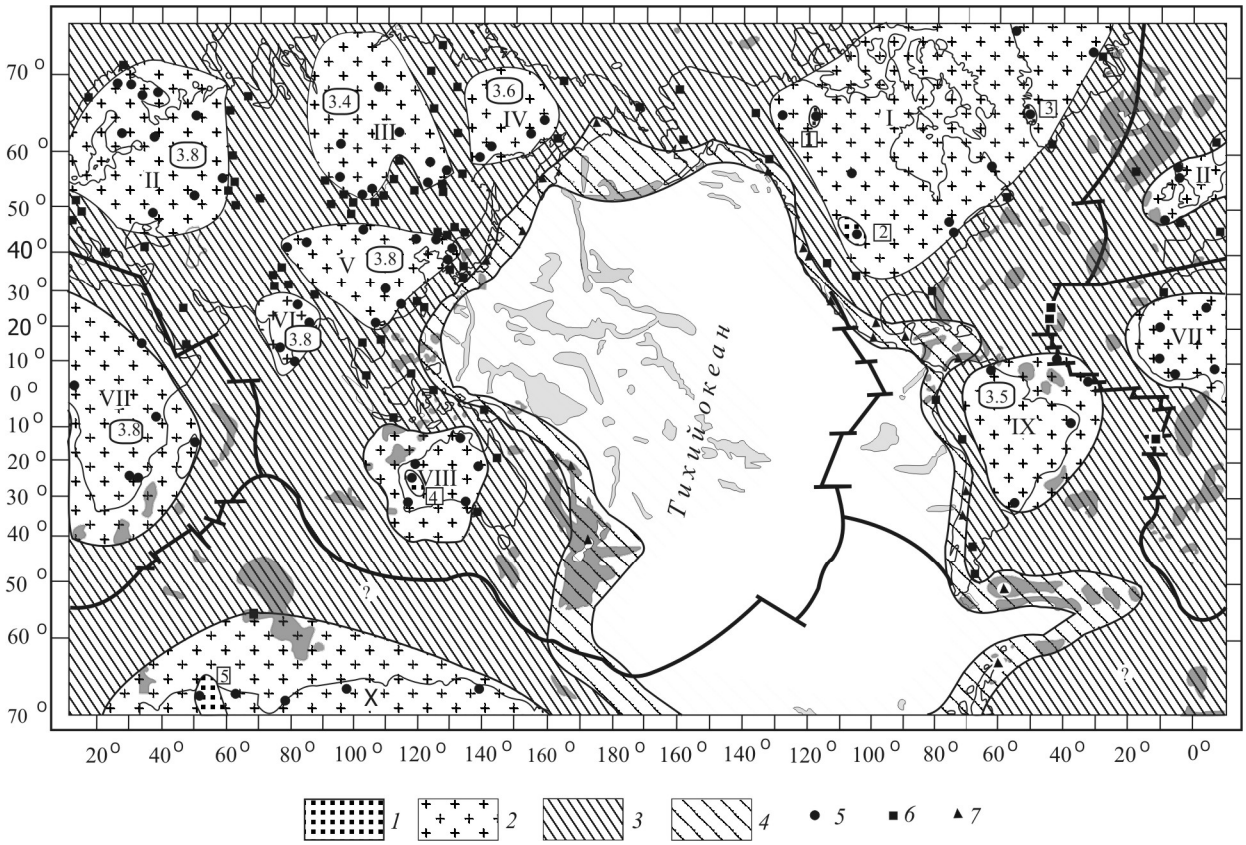


Рис. Схема предполагаемого распространения докембрийской ранней сиалической коры:
1 – хадейской; 2 – архейской; 3 – раннепротерозойской; 4- позднепротерозойской; 5-7 – точки расположения изотопных датировок возраста докембрийских пород: 5 – архейского, 6 – раннепротерозойского, 7 – позднепротерозойского

Литература

1. Г.М. Вовна, М.А. Мишкин, В.Г. Сахно и др. Архейская рання сиалическая кора Сибирского кратона: её состав и генезис магматических протолитов. ДАН России. 2009. Т. 429. № 4. С. 512-516.
2. Г.М. Вовна. Геохимия архейских гранулитов юга Алданского щита. М.: Наука, 2007. 108 с.
3. М.А. Мишкин, Г.М. Вовна, С.Н. Лаврик и др. Геохимия и происхождение глубинных архейских эндербитов юга Алданского щита (Сутамский блок) // Геохимия. 2001. № 7. С. 691-711.

4. М.А. Мишкин, А.М. Ленников, Г.М. Вовна и др. Геохимия и исходная природа метабазит-эндербитовой ассоциации Джугджурского блока (Алданский щит). Геохимия, 2007, №6, с.608-623.
5. М.А. Мишкин, Г.М. Вовна. Докембрийская сиалическая кора Земли, её происхождение, состав и распространение. Бюл. МОИП. Отд.геол. 2009. Т. 84. Вып. 5. С. 3-10.
6. М.А. Мишкин, Г.М. Вовна. Хадейская протокора Земли: модель формирования и её возможный состав. ДАН России. 2010. Т. 433. № 4. С. 504-506.
7. В.С. Сафронов. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
8. В.Е. Хаин. Главные противоречия современной геотектоники и геодинамики и возможные пути их преодоления. Материалы XL Тектонического совещания «Фундаментальные проблемы геотектоники» Москва. 2007. Т.2 С.324-329.
9. О.Ю. Шмидт. Четыре лекции о теории происхождения Земли. 3-е изд. М.: Изд-во АН СССР, 1957.140 с.
10. Caro G., Bourdon B., Birck J.-L., Moorbath S. High-precision $^{142}Nd/^{144}Nd$ measurements in terrestrial rocks:Constraints on the early differentiation of the Earth's mantle // Geoch. Et Cosmoch. Acta. 2006. Vol. 70. P.164-191.
11. Kamber B.S., Kenneth J., Collerson D. et al. Inheritance of early Archaean Pb-isotope variability from long-lived Hadean protocrust // Contrib. Mineral. Petrol. 2003. V.145. P. 25-46.
12. Wareham C.D., Pankhurst R.J., Thomas R.J. et al. Pb, Nd, and Sr isotope mapping of Grenville – age crustal provinces in Rodinito // J. Geol. 1991. Vol. 106. P. 647-659.

ТРАЕКТОРИЯ КАЖУЩЕЙСЯ МИГРАЦИИ ПОЛЮСА СИБИРСКОГО КРАТОНА ДЛЯ КОНЦА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ – НАЧАЛА МЕЗОПРОТЕРОЗОЯ

Водовозов В.Ю.[а], **Диденко А.Н.**[б,в], **Песков А.Ю.**[б]

[а] *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия (vodo7474@yandex.ru)*

[б] *Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия*

[в] *Геологический институт РАН, Москва, Россия*

«Два главных направления в современных науках о Земле: ранняя история Земли и глубинная геодинамика» - так называлась статья Виктора Ефимовича Хаина, вышедшая в конце прошлого века [12]. Исследования палеомагнетизма докембрийских образований древних кратонов лежат в русле обоих этих направлений. Геологическая история геомагнитного поля, зафиксированная в породах в виде векторов естественной остаточной намагниченности, является отражением процессов, происходящих в самых глубоких недрах Земли. Палеомагнитные данные, кроме того, позволяют количественно охарактеризовать крупномасштабные перемещения тектонических блоков, протестировать различные конфигурации гипотетических суперконтинентов.

Основным методом палеотектонических реконструкций взаимного положения крупных блоков является построение и сравнение траекторий кажущейся миграции палеомагнитных полюсов (ТКМП) для этих блоков. Для раннепротерозойского интервала нет общепринятых ТКМП ни для одного из кратонов. Мало того, только для Восточно-Европейского кратона и Лаврентии имеется относительно большое количество палеомагнитных определений, которые позволяют наметить общий характер такой траектории. Для Сибирского кратона до недавнего времени палеомагнитные данные практически отсутствовали. С целью восполнения этого пробела коллективом под руководством А.Н. Диденко за последние 8 лет был изучен ряд раннепротерозойских объектов юга Сибирского кратона. В результате комплексных палеомагнитных и геолого-геохронологических исследований мы получили по надежно датированным породам ряд палеомагнитных определений с положительными тестами палеомагнитной надежности (табл.).

Таблица. Палео- и мезопротерозойские палеомагнитные полюсы Сибирского кратона

№ пп	Формация	Возраст, млн. лет	Полевые тесты	Палеомагнитный полюс			Источник
				Ф,°	Λ,°	A95,°	
1	Чайская свита Акитканского хребта	1863±9 1854±5	Обжига	-21.9	98.7	4.4	[16]
2	Гранитоиды Шарыжалгайского выступа	1850±10	Обращения	-22.7	109.2	10.5	[13]
3	Окуньская свита Акитканского хребта	~1850	Обращения	-28.5	111.6	6.9	[2]
4	Дайки чайского комплекса Байкальского выступа	1674±29 1752±3	Складки	-41.6	96.8	8.6	[3]
5	Гранитоиды Ангаро-Канского блока	1734±4	Обжига	-42.9	109.6	5.3	[4]
6	Базиты Оленекского поднятия	1473±24	Обжига	-33.6	73.1	10.4	[21]
7	Базиты Западного Прианабарья	1502±2	Контакта	-24.5	56.0	7.5	[1]
8	Хибеленская свита Акитканского хр.	1855±4	Конгломератов	-20.5	81.0	7.3	[2]
9	Малокосинская свита Байкальского хребта	1878±4	Конгломератов Складки	-31.5	97.3	4.5	[16]

10	Хибеленская свита Байкальского хребта (Хибелен-Кедровые)	1878±4	Складки	-18.0	127.1	12.7	[2]
11	Хибеленская свита Байкальского хребта (Заворотная)	1849±11	Обращения	-28.2	147.9	4.6	[2]

Раннепротерозойские определения можно разделить на два класса. Наиболее надежные определения принадлежат блокам с более «спокойной» тектоникой – Шарыжалгайскому выступу и Акитканской ветви Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса. На наш взгляд, определения по гранитоидам шумихинского и саянского комплексов, вулканогенно-осадочным породам чайской свиты и базитовым дайкам чайского комплекса могут претендовать на звание «ключевого» для докембрия [14], т.е. с надежно определенным возрастом породы, положительными полевыми тестами, достаточной статистикой и хорошим тектоническим контролем. Другие полюсы являются менее обоснованными.

Вопрос полярности выделенных направлений остается открытым. Если исходить из предположения, что Сибирь и Лаврентия в конце раннего протерозоя составляли единый агломерат, то учитывая опцию полярности для полюсов Лаврентии [17, 18], мы получим, что северные полюсы для Сибири находились западнее Австралии (в современных координатах).

Хорошо датированные раннепротерозойские определения ложатся на закономерную траекторию КМП Сибири, образуя незамкнутую петлю (рис. 1). Закономерную, в том смысле, что определения располагаются в порядке постепенного омоложения пород, в пределах ошибок определения изотопных возрастов. Это хорошо видно на примере чайского разреза, где определения расположены в порядке их стратиграфической последовательности: на хибеленской свите залегает чайская, а на ней окуньская – так же идут и палеомагнитные полюсы. Кривая построена методом кубического сплайна с использованием программы GMAP [20]. Сюда же добавлены новые мезопротерозойские определения по базитовым интрузиям Западного Прианабарья [1] и Оленекского поднятия [21], которые хорошо иллюстрируют общую тенденцию кажущегося движения полюсов Сибири.

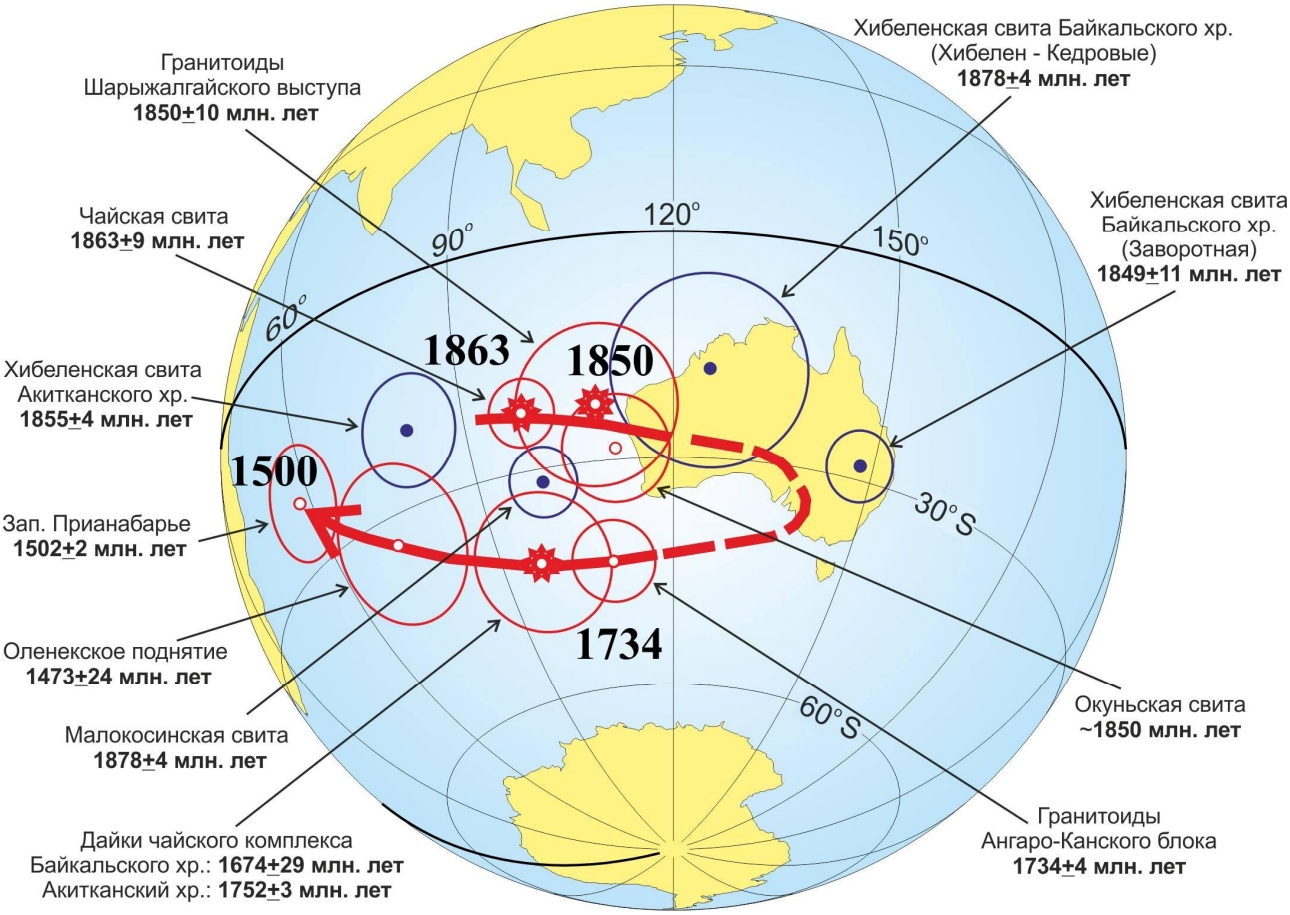


Рис. 1. ТКМП Сибирского кратона для конца палеопротерозоя– начала мезопротерозоя. (цифры около ТКМП - временные реперы в пределах ошибок определения изотопного возраста, точки - палеомагнитные полюсы с кругами доверия, звездочками показаны наиболее надежные из них)

Вполне возможно, что по мере наполнения новыми определениями раннепротерозойская ТКМП будет не такой длинной, чем построенная сплайном настоящая кривая, но по нашему мнению, общий «петлеобразный» характер измениться не должен. На настоящий момент имеется два кластера с надежно датированными раннепротерозойскими определениями: 1850-1860 млн. лет и 1750-1670 млн. лет, внутри этих кластеров можно наблюдать закономерное омоложение определений, направленных в ветвях этой петли навстречу друг другу.

Часть полученных полюсов (№№ 8-11, темно-синий цвет на рис. 1) мы не использовали при построении ТКМП. Эти определения, несмотря на то, что попадает примерно в ту же область, явно смещены относительно более надежных полюсов. Определение по хибеленской свите Акитканского хребта получено только по одному разрезу, здесь возможна ситуация, при которой палеовековые вариации оказались недостаточно осреднены. В случае данных, полученных по породам Байкальского хребта, нам, скорее всего, не удалось полностью избавиться от перемагничивающего влияния событий рифейского возраста [2]. Впрочем, следует заметить, что в тренде палеомагнитных полюсов Байкальского хребта, виден тот же петлеобразный характер, что свидетельствует об общем передвижении блоков, слагающих юг кратона.

Не использованы при построении этой кривой и старые раннепротерозойские определения в силу разных причин. Определения Г.Г. Камышевой [8], Д.И. Саврасова [10] и В.Э. Павлова [7] получены по метахронным компонентам метаморфических архейских и раннепротерозойских пород Анабарского и Алданского щитов, они не имеют полевых тестов и определений абсолютного возраста. Возраст намагниченности

датирован «из общих соображений» о широком проявлении регионального магматизма в результате амальгамации Сибирского кратона 1.9 млрд. лет назад. Прекрасная сходимость определений по удаленным (Анабар и Алдан) разрезам является сильным доводом в пользу этого предположения, но есть настораживающие моменты. Вполне возможно, что вся эта плотная группа соответствует времени и «месту рождения» Сибирского кратона [7], и именно оттуда надо начинать ТКМП Сибири. Но в настоящий момент, по нашему мнению, без дополнительных данных, позволяющих датировать эти компоненты, это будет малообоснованно.

Определения по чайской свите В.П. Родионова и Э.П. Осиповой [9] и А.Я. Кравчинского по базитовым дайкам р. Чаи [11], выполненные на старом методическом уровне (полной магнитной чистки не проводилось), практически совпали с нашими - помог простой компонентный состав, при построении кривой мы используем наши определения. Определение Н.П. Михайловой с соавторами [6] по анортозитам Джугджурского и Сехтагского массивов Улканского пояса Алданского щита выполнено на достаточно высоком методическом уровне, но полученный полюс сильно отклоняется от группы других раннепротерозойских полюсов. Скорее всего, это связано с метахронностью выделенной компоненты, либо с разворотами отдельных массивов вследствие надвигов, развитых в этом районе.

Построенную палеопротерозойскую ТКМП можно использовать для реконструкции совместного положения Сибири и Лаврентии в конце раннего протерозоя. Для Лаврентии имеются группы альтернативных низкоширотных и высокоширотных определений (обзор в [18]), промежуточное положение занимают данные [17]. Такая ситуация, возможно, отражает более позднюю по сравнению с Сибирью консолидацию Лаврентии. Все же, при использовании выборки [18], видно, что в интервале 1870-1760 млн. лет тренд КМП Лаврентии демонстрирует схожий с сибирской ТКМП характер (рис. 2). Наилучшее совмещение участков траекторий КМП Сибири и Лаврентии дал полюс вращения Эйлера: Lat=75°, Long=110°, угол=165°. При повороте относительно этого полюса Сибирский кратон совмещается своим южным краем с северной окраиной Лаврентии (рис. 3). Именно о таком соотношении по геологическим данным писали [15, 19]. Совместное передвижение Сибири и Лаврентии в составе единой жесткой плиты является сильным аргументом в пользу существования в конце раннего протерозоя суперконтинента Колумбия. Авторами работы не проводились реконструкции взаимного положения в раннем протерозое Сибири и Восточно-Европейского кратона. По мнению Н.В. Лубниной [5], как единое целое ВЕК окончательно образовался только около 1.75 млрд. лет, а в конце раннего протерозоя и на протяжении мезопротерозоя мог входить в состав суперконтинента Колумбия, сочленяясь при этом своим северным краем (Фенноскандия) с северо-восточной (Гренландия) окраиной Лаврентии.

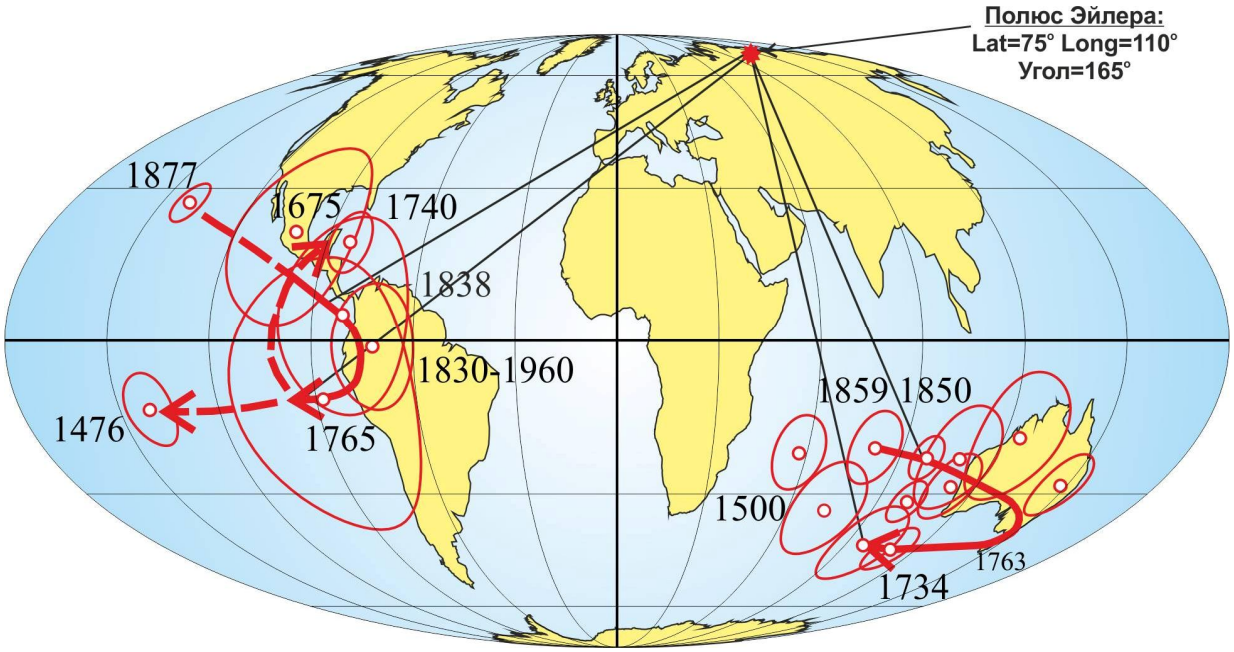


Рис. 2. Совмещение траекторий КМП Сибири и Лаврентии для конца палеопротерозоя– начала мезопротерозоя



Рис. 3. Реконструкция положения Сибири относительно Лаврентии (современные координаты) в интервале 1850-1740 млн. лет (красным пунктиром показано современное положение Сибири, звездочкой– полюс вращения)

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ» (проект № 09-I-ОНЗ-10) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00223а).

Литература

1. *Веселовский Р.В., Павлов В.Э.* Результаты палеомагнитных и изотопных исследований позднепротерозойского магматического комплекса западного склона Анабарского поднятия / Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика,

эксперимент. Материалы семинара, Борок, 22-25 октября, 2009. Ярославль: Сервисный центр, 2009. С.46-49.
2. *Водовозов В.Ю.* Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона и геотектонические следствия. Дисс. канд. геол.-мин. наук. МГУ, 2010.
3. *Водовозов В.Ю., Диденко А.Н., Гладкочуб Д.П. и др.* Результаты палеомагнитных исследований раннепротерозойских образований Байкальского выступа Сибирского кратона // Физика Земли. 2007. № 10. С. 60-72.
4. *Диденко А.Н., Козаков И.К., Дворова А.В.* Палеомагнетизм гранитов Ангаро-Канского выступа фундамента Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 1. С. 72-78.
5. *Лубнина Н.В.* Восточно-Европейский кратон от неоархея до палеозоя по палеомагнитным данным. Авторефер. дисс. докт. геол.-мин. наук. Москва, МГУ. 2009. 40 с.
6. *Михайлова Н.П., Кравченко С.Н., Глевасская А.М.* Палеомагнетизм анортозитов. Киев: Наукова думка. 1994. 212 с.
7. *Павлов В.Э.* Место рождения Сибирской платформы / Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. Том 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 88-91.
8. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Данные по СССР. Вып.1. Л.1971. 124 с. Ред. Храмов А.Н.
9. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Данные по СССР. Вып.5. М. 1982. 48 с. Ред. Храмов А.Н.
10. *Саврасов Д.И.* Палеомагнитные исследования на кристаллических породах Анабарского щита // Геология и геофизика. 1990. № 1. С.94-104.
11. *Срывцев Н.А.* Строение и геохронометрия акитканской серии Западного Прибайкалья / Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 50-60.
12. *Хаин В.Е.* Два главных направления в современных науках о Земле: ранняя история Земли и глубинная геодинамика // Вестн. Моск. ун-та, Геология. 1993. № 6. С. 3-20.
13. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Науч. ред. Е.В. Склярова. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.
14. *Buchan K.L., Mertanen S., Park R.G. et al.* Comparing the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles // Tectonophysics. 2000. V. 319. P.167-198.
15. *Condie K.C.* Breakup of a Paleoproterozoic Supercontinent // Gondwana Research. 2002. V. 5. No. 1. P. 41-43.
16. *Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Pisarevsky S.A. et al.* Palaeomagnetism and U-Pb dates of the Palaeoproterozoic Akitkan Group (South Siberia) and implication for the pre-Neoproterozoic tectonics / in: Reddy, S.M., Mazumder, R., Evans, D.A.D. and Collins A.S., eds., Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. Geological Society, London, Special Publications. 2009. V.323. P. 145-163.
17. *Irving E., Baker J., Hamilton M., Wynne P.J.* Early Proterozoic geomagnetic field in western Laurentia: implications for paleolatitudes, local rotations and stratigraphy // Precambrian Research. 2004. Vol. 129. P. 251–270.
18. *Pesonen L.J., Elming S.-A., Mertanen S. et al.* Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // Tectonophysics, 2003, v. 375, p. 289-324.
19. *Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K. et al.* U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // Earth and Planetary Scitnce Letters. 1998. Vol. 164. P. 409-420.
20. *Torsvik T.H., Smethurst M.A.* Plate Tectonic modeling: Virtual Reality with GMAP // Computer & Geosciences.1999, № 25. P. 395-402.
21. *Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P. et al.* Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: Implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // Precambrian Research. 2009. Vol. 170. P. 256-266.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННЫХ ЗОН ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Воинова О.А.[а], **Астафьев Б.Ю.**[б], **Воинов А.С.**[в]

[а] *ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург (olga_voinova@vsegei.ru)*
[б] *ИГГД РАН, Санкт-Петербург (ab5229@mail.ru)*
[в] *СПбГУ, Санкт-Петербург*

На территории восточной части Балтийского щита проявлен многоэтапный и своеобразный тип минерагенической эволюции от раннего докембрия до фанерозоя. Месторождения апатита (Юкспорр, Коашва, Ковдорское и др.), глиноземистого сырья (Кейвская группа месторождений кианита и месторождение Хизоваара), магнетитовых кварцитов и хромитов (месторождения железистых кварцитов Костамукшское, Корпангское, Ковдорское и другие, хрома Большая Варака, Бураковское), цветных металлов (Лобашское месторождение молибдена, месторождение никеля Сопчуайвенч и др.) и благородных металлов (Федоровотундровское, Киевей, Чуарвы Восточные, Вуручайвенч), редких и редкоземельных элементов (Ловозерское уникальное месторождение), слюд (месторождения Ёнское, Риколатвинское и др.), керамического и абразивного сырья образуют особый минерагенический комплекс.

Основные процессы рудообразования происходили во время позднеархейской, раннепротерозойской и палеозойской минерагенических эпох с присущей им минерагенической зональностью. В позднеархейскую (3,05 - 2,5 млрд лет) минерагеническую эпоху в пределах Карельской и Кольской минерагенических субпровинций были сформированы месторождения и рудопроявления железа, серного колчедана, золота и молибдена. Данные рудные объекты локализованы в архейских зеленокаменных поясах и их непосредственном обрамлении. Раннепротерозойская минерагеническая эпоха (2,5-1,65 млрд лет) подразделяется на несколько этапов. В ранний этап (2,5-2,4 млрд лет) сформировались сумийско-сариолийские приразломные прогибы, трасформные разломы, развитие которых сопровождалось внедрением даек и расслоенных интрузий основного-ультраосновного состава. С этими интрузиями связаны медно-никелевые, хромовые руды, а также благороднометальная минерализация (включая элементы платиновой группы). В ятулийский этап (2,3-2,1 млрд лет) происходит, главным образом, накопление сингенетических концентраций меди и золота в вулканогенных и терригенных образованиях. В свекофеннский этап (1,9-1,75 млрд лет) наблюдается, помимо изменения условий осадконакопления и эндогенных процессов, перестройка структурного плана территории. Вследствие этого образуются новые металлогенически специализированные геологические комплексы людиковия, калевия и вепсия (терригенные, карбонатно-вулканогенные, черносланцевые образования). Полифациальный региональный метаморфизм раннепротерозойского возраста и связанный с ним метасоматоз оказали существенное влияние на регенерацию, перекристалллизацию и формирование новых гидротермально-метасоматических типов руд.

Значительный вклад в развитие процессов рудообразования, становление и локализацию оруденения внесли метасоматические комплексы, приуроченные к региональным флюидонасыщенным зонам (табл.). Интенсивность перераспределения рудных компонентов при метасоматозе очень высока, что и определяет высокую значимость этого процесса при рудообразовании. Наибольшее количество метасоматитов, включая рудноносные, сформировалось в позднеархейское (2.55-

2.65 млрд лет) и раннепротерозойское (1,75-1,92 млрд лет) время. В литературе ранее уже неоднократно указывалось, что геологическая позиция этих пород определяется заключительными стадиями регионального метаморфизма, когда по разломам глубокого заложения крупные объемы высокоагрессивных флюидов мигрировали в области пониженного давления [1-4]. Большая часть этих флюидов, по-видимому, была высвобождена в ходе регионального метаморфизма, однако значительная часть флюидов имеет ювенильное происхождение.

Таблица. Раннедокембрийские метасомтические комплексы восточной части Балтийского щита

Метасоматические комплексы	Главные группы фаций	Структурное положение	Минерагеническая специализация
1	2	3	4
Раннепротерозойский тектоно-метмаорфический цикл			
Варзугский: биотит-амфиболовые, гранат-слюдистые, биотит-мусковитовые, хлорит-гранат-слюдистые метасоматиты	Хизовариты, березиты	Имандра-Варзугская грабен-синклиналь, Терский зеленокаменный пояс	Au, графит
Аухтиярвинский: эпидот-амфиболовые и эпидот-хлоритовые пропилиты, хлорит-альбитовые и кварц-альбитовые, альбит-кварцевые и карбонат-кварцевые метасоматиты, альбит-карбонатные и пирит-карбонатные лиственит	Пропилиты, альбититы, лиственит	Куолѐ-Панаярвинский синклинорий	Au,U
Нигалмозерский: эпидот-актинолитовые и эпидот-хлоритовые пропилиты, хлорит-альбитовые, кварц-альбитовые, альбит- и карбонат-кварцевые метасоматиты, альбит-карбонатные лиственит космозериты, кемиститы	Пропилиты, березиты, альбититы, лиственит	Раннепротерс-зойские синклинальные структуры Карельского кратона и их обрамление	V,U, Au, Pt, Pd
Климовский: кианит- гранат-амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые, биотит-кварцевые,хлорит-серпентиновые, эпидот-скаполитовые, карбонат-цеолитовые метасоматиты, массивные сульфидные руды	Хизовариты, пропилиты	Беломорский складчато-метаморфический пояс	Au, Pt, Pd
Хизоварский: жедрит-гранат-куммингтонитовые, гранат-биотит-роговообманковые, ставролит-хлоритовые , кварц-кианит-ставролитовые, кварц-ставролит-гранатовые, кианит-мусковитовые метасоматиты	Хизовариты	Зона сочленения Карельского кратона и Беломорского складчато-метаморфическго пояса	Кианит, гранат, Au
Шууруртинский кианитовые, гранатовые, ставролитовые и кварц-полевошпатовые метасоматиты. В подчиненных количествах проявлены мусковит-кварцевые, гранат-роговообманковые и хлоритоидсодержащие породы	Хизовариты	Кейвский синклинорий, синклиналь Больших Кейв	Глинозем истое сырье, гранат

Продолжение таблицы

1	2	3	4
Порьегубский: гиперстен-силлиманит-кварцевые, гиперстен-гранатовые, диопсид-анортитовые, гранат-силлиманит-кварцевые, роговообманково-гранатовые, жедрит-роговообманково-гранатовые, гранат-кварцевые метасоматиты	Хизовариты	Порьегубско-Умбинская тектоническая пластина	
Восточно-Карельский: хлоритовые, эпидотовые пропилиты, серицит-кварцевые березиты, карбонатные лиственит	Пропилиты, березиты, лиственит	Раннепротерозойские синклинальные структуры восточной части Карельского кратона	Au
Ладожский: амфибол-микроклиновые, скарноподобные гранат-клинопироксеновые, скаполит-диопсид-карбонатные метасоматиты, пропилиты, березиты	Скели, пропилиты, березиты	Свекофеннский подвижный пояс и его северное обрамление	Au, гарфит
Позднеархейский тектоно-метаморфический цикл			
Симбозермкий: гранат-клинопироксеновые и куммингтонит (грюнерит)-гранат-магнетитовые, сапфиринсодержащие пироксен-плагиоклазовые метасоматиты	Скели, альбититы, пропилиты	Центрально-Кольская гранулито-гнейсовая область	Fe, Au
Ниемиярвинский: гранат-куммингтонитовые, амфибол-гранат-магнетитовые и магнетитовые, биотит-гранатовые, эпидот-актинолитовые, кварцевые, мусковит-кварцевые березиты, эпидот-хлоритовые, альбит-хлоритовые, мусковит-хлоритовые, эгирин-рибекит-роговообманково-калишпатовые метасоматиты	Скели, пропилиты, березиты	Зеленокаменные пояса Карельской гранит-зеленокаменной области и их обрамление	Au, Mo, U
Оленинский: мусковит-кварцевые, ставролит-кордиеритовые, кордиерит-жедритовые, плагиоклаз-куммингтонитовые, гранат-амфиболовые, клиноцоизит-диопсидовые, кордиерит-альбитовые, серицит-кварцевые метасоматиты	Скели, березиты	Колмозерс-Вороньиский зеленокаменный пояс, зона сочленения Кейвского синклинория с Мурманским блоком	Au, Mo, Pb, Zn
Золотопорожский хлорит-карбонатные лиственит, хлоритоид-альбит-кварцевые пропилиты, серицит-кварцевые березиты	Лиственит, березиты	Зеленокаменные пояса восточной части Карельской гранит-зеленокаменной области	Au, Ni, Cu

Таким образом, метасоматиты фиксируют поздне- и постколлизионные этапы развития территории. Метасоматоз в условиях повышенных давлений способствует увеличению кислотности, при резком сбросе давления (декомпрессия) - резко увеличивается щелочность и т.д. Поскольку интенсивность флюидонасыщенного рудообразования во многом зависит от контрастности проявления предварительного рассеяния полезных компонентов и их последующей концентрации, тренды изменения P-T условий при метаморфизме и метасоматозе имеют важное металлогеническое значение.

Устойчивое пространственное соответствие региональных минерагенических и флюидопроницаемых зон отражается на современных геологических картах [2-4]. По соотношению флюид/порода в ходе рудообразования на Балтийском щите можно выделелить три группы рудных объектов. Различия в условиях их формирования заключаются в следующем.

а). Руды образованы практически в “сухих” условиях. Как правило, это собственно осадочные, некоторые гипергенные и, возможно, ликвационно-магматические руды.

б). Умеренная насыщенность пород флюидом. Оруденение связано с

повышенной флюидонасыщенностью главных геологических процессов. В результате происходит отложение рудного вещества “in situ” в ходе метаморфических, вулканических и даже осадочных процессов.

в). Высокая насыщенность породы флюидом. В этом случае руды формируются в ходе метасоматической дифференциации вещества (собственно метасоматические руды). По мере увеличения роли метасоматоза в рудообразовании состав руд всё в большей степени становится поликомпонентным, а иногда и геохимически контрастным. Массоперенос вещества иногда измеряется десятками вес.% от объема исходной породы, с минерализацией в тысячи г/т и многими километрами массопереноса по вертикали.

Для рудных объектов, полностью сформированных в процессе метасоматоза, характерны протяженные и мощные метасоматические постройки, поликомпонентное оруденение (нередко геохимически контрастное), значительные масштабы переноса рудного вещества, множественные источники рудообразующих элементов. Пространственное сочетание метасоматического и структурно-литологического факторов рудоносности обуславливает локализацию большей части рудных и нерудных докембрийских полезных ископаемых метасоматического генезиса. К этому типу метасоматического оруденения относится большинство проявлений и пунктов минерализации меди, золота, урана, полиметаллов и некоторых других цветных и редких металлов, а также неметаллического сырья (гранат, графит, кианит, силлиманит, оптический кварц и др.) [1]. Большинство поликомпонентных рудных объектов на территории восточной части Балтийского щита имеют признаки метасоматического образования с устойчивыми пространственно-временными связями с метасоматическими комплексами (табл.). В связи с этим выделенные зоны повышенной флюидонасыщенности имеют важное минерагеническое значение.

Литература

1. Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов / Отв. ред. В.А. Глебовицкий, В. И. Шульдинер. СПб, изд. ВСЕГЕИ, 1996. 416 с.
2. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Лист Q-(35)-37 – «Кировск». Объяснительная записка и комплект карт. СПб, изд. ВСЕГЕИ, 2004. 268 с.
3. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Лист P-(35)-37 – «Петрозаводск». Объяснительная записка и комплект карт. СПб, изд. ВСЕГЕИ, 2000. 268 с.
4. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Лист R-(35)-37 – «Мурманск». Объяснительная записка и комплект карт. СПб, изд. ВСЕГЕИ, 2000. 233 с.

ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМАЗАПАДНОЙ ПАЛЕОПАЦИФИКИ

Войнова И.П.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия
(ipvoinova@yandex.ru)

Введение

Вулканизму Тихого океана посвящено множество работ, но большинство их касается вулканитов последнего этапа, доступных для наблюдения и исследования либо непосредственно на островах, либо путем драгирования и бурения на дне Тихого океана. Историю же вулканизма субдуцированных плит Палеопацифики можно реконструировать, изучая вулканиты аккреционных комплексов, сформированных на конвергентных границах взаимодействия океанических и континентальных плит и представляющих собой аккретированные фрагменты палеоокеанической литосферы. Структурно-геологическое и петролого-геохимическое изучение вулканитов, входящих в состав вулканогенно-терригенно-кремнистых комплексов аккреционных призм, позволяет установить их природу и реконструировать геодинамические условия формирования. Наличие в аккреционных комплексах образований широкого возрастного диапазона предоставляет возможность производить ретроспекции об эволюции вулканизма древних этапов жизни палеоокеанов.

Результаты исследований

Фрагменты литосферы западной Палеопацифики слагают аккреционные системы на востоке Азии. Одной из аккреционных систем является мезозойская Сихотэ-Алинская складчатая область. Нами изучены разновозрастные вулканиты юрско-раннемеловой (Хабаровский и Самаркинский террейны) и аптско-альбской (Киселевский террейн) аккреционных призм [1-3], которые были сформированы при субдукции океанической плиты Изанаги Палеопацифики (океана Панталасса) под Палеоазиатский континент. Возрастной диапазон вулканитов определяется возрастом ассоциирующих с ними терригенно-кремнистых отложений, обоснованном фаунистически (по данным съемочных и тематических работ [1, 3, 4-6]). В Хабаровском террейне вулканиты встречены в ассоциации с пермскими и триасовыми образованиями [7]. Изученные терригенно-вулканогенно-кремнистые образования, слагающие Самаркинский террейн, формировались в широком временном интервале от перми до юры. В Киселевском террейне из вмещающих вулканиты кремнистых отложений определены ископаемые радиолярии валанжин-готерив-барремского возраста [5], что определяет и раннемеловой возраст вулканитов [1]. В данном исследовании мы не касаемся пород с островодужными характеристиками, встреченных в незначительных объемах в Киселевско-Маноминской аккреционнои призме в р-оне оз. Удыль [8] и в Хабаровском террейне, а рассматриваем лишь океанические вулканиты, изучая которые можно реконструировать историю и эволюцию вулканизма Пацифики за период поздний палеозой-мезозой.

Исследование включало выяснение геологической ситуации и форм проявления вулканитов, петрохимическую и геохимическую их характеристику, определение геодинамических условий их формирования.

Для Самаркинского террейна на опорных участках был установлен доменный характер строения призмы: террейн представляет собой коллаж доменов, ограниченных разломами, часто надвигового и сдвигового характера. Домены сложены вулканогенно-терригенно-кремнистыми образованиями, широко распространены микститы. Для внутреннего строения тектонических доменов характерна типичная океаническая последовательность, полная или

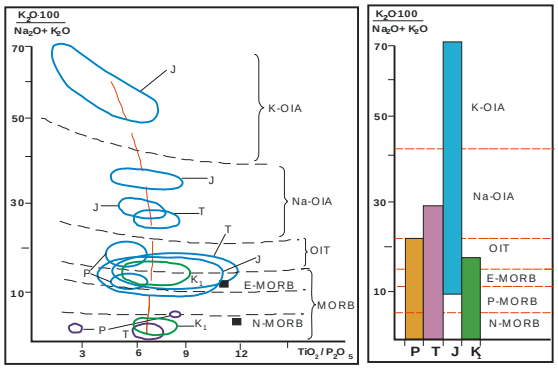
тектонически сокращенная, - постепенный переход во времени от кремненакопления к терригенному осадконакоплению и однонаправленная смена с востока на запад пелагических отложений гемипелагическими, а затем приконтинентальными (присубдукционными). С запада на восток, в целом, происходит омоложение отложений и, соответственно, доменов. Вулканиты ассоциируют с пелагическими и гемипелагическими образованиями либо в виде потоков и покровов, либо имеют "островной" характер, реконструируемый по концентрации вулканических потоков невыдержанной мощности, концентрической зональности размещения склоновых фаций и ассоциации с известняками. Хабаровский террейн образован надвиговыми пластинами, сложенными триасово-юрскими складчатыми кремнистыми и кремнисто-глинистыми отложениями, меланжем, содержащим пермские сланцы и известняки в позднеюрско-раннемеловом матриксе. Вулканиты встречены в ассоциации с триасовыми кремнями и в меланже с пермскими образованиями. Киселевский террейн образован пакетом тектонических пластин, разделенных надвигами, сложенных кремнями, включающими тела базальтов.

Вулканиты представлены лавами, часто с шаровой и подушечной отдельностью, массивными и миндалекаменными, реже гиалокластитами, лавобрекчиями. Они соответствуют пикробазальтам, базальтам, трахибазальтам, гавайитам, относятся к толеитовой, субщелочной и щелочной сериям. Вулканиты Хабаровского, Киселевского и пермо-триасовые Самаркинского террейнов характеризуются преобладанием в составе щелочей натрия над калием. Юрские щелочные базальты Самаркинского террейна по соотношению калия и натрия подразделяются на 2 серии: натровую (K_2O/Na_2O = 0,1-0,55) (мощные покровы преимущественно в ассоциации с кремнями) и калиевую (K_2O/Na_2O = 2-2.5) («островные» базальты). Характерна проявленная в разной степени для разновозрастных вулканитов ферро-титановая специализация. На спайдер-диаграммах средних хондрит-нормированных составов REE и редких элементов графики распределения показывают обогащение легкими REE в среднем в 100 раз, лишь в К-базальтах Самаркинского террейна – более значительное. Характерной чертой являются Ta-Nb максимумы. Нормирование по E-MORB и OIB демонстрирует преимущественно промежуточный характер вулканитов между E-MORB и OIB. К-базальты Самаркинского террейна соответствуют обогащенным OIB. На сводных спайдер-диаграммах средних хондрит-нормированных составов РЗЭ графики распределения образуют веер, раскрытый в области LREE в диапазоне содержаний от характерных для базальтов океанических островов и до E-MORB. Дискриминационные петрогеохимические диаграммы, позволяющие судить о геодинамической природе вулканитов (диаграммы Дж.Пирса, TiO_2 - K_2O, Zr/4 - 2Nb - Y, Zr - Ti /100 - 3Y, Nb – Zr и др.) свидетельствуют об океанической обстановке их формирования. Большая часть фигуративных точек размещаются в полях внутриплитных толеитовых и щелочных базальтов океанических островов, меньше - E-MORB, и редко – близ границы с полем базальтов средино-океанических хребтов (N-MORB). Самаркинский террейн. характеризуется наибольшим разнообразием и преобладанием субщелочных и щелочных внутриплитных базальтов. Соотношения Nb-Zr-Y-Ta свидетельствуют о формировании базальтов из плюмовых источников на океанических плато и океанических островах. Геохимические типы источников соответствуют тренду эволюции океанических мантийных магм, преобладают обогащенные, реже встречаются деплетированные (Хабаровский террейн).

Выводы

В аккреционных призмах Сихотэ-Алиня представлены базальты, различные по

петрохимическим характеристикам. Они характеризуют древний океанский вулканизм разнообразных геодинамических условий западной Палеопацифики. Все ранообразие вулканитов трех террейнов в возрастном интервале от перми до раннего мела представлено на рисунке, который можно интерпретировать как показатель удаленности от рифта.



млн лет		Террейны: Хабаровский	Самаркинский	Киселевский
100	K_1			○
145	J		○	
200	T	○	○	
250	P	○	○	
300				

Рис. Эволюция вулканизма З. Палеопацифики.
На левой диаграмме цветом показаны поля составов вулканитов различных террейнов (см. табл.), на правой - цвет соответствует возрасту вулканитов

Для Хабаровского террейна известны лишь наиболее примитивные вулканиты, сходные со спрединговыми базальтами. Для Самаркинского террейна характерно наибольшее разнообразие базальтов, как по возрасту, так и по составу. Пермские вулканиты представлены базальтами, сходными с E-MORB и толеитами океанических островов. В триасе к ним добавляются субщелочные базальты Na-серии. Среди юрских вулканитов базальты типа E-MORB распространены незначительно, преобладают субщелочные и щелочные внутриплитные базальты. Они разделяются на две серии – натровую и калиевую. Преобладают базальты натровой серии крупных потоков и покровов среди кремнистых и кремнисто-глинистых отложений. Щелочные калиевые базальты - это преимущественно базальты "островных" вулканических центров, вероятно образовавшиеся на значительном удалении от СОХ. В Киселевском террейне наряду со спрединговыми базальтами появляются плюмовые, близкие E-MORB и толеитам океанических островов. Т.о. в юрско-раннемеловой аккреционной призме обнаружены базальты, сформированные либо в срединно-океанических хребтах, либо близко к нему (P-T) и во внутриплитной обстановке на разном удалении от СОХ (T-J). В аптско-альбской аккреционной призме обнаружены спрединговые базальты и толеиты океанических островов.

Заключение

Вулканиты плиты Изанаги западной Палеопацифики периода P-K_1 представлены базальтами, образовавшимися в разнообразных геодинамических условиях: в СОХ либо вблизи них, над плюмовыми источниками в СОХ и во внутриплитной обстановке на гайотах, океанических островах и поднятиях. Для ранней (P-T) стадии вулканизма плиты Изанаги характерны спрединговые базальты (возможно близкие по составу N-MORB и сходные с E-MORB). Полученные материалы свидетельствуют о вероятном наличии в западной Палеопацифике внутриплитных плюмовых источников начиная с перми и более уверенно фиксируются с триаса. Длительное существование конвергентной границы, на которой была сформирована Самаркинская аккреционная призма, обусловило разнообразие и эволюцию магматических расплавов от спрединговых вплоть до К-щелочных (островных) (J). Вулканиты раннемелового этапа представлены лишь «примитивными» базальтами Киселевского террейна, сформированными близ СОХ. Это может служить подтверждением приближения в этот период, в условиях значительного возрастания скорости движения плит [10], спредингового хребта, разделяющего плиты Изанаги и Тихоокеанскую, к зоне субдукции и последующего полного субдуцирования плиты Изанаги [9].

Литература

1. *Войнова И.П. Зябрев С.В., Приходько В.С.* Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. Т.13, № 6. С.83-96.
2. *Войнова И.П.* Магматические комплексы аккреционной системы как индикаторы характера аккреции (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. Материалы III Косыгинских чтений, г. Хабаровск, 2001. С.181-189.
3. *Войнова И.П., Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К.* Кремнисто-вулканогенный комплекс западной части Самаркинской аккреционной призмы (северный Сихотэ-Алинь). Материалы VI Косыгинских чтений, г. Хабаровск, 2009. С. 6-9.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
5. *Зябрев С.В.* Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна – наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1994.Т.13, № 6. С. 74-82.
6. *Кемкин И.В.* Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
7. *Кириллова Г.Л., Натальин Б.А., Зябрев С.В. и др.* Верхнеюрско-меловые отложения Восточно-Азиатской континентальной окраины вдоль р. Амур. Путеводитель геологической экскурсии. Хабаровск: ДВО РАН, 2002. 72 с.
8. *Маркевич П.В., Зябрев С.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И.* Восточный фланг Киселевско-Маноминского террейна: фрагмент островной дуги в аккреционной призме (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1996. Т.15, № 2. С. 70-98
9. *Ханчук А.И., Кемкин И.В.* Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003, №6. С. 94-108.
10. *Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G.* Relative motions between oceanic plates in the Pacific basin // J. Geophys. Res. 1984, V .89,№ 12, pp. 772-792.

О МЕТАЛЛОГЕНИИ ВНУТРЕННЕЙ И ВНЕШНЕЙ ЗОН ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГОПОЯСА

Волков А.В.[а], Сидоров А.А.[а], Чехов А.Д.[б], Алексеев В.Ю.[а]

[а]*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН Москва. (tma2105@mail.ru)*

[б]*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан (chehov@neisri.ru)*

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) – Au-Ag-пояс мирового значения ничем, кроме изученности, не уступает Балкано-Карпатскому и Андийскому металлогеническим поясам. ОЧВП – это единое постаккреционное образование, наложенное на разнородный ансамбль террейнов.

Внутренняя зона ОЧВП наложена на террейны, аккретированные к палеоокраине мезозойского континента в начале альба. Кони-Мургальская группа террейнов представляла с позднего палеозоя по неоком части островодужной системы и на последнем этапе своего развития превратилась в окраинно-континентальную магматическую дугу.

Чукотский фланг ОЧВП своей внутренней зоной наложен на Амгуэмский флишевый и Эргувеемский офиолитовый террейны, а также на Канчаланский шельфовый с предположительно фундаментом протерозойского возраста. Палеозойско-мезозойские толщи террейнов перекрыты андезитами, андезито-базальтами высокоглиноземистыми базальтами и альб-сеноманского и турон-сантонского возраста.

Металлогения внутренней зоны определяются колчеданными и медно-порфировыми рудноформационными рядами (рис.1). Здесь к настоящему времени выявлены лишь единичные рудные районы с золото-серебряным оруденением.

Внешняя зона ОЧВП наложена на вулканические дуги, структуры террейнов пассивной континентальной окраины, и на кратоны и микрократоны. Граница внешней зоны в значительной мере условна и смыкается (усложняется) поперечными перивулканическими структурами тектоно-магматической активизации, связанной с развитием ОЧВП. Состав вулкано-плутонических комплексов существенно меняется по простиранию внешней зоны и отражает особенности состава ее фундамента.

Металлогения внешней зоны более разнообразна здесь широко развиты полихронные железистокварцитовые ряды (кратонные и микрократонные террейны), сульфидных вкрапленных руд (арсенопиритовых и пиритовых или пирротиновых), а так же монохронные олово-серебро- и золото-порфировые рудноформационные ряды, с которыми также связано большое количество золото-серебряных (в т.ч. существенно серебряных Дукатского типа), полиметаллических, сурьмяных и ртутных месторождений (рис.1). Во внешней зоне находятся практически все известные к настоящему времени золото-сереброносные рудные районы.

Каждый ряд иерархически возглавляется одноименными базовыми формациями (рис.1). Ряды состоят из сравнительно простых рудных формаций (полиметаллических, эпитермальных золото-серебряных в т.ч. существенно серебряных, сурьмяно-ртутных, сурьмяных и ртутных).

Элементы конвергентности (подобия) состава этих рядов обусловлены близкими условиями формирования порфировых и эпитермальных месторождений.

Базовые формации, напротив, демонстрируют генетическое разнообразие оруденения, что подтверждается также близкими отношениями изотопов свинца в рудах различных минеральных типов одного района и разными отношениями этих изотопов в рудах однотипных месторождений разных районов [1].

Металлогеническая роль ОЧВП и связанных с ним зон тектоно-магматической

активизации в пределах окраинноморской литосферы определяющая [2].

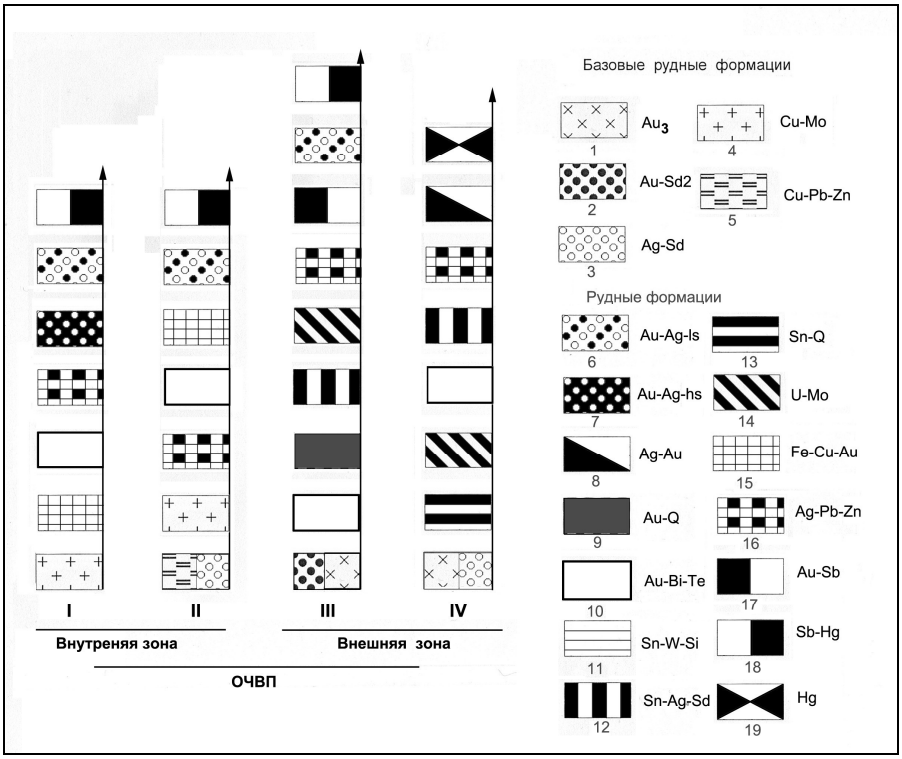


Рис.1. Главные ряды рудных формаций внешней и внутренней зон ОЧВП.
Рудноформационные ряды (I-IV): I – медно-порфировый, II – колчеданно-полиметаллический, III – золото-сульфидный, IV – олово-порфировый.
Базовые рудные формации (1-5): 1 – золото-кварц-сульфидная, 2 – золото-сульфидная (вкрапленная), 3 – серебро-сульфидная (вкрапленная), 4 – медно-полибден-порфировая; 5 – колчеданно-полиметаллическая.
Рудные формации (6-19): 6 – золото-серебряная эпитермальная (серецитовый подтип), 7 – золото-серебряная (алунитовый подтип), 8 – серебряно-золотой подтип, 9 – золото-кварцевая, 10 – золото-редкометальная, 11 – касситерит-силикатная, 12 – касситерит-сульфидная, 13 – касситерит-кварцевая, 14 – уран-молибденовая, 15 – скарновая, 16 – серебро-полиметалли-ческая (жильное куроко), 17 – золото-сурьмяная, 18 – сурьмяно-ртутная, 19 – ртутная.

В колымской ветви внешняя и перивулканические зоны характеризуются в основном акреционно-коллизионным золото-пиритовым рудноформационным рядом, в пределах которого выявлена золото-сульфидная (пирит-арсенопиритовая), золото-кварцевая, порфировые и золото-редкометальная в гранитоидах, а также постаккреционная эпитермальная золото-серебряная и существенно серебряная минерализация.

В чукотской ветви эти же зоны дополнительно характеризуются достаточно распространенными сурьмяными и особенно ртутными (Палянское месторождение) членами рудноформационного ряда; более интенсивна развита золото-сульфидная (тонковкрапленных руд) минерализация (Майское месторождение).

Палеоостроводужная природа внутренней зоны ОЧВП позволяет предполагать широкое развитие в ее пределах колчеданно-полиметаллического ряда рудных формаций (рис.1). Это подтверждает выявление полиметаллических рудопроявлений, предположительно типа Куроко, в центральной части внутренней зоны на полуострове Тайгонос и Тамватнейском районе. На эту возможность указывает также обнаруженные при изучении Кони-Пъягинской группы медно-порфировых месторождений в диоритовых интрузивах ксенолиты измененных базальтов с типичным медно-колчеданным оруденением [3].

Колчеданно-полиметаллический ряд тесно сопряжен с марганцевыми и вольфрамовыми стратиформными залежами, а также с меденосными базальтами, которые представляют, по-видимому, здесь слабо изученные, самостоятельные рудные формации. Рудноформационные ряды колчеданных месторождений обычно полихронны и во многом подобны медно-порфировым рядам рудных формаций. Это жильные полиметаллические, золото-серебряные и ртутные рудные формации (рис. 1).

Ч.Мейер [4] также отмечает элементы подобия в рудно-метасоматической колонке колчеданных и медно-порфировых месторождений. Эти факты указывают на то, что медно-порфировые системы зародились в магматических провинциях, металлогенические характеристики которых аналогичны древним колчеданным вулканогенным провинциям.

Среди месторождений-сателлитов колчеданных залежей распространены как золотые (золото содержащие), так и серебросодержащие.

Характерная особенность этого ряда развитие своеобразного полиметаллического жильного оруденения, типичный пример – месторождения «жильного-куроко» (Тайохо, Япония).

Изучение состава руд эпитермальных месторождений внутренней и внешней зон показало, что их родство объясняется главным образом близповерхностными и прерывисто-нестабильными (открытые гидротермальные системы) условиями минералоотложения. Эти условия определяют, в частности, развитие крупных зон пропилитизации, аргиллизации, кварцитизации, завершающихся хлорит-адуляр-кварцевым жилообразованием с экстенсивным (нередко на уровне акцессориев) отложением сульфидов, селенидов, теллуридов и сульфосолей различных металлов, что рассматривается в качестве важнейших признаков соответствующих месторождений. Вместе с тем, как показал опыт изучения крупнейших месторождений [5], интенсивное оруденение развивается, как правило, унаследованно от металлогенической специализации террейна, на который наложена постаккреционная зона.

Таким образом, во внутренней зоне ОЧВП в отличие от внешней зоны можно ожидать развитие всего многообразия месторождений цветных и благородных металлов присущего как колчеданно-полиметаллическому, так и медно-порфировому рудноформационным рядам (рис.1). Вещественный состав руд колчеданных залежей обычно хорошо коррелирует с минеральными ассоциациями преимущественно жильных месторождений-сателлитов.

Приведенные выше данные показывают, что во внутренней зоне ОЧВП весьма реальны перспективы открытия новых колчеданных месторождений (типа Куроко) и их сателлитов. Эти месторождения входят в число главных мировых источников Cu, Pb, Zn; кроме того, из них добываются попутно значительные количества Au и Ag.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы Президиума РАН №23.

Литература

1. *Сидоров А.А., Волков А.В.* О серебряных гигантах России // Доклады РАН. 2003. Т.390. № 3. С.374–378.
2. *Сидоров А.А., Волков А.В., Чехов А.Д. и др.* О металлогенической роли кратонных террейнов в окраинноморской литосфере (на примере Северо-востока России) // Доклады РАН, 2010.Т.430. № 4. С. 523–527.
3. *Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А. и др.* Закономерности размещения и условия образования Cu-порфировых месторождений Северо-Востока России // Геология рудн. месторождений 2006. Т.48, №6. С. 512–539.
4. *Мейер Ч.* Генезис рудных месторождений. М.: Наука, 1984. С.13–71.
5. *Сидоров А.А., Волков А.В.* Генетическое разнообразие и конвергенция эпитермального Au-Ag-оруденения // Доклады РАН, 2004. Т. 397. № 1. С.72–77.

ОСНОВЫ РАЦИОНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИЗУЧЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ.

Волкова Е.Н., Дюдюк Э.В.

Саратовский Государственный Университет имени Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия
(rector@sgu.ru)

Эффективность комплексирования геофизических методов на различных этапах геологических задач зависит от их пометодного включения.
Опираясь на собственный опыт, коллектив кафедры геофизики Саратовского университета разрабатывает оригинальную технологию комплексирования в рамках ее применения на участках Прикаспийской впадины и сопредельных территорий.

В процессе формирования единой методологии, на основе которой создается рациональная технология выделяются *основные задачи*, которые могут быть наиболее эффективно решены с привлечением информации геопотенциальных методов.

Традиционная задача – задача выявления перспективных участков для постановки сейсморазведочных работ на нефть и газ. Эту задачу целесообразно решать на основе не пометодного структурно-геофизического районирования, а пользуясь картами направленного суммирования (карты комплексного параметра) значений аномалий гравитационного и магнитного поля.

Карты комплексного параметра демонстрирует удачное проявление тектонических элементов Рязано-Саратовского прогиба в контурах выявленных аномалий.

В нефтяной геофизике любая работа с гравимагнитными данными неизбежно связана с решением задачи, которая может быть определена как *задача локализации* объектов поиска, выделения остаточных аномалий и их пространственная привязка к локальным геологическим структурам – источникам малоразмерных и малоамплитудных возмущений Δg и ΔT.

В области известного месторождения Богородского (Жигулевско-Пугачевский свод) демонстрируется успешное применение трансформаций способом Саксова-Нигарда и вычислением традиционных остаточных аномалий, позволяющее сфокусировать внимание геофизиков на кольцеобразной структурной форме цепочки максимальных значений с минимумом.

В рамках Саратовского фрагмента профиля “Оренбург-Маныч” (северо-западная прибортовая зона Прикаспийской впадины) выделяется несколько устойчивых аномалий КП, отражающих тот или иной характер соотношения аномалий Δg и ΔT. Размер, амплитуда и частотная характеристика кривых свидетельствует о том, что наблюдаемое инверсное сочетание Δg_+ - ΔT может быть обусловлено наличием в разрезе карбонатного тела – плотного и немагнитного. Не исключается, что это погребенные подсолевые карбонатные постройки или платформы, сложенные мелководно-морскими известняками, т.е. объекты, подобные Карачаганакскому.

Карта аномалий ΔT в этой задаче просуммирована не с исходным суммарным полем Δg, а с картой $\Delta g_{ред}$ – т.е. из поля Δg исключено (редуцировано) влияние солянокупольного гравиактивного фактора. Тем самым процедура суммирования предварена процедурой локализации – разделением поля, осуществленным путем решения прямой задачи гравиразведки в трехмерном пространстве.

Согласованная сейсмогравиметрическая ФГМ одного из объектов, намеченных максимумом КП решает задачу повышения достоверности выделения нефтегазоперспективных объектов.

Внутриформационная геометризация комплексов модели, их разбиение на отдельные квазивертикальные «блоковые» тела, осуществляется в соответствии с рисунком волнового поля. Процесс формирования согласованной сейсмогравимагнитной ФГМ завершается петромагнитной параметризацией “квазиблоков” и совмещением расчетной кривой ΔТ с наблюденной. Существование предполагаемого карбонатного тела в районе бортового уступа Прикаспийской впадины.

Минимизация затрат комплекса обеспечивается исключением из полевой стадии сейсмо- и электроразведки. В то же время на стадии обработки и интерпретации эти материалы востребованы из фондовых источников.

Практика показала, что наиболее перспективно сочетание прямого (газоадсорбционного) и пограничного (термомагнитного) метода, которые взаимно дополняют и контролируют друг друга. В ходе испытаний установлено, что многие термомагнитные и газовые аномалии формируют кольцевые или полукольцевые структуры над крыльями продуктивных антиклинальных поднятий. Наибольший термомагнитный эффект наблюдается на периферийной части структуры, как бы повторяя контуры нефтегазоносности. Непосредственно над залежами фиксируется термомагнитный миниум.

Перспективные участки выделяют по кольцевым геоэлектрохимическим и термомагнитным аномалиям, и по градиентным зонам изометричных аномалий магнитного поля и локальных максимумов силы тяжести.

Создан комплекс методов прямого прогнозирования нефтегазовых залежей, который отличается широким охватом разносторонней информации, системно выстроенной в единой технологической схеме способов ее получения и обработки.

Комплекс отличается включением методов, позволяющих получать непосредственную информацию о нефтегазоносности, то есть методов, сочетающих косвенные геофизические и прямые геохимические показатели. Таким сочетанием разнородных методов неожиданно достигается и необходимая степень минимизации затрат на производство работ, то есть эти методики не относятся к финансовоемким.

В то же время на стадии обработки и интерпретации можно привлечь из фондовых источников материалы сейсмо- и электроразведки.

Работоспособность комплекса оценивалась на примере разведочных площадей, относящимся к различным регионам России, однако все эти оценки не были достаточными, поскольку ни по одной из площадей не имелось данных в формате полного комплекса. Для выхода на необходимый формат и получения всесторонних оценок потребовалось проведение специальных полевых исследований на натурных моделях.

Предлагаемый подход к решению задачи прямого прогнозирования залежей нефти и газа, исходя из изложенного, структурируется как трехэтапный.

На первом этапе осуществляется районирование территории исследований по особенностям геофизических полей. Без такого районирования, при отсутствии целостного представления о закономерностях распределения геофизических полей и о строении разреза изучаемой территории невозможно добиться надежного решения частных задач, связанных с отдельными объектами.

На втором этапе проводятся полевые наблюдения на выделенных перспективных участках. В полевой комплекс включаются методы грави- и магниторазведки, геоэлектрохимии, газогеохимии, термомагнитометрии. Все перечисленные методы реализуются в авторских технологиях, запатентованных сотрудниками СГУ.

По своей конфигурации термомагнитные аномалии над месторождениями имеют преимущественно

«кольцевой» характер, причем максимумы аномалий коррелируют с зонами повышенной проницаемости (разуплотнения) на крыльях структур.

Для повышения достоверности полученных результатов производится заверка термомагнитных аномалий классическим геохимическим методом определения абсорбированных углеводородных газов из почвенного покрова. Этот метод обеспечивает более высокую информативность данных по сравнению с данными обычной газовой съемки.

С целью прогноза нефтегазоносности геоэлектрохимическим способом изучен ряд месторождений, различающихся по геологическому строению, особенностям формирования и генезиса: Таловское, Жирновское, Михалковское, Алексеевское, приуроченное к западной части Степновского сложного вала, входящего в состав Рязано-Саратовского прогиба, где организован учебный полигон. Кольцевые аномалии просматриваются практически везде.

Все это служит основанием для включения в предлагаемый комплекс полевых работ этих модификаций.

В рамках каждого метода строятся карты распределения зарегистрированных показателей (параметров) нефтегазоносности по исследуемой территории. Выявляемые по этим картам аномальные зоны обнаруживают сходный рисунок распределения аномалий, диагностирующих залежь, что позволяет представлять результаты полевого этапа в виде единого картографического документа, получаемого направленным суммированием всех ранее построенных пометодных карт.

На третьем этапе осуществляется сопоставление и увязка картографических документов и результатов с имеющимися фондовыми геологическими и геофизическими построениями, что дает возможность существенно повысить достоверность прогнозирования углеводородных местоскоплений.

Инновационный потенциал проекта определяется широким охватом разносторонней информации, способов ее получения и обработки, выстроенной в единой технологической схеме.

Принципиально инновационным моментом является также сопряжение в рамках единого комплекса методов косвенного (геофизического) и прямого (геохимического) прогнозирования нефтегазовых залежей, что существенно повышает надежность предсказания. Предложенный комплекс в полной мере отвечает требованиям рациональности, поскольку на наиболее затратной полевой стадии работ использует самые экономичные методики. Немаловажно и то, что такой комплекс отвечает критерию реализуемости в условиях, которые соответствуют возможностям Российской Высшей школы. В настоящее время идет подготовка к апробации комплекса на некоторых разведочных площадях Саратовской области, по степени своей изученности соответствующих статусу полигона. Апробация будет осуществлена в формате полевой учебной практики студентов - геофизиков СГУ.

Литература

1. Рыскин М.И., Волкова Е.Н., Сокулина К.Б., 2009. Геолого – тектоническая интерпретация гравимагнитных данных при отработке региональных геофизических профилей. Известия Саратовского университета. Серия Науки о Земле, Том 9, Вып.2. С. 37 – 45.
2. Рыскин М.И., Сокулина К.Б., Барулин Д.А., 2005. Об эффективности комплексирования сейсмических и гравимагнитных данных при разведке нефтегазоперспективных объектов. Геофизика, №4, С. 14 – 21.
3. Рыскин М.И., Сокулина К.Б., Волкова Е.Н., 2007. Оптимизированная модель комплексной интерпретации геофизических данных в солянокупольных бассейнах. Геофизика, № 6. С. 41-52.
4. Рыскин М.И., Науменко И.И., Витвицкий О.В., 2008. К проблеме разделения потенциальных полей при геофизической разведке солянокупольных бассейнов. Изв. ВУЗов.Сер. Геология и разведка. №2. С.50 – 58.

5. Рациональное комплексирование геофизических и геохимических методов прогноза нефтегазовых залежей,2009/ Рыскин М.И.,Волкова Е.Н., Михеев С.И., Фролов И.Ю., Шигаев В.Ю. Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. №6. С.

МЕЗОЗОЙСКОЕ И КАЙНОЗОЙСКОЕ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЕ В ВОСТОЧНО-АЗИАТСКИХ ОКРАИННЫХ БАССЕЙНАХ (ОПЫТ СРАВНИТЕЛЬНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ)

Волохин Ю.Г.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия (yvolokhin@mail.ru)

Введение

Существуют противоречивые взгляды на механизм образования кремневых формаций складчатых поясов и их значение как индикаторов палеогеографических и тектонических обстановок седиментации. Современные радиоляриевые илы характеризуются более низким содержанием SiO_2, чем палеозойские и мезозойские радиоляриты, что наряду с другими отличиями, не позволяло считать их «гомологами» геосинклинальных радиоляриевых яшм и фтанитов [5]. В ряду океанических формаций В.Е. Хайн выделял только кремнисто-глинистую формацию абиссальных котловин, а кремнистые формации, сложенные хемобиогенными силицитами, считал типичными для геосинклиналей [6]. В последние десятилетия широко распространились представления о пелагических океанических обстановках накопления кремневых толщ складчатых поясов.

Одним из способов расшифровки условий отложения древних кремневых толщ является их подробное сопоставление с кайнозойскими и современными кремнистыми осадками. Автором изучены строение и состав кремневых триасовых и юрских толщ Сихотэ-Алиня, миоцен-четвертичных илов и пород Японского моря, плиоцен-четвертичных – Филиппинского и Охотского морей и проведено сравнение условий и обстановок их отложения.

Сихотэ-Алинский бассейн.

В сихотэ-алинском регионе широко распространены отложения двух крупных кремневых формаций: триасовой и средне(?)-позднеюрской [1]. Каждая из них характеризуется индивидуальными чертами фациального и циклического строения, минералогическими и геохимическими особенностями пород, среди которых основную роль играют радиоляриевые силициты. Триасовая формация представляет макроциклит, толщиной от десятков до 500 - 600 м (рис.1, 2), включающая датированные микрофауной отложения от оленекского яруса по рэтский, включительно. Низы формации сложены глинистыми силицитами и кремневыми аргиллитами, сменяющимися в разрезе плитчатыми кремнями, а его «сердцевина» заключает карбонатные толщи. Для триасовой формации характерна глинисто-кремневая пачка (4-20м, T_1ol_2-T_2an), содержащая углеродистые силициты («фтанитовая пачка»), маркирующая низы формации (рис. 2).

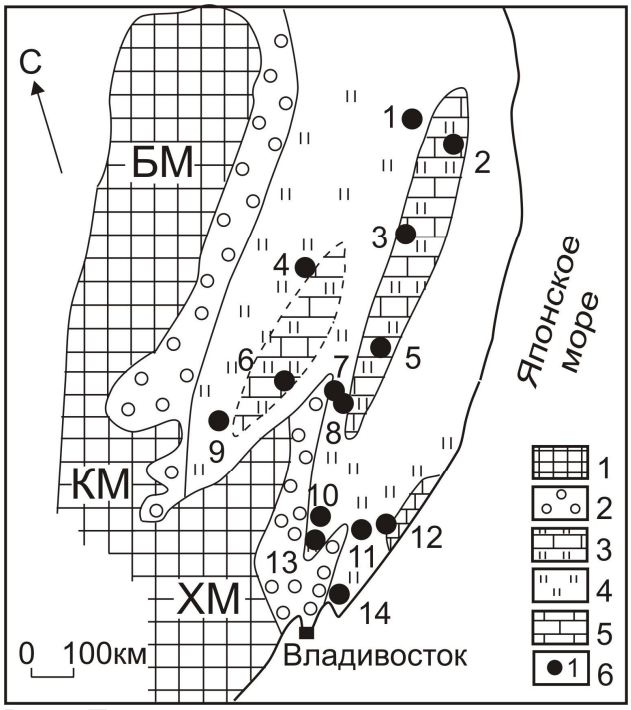


Рис. 1. Площади развития триасовых отложений
1-континентальных элювиальных и областей размыва, 2-терригенных, 3-кремнистых, 4–карбонатно-кремнистых, 5-рифовых известняковых, 6- изученные разрезы.

В позднеюрских кремневых толщах преобладают глинистые кремни и яшмы, которым подчинены прослои кремней. Они содержат маломощные прослои железомарганцевых образований

гидротермальной природы. Встречаются (Нижнее Приамурье) слои известковистых глинистых яшм и кремневых аргиллитов.

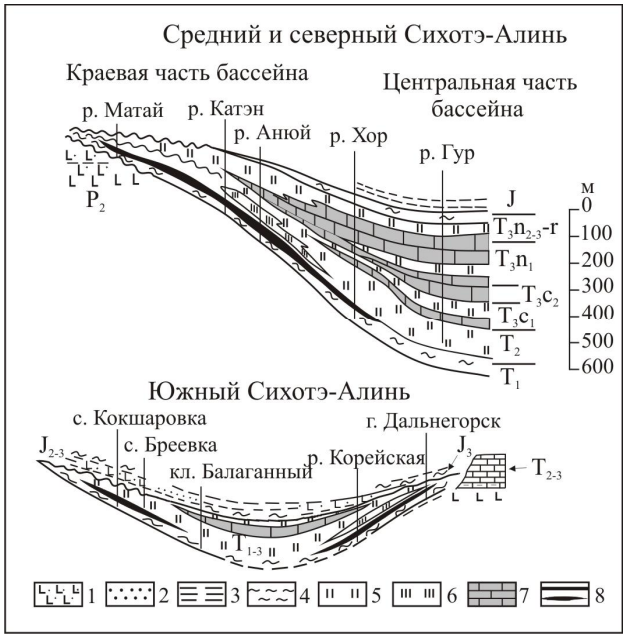


Рис. 2. Модель строения триасовой кремневой формации [1].

1-туфы базальтов, 2- песчаники, 3- алевроаргиллиты, 4- кремнистые аргиллиты и глинистые кремни, 5- кремни, 6- яшмы, 7 – фтаниты, 8 - известняки

Триасовые породы контаминированы сиалическим материалом. В нижних глинисто-кремневых пачках установлены обломочные кварц и калиевые полевые шпаты тонкопесчаной размерности. В глинистой фракции преобладают обломочные иллиты политипа $2M_1$, присутствуют каолинит и метагаллуазит, поступавшие при размыве каолиновых кор выветривания на пермских гранитах и более древних метаморфитах кристаллических массивов, расположенных западнее. Количество же хлорита возрастает в породах разрезов более удаленных от массивов.

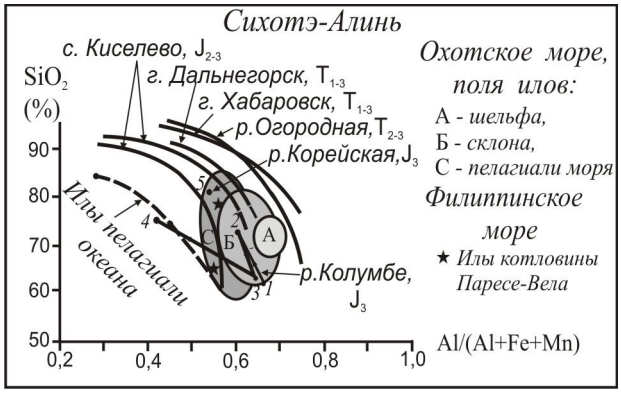


Рис. 3. Тренды изменения средних составов пород в кремневых толщах Сихотэ-Алиня

Средне(?)-позднеюрские силициты содержат в большем количестве продукты предшествовавшего их накоплению бат-

Положение разреза	Возраст толщи	Млн. лет	Абсолютн масса
р. Гур	T_2l	9	1,3-1.7
	T_3car	11,5	1,61
	T_3 nor-r	16,9	1,4-1,5
р. Хор	T_2 an_{2-3}	5,3	2,6-2,8
	T_2l	9	1,8-2,1
	T_3car	11,5	0,23
	T_3 nor-r	12,9	0,38-0,39
р. Анюй (1)	T_2 an_{2-3}	5,3	1,03-0,96
	T_2l	9	0,39-0,43
р. Анюй (2)	T_2l	9	1,1-1,2
р. Огородная	T_2 an_{2-3}	5,3	0,51
	T_2l - T_3 car_1	14,7	0,41-0,44
	T_3car_2 -T_3 nor_3	18,6	0,28-0,30
с. Бреевка	T_2l	9	0,28
	T_3car	11,5	0,52
	T_3 nor-r	16,9	0,33-0,44
г.Дальнегорск	T_1ol_2	2,4	0,65-0,79
	T_2 an	8,0	0,36-0,42
кл. Холодный	T_2 an_3	2,7	1,9-2,6
р. Сашин ключ	J_2 cal-J_3tit	19,2	>0,5
р. Приточная	J_3tit	1,8	3,8-4,6
р. Корейская	J_2 kim-J_3tit	6,9	0,95

Таблица 1. Абсолютные массы накопления SiO_2 св. в сихотэ-алинском бассейне (г/см^2/1000 лет). *Примечание:* интервалы времени рассчитаны по шкале GTS2004 [9].

келловейского базальтового вулканизма. В юрских силицитах повышено содержание хлорита, хлорит-смектита, а каолинит и метагаллуазит практически отсутствуют. Тренды зависимости Al/Al+Fe+Mn от SiO_2 в парагенезах аргиллитов, глинистых силицитов и силицитов кремневых толщ демонстрируют повышенную железистость и марганцовистость юрских толщ, по сравнению с триасовыми (рис. 3).

Абсолютные массы накопления SiO_2 св. в триасовое и юрское время были умеренно-высокими. Они варьировали от 0,23 до 4,6 г/см^2/1000 лет (табл. 1), что укладывается в диапазон абсолютных масс биогенного кремненакопления в современных Охотском и Беринговом морях, и в Японском море, в плиоцен-четвертичное время [3, 4, 7, 8]. Накопление триасовых и позднеюрских кремневых толщ происходило в мегациклы повышения уровня моря [по 10]. В триасе, в котловинах сихотэ-алинского моря кремнистые илы отлагались при умеренно высоком уровне моря, а при максимальном – накапливались планктоногенные карбонаты «сердцевины» триасовой формации (рис. 4). Падение уровня моря проявилось в усилении поступления терригенного материала, в сокращенных мощностях осадков и внутриформационных перерывах в краевых частях формации [1].

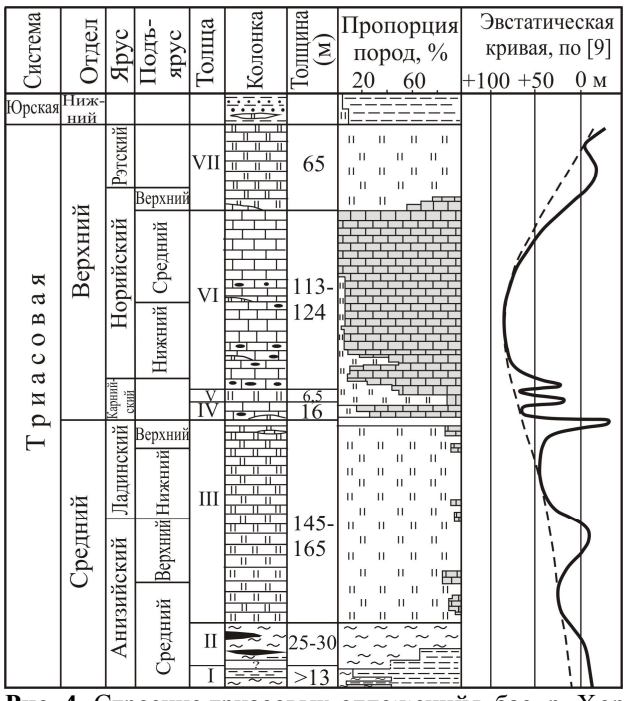


Рис. 4. Строение триасовых отложений в бас. р. Хор (Сихотэ-Алинь) и изменения уровня моря [2].
Условные обозначения пород на рис. 2.

Кремнистые илы и породы Японского моря.

Суммарная мощность миоцен-плиоценовых отложений (диатомовых илов, опок, кремней) вскрытых глубоководным бурением, варьирует от 150 м на хребте Окусири в Японском бассейне до 930 м в троге Кита-Ямато, где большая мощность обусловлена подводным оползанием [14].

Высокая пористость (85-90%) сохраняется в диатомовых илах до зоны перехода опала-А в опал-КТ (~ 300 м ниже поверхности дна) и резко снижается (до 50-30%) ниже этой границы, проходящей в верхнемиоценовых слоях с возрастом 5-8 млн. лет [11]. Переход опала-КТ в кварц происходит на глубинах 325-471 м в осадках с возрастом от 8 до 14 млн. лет.

В осадочном чехле Японского моря распространены слои и пачки углеродистых глинисто-кремневых пород, сравнимые по толщине и содержанию углерода ($C_{орг}$ = 0,5-6%, редко до 8,5%) с породами «фтанитовой пачки» триасовой формации Сихотэ-Алиня. Преобладает ОВ морского происхождения (до 80%) не достигшее полного созревания и стадии нефтеобразования [12]. Глинистая фракция в плиоцен-плейстоценовых кремнистых илах [11, 13] по составу схожа с глинистой примесью в триасовых силицитах Сихотэ-Алиня. По содержанию SiO_2 кремнистые отложения Японского моря более близки к позднеюрским кремневым толщам Сихотэ-Алиня. Абсолютные массы накопления SiO_2 аморф. в позднем плиоцене и раннем плейстоцене составляли 0,6-1,8 г/см^2/1000 лет [8], а SiO_2 св. – от 1 до 3,7 г/см^2/1000 лет, что вполне сравнимо с темпами кремненакопления в сихотэ-алинском бассейне в триасовое и позднеюрское время.

Кремнистые илы Охотского моря

Четвертичные отложения Охотского моря имеют цикличное строение, обусловленное гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря. Кремнистые диатомовые илы отлагались в периоды климатических оптимумов и трансгрессий, а терригенные, содержащие материал ледового разноса, во время оледенений и регрессий. Горизонт кремнистых илов, накопившихся за последние 6-8 тыс. лет, представляет слой, протягивающийся на сотни километров и толщиной 0,3-5м (до 8-10м во впадине ТИНРО).

На профиле, от магаданского шельфа через центральную часть моря к Курильским островам, состав осадков меняется от слабо кремнистых алевритовых глин шельфа к диатомовым илам пелагиали моря (табл. 2). В кремнистых илах преобладает опал-А диатомей; подчиненное значение имеют спикулы губок (2-3%), силикофлагелляты и редкие радиолярии. Объемная влажность (27 -91,6%) и плотность осадков (1,17-1,81 г/см^3) зависит от содержания биогенного опала [3]. В глинистой фракции илов преобладают иллит и смешанослойный иллит-смектит (в сумме 60-80%) [3]. Каолинитом обогащены осадки южной периферической части бассейна. Большинство минералов (иллит, иллит-смектит, каолинит и хлорит) – терригенные, принесенные реками и разнесеные течениями, а иллит-вермикулит, смектиты поступали, в основном, при подводном размыве древних пород и осадков [3].

Таблица 2. SiO_2 и Al_2O_3 в илах Охотского и Филиппинского морей и толщах Сихотэ-Алиня.

Место, глубина, *м*	SiO_2	Al_2O_3	П.п.п	SiO_2св.
Охотское море, поверхностный слой осадков (Q_4)				
Шельф, ст. 89211, *140м*	68,79 (72,85)	10,39 (11,00)	9,50 (4,18)	43,8 (46,4)
Низ склона, ст. LV27-2, *1305м*	74,56 (80,29)	6,44 (6,94)	9,55 (2,64)	59,1 (63,6)
Пелагиаль, ст. 934, *2190 м*	76,66 (83,87)	4,72 (5,16)	10,35 (1,96)	65,3 (71,4)
Филиппинское моря, вп. Айпод, , ст. 3В5 (N_2^2-Q_3),7200 м				
Интервал 52-258 см	78,60 (80,67)	6,95 (7,13)	5,20 (2,71)	61,9 (63,5)
Интервал 108-112см	85,04 (88,97)	2,61 (2,73)	5,39 (1,04)	78,8 (82,43)
Южный Сихотэ-Алинь (J_3 km-t)				
р.Приточная	74,41	7,71	3,70	55,9
р.Корейская	81,56	6,70	2,47	65,6
низы триасовой кремневой формации				
р.Уссури, T_2 an_2	69,28	12,18	4,59	39,1
р.Рудная, T_1ol_2	78,92	9,59	2,67	55,9

Примечание: в скобках – состав пород моделируемых от илов.

При превращении кремнистых илов в породы происходит изменение химического состава, связанное с потерей летучих. Отношение п.п.п./Al_2O_3 в глинистых силицитах Сихотэ-Алиня (в среднем, 0,38) принято при расчете моделируемого от состава илов химического состава пород. Сравнение с моделируемым составом показывает близость кремнистых осадков Охотского моря по содержанию кремнезема к позднеюрским толщам и нижним пачкам триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня (табл. 2). Абсолютные массы SiO_2 ам. варьируют от 0,05 до 5,7, а SiO_2 св. от 0,53 до 11,6 г/см^2/1000 лет [3]. Максимальные значения характерны для депрессий и подножий склонов, а минимальные – для подводных поднятий и бровок склонов.

Голоценовый кремнистый горизонт, после диагенеза осадков и катагенеза, сформирует пласт глинистых кремней и кремневых аргиллитов, толщиной от первых см до 0,5 м (максимально, 1 м). При уменьшении поставки в бассейн алеврито-глинистой взвеси в 2,1 раза, в пелагиали моря накапливались бы илы, способные образовать кремни с содержанием SiO_2, равным его содержанию в верхнетриасовых кремневых толщах Сихотэ-Алиня. Уменьшение поставки терригенного материала в 3,7 - 5 раз позволило бы накопление таких илов даже на шельфе.

Кремнистые илы Филиппинского моря

Обстановки накопления диатомовых илов Филиппинского моря близки к типичным океаническим. Кремнистые илы отлагались под зоной экваториальной (5°-21° с.ш.) дивергенции. В котловине Паресе-Вела они не образуют непрерывного горизонта в осадочном чехле абиссальной равнины, а локализуются в небольших ромбовидных депрессиях, глубиной до 7,2 км, где формируют тела, протяженностью 20-25 км и толщиной до первых метров [15].

Плотность илов во влажном состоянии – 1,14-1,17 г/см^3. Несмотря на значительный возраст (до 2 млн. лет) илы не несут признаков уплотнения и диагенетического окремнения. Их накопление на дне глубоких впадин связано со стеканием маловязких киселеподобных илов со склонов, либо с заносом легких створок диатомей вихревыми течениями. Оба эти механизма предполагают сбор биогенного опала с площади большей, чем площади их захоронения.

В илах присутствует алевритовая примесь серпентина, актинолита, пренита, эпидота и других метаморфических

минералов. В глинистой фракции преобладают феррисмектит (b=9,04-9,05Å) и диоктаэдрический иллит, присутствуют хлорит (8–15%), микроглобулярный глауконит и незначительное количество каолинита (0-4%) [15]. В силикатной примеси в диатомовых илах существенную роль играл материал, поступавший при подводном размыве миоценовых глин и пород офиолитового фундамента обнажающихся на бортах впадин. На графике зависимости SiO_2 от Al/(Al+Fe+Mn) точки средних составов илов котловины Паресе-Вела находится в поле пелагических илов Охотского моря (рис. 3).

Абсолютные массы накопления биогенного SiO_2 составляют 0,10 г/см^2/1000 лет, а силикатной (в основном, глинистой) примеси – 0,05 г/см^2/1000 лет [15]. Скорости накопления эвпелагических глин на соседствующей абиссальной равнине были в 10 раз большими (0,5 г/см^2/1000 лет). Подводные барьеры, окружающие впадины, препятствовали заносу в них глинистых частиц глубинными течениями.

Кремнистые илы в рифтогенных впадинах котловины Паресе-Вела способны преобразоваться в пласт глинистых кремней (до 20 см), с тонкими (3 мм) прослоями кремней (табл. 2, интервал 108-112 см). Геохимические характеристики илов сближают их с ордовикскими силицитами Корякского нагорья, юрскими силицитами киселевского комплекса Нижнего Приамурья, что допускает некоторое сходство обстановок осадконакопления [1].

Заключение.

Кремневые мезозойские формации Сихотэ-Алиня и миоцен-плиоценовые отложения Японского моря сопоставимы по мощности силицитовых толщ (сотни метров), временному диапазону накопления (десятки млн. лет) и абсолютным массам кремненакопления. Последние были умеренно высокими, характерными для бассейнов находящихся в зоне муссонного климата, определялись биологической продуктивностью вод и топографией дна в бассейнах и не зависели от типа кремний-экстрагирующих организмов (радиолярии, диатомеи). Минеральный и химический составы триасовых кремневых образований свидетельствуют об их большей контаминированности материалом континентальной коры, по сравнению с позднеюрскими, на состав которых оказал влияние предшествовавший базальтовый вулканизм. В Охотском море, в настоящее время накапливаются илы близкие по содержанию SiO_2 и большинства породообразующих окислов к оленекско-анизийским и позднеюрским кремневым отложениям сихотэ-алинского моря. Выравнивание суши и подъем уровня моря в ладинско-позднетриасовое время снизили (до 5 раз) поступление в сихотэ-алинский бассейн терригенной взвеси и обусловило высокие содержания SiO_2 св. (85-94%) в толщах этого возраста.

Литература

1. *Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И.* Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
2. *Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И.* Триасовая кремневая формация в бассейне р. Хор // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. №5. С. 100-110.
3. *Волохин Ю.Г., Астахов А.С., Ващенкова Н.Г.* Голоценовое кремненакопление в Охотском море // Литол. и полезн. ископаемые, 2004. №3. С. 304-326.
4. *Лисицын А.П.* Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.
5. *Хворова И.В.* Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого.(Тр. ГИН АН СССР, вып. 196). М.:Наука, 1968. С. 9-136.
6. *Хаин В.Е.* Осадочные формации (геогенерации) // Справочник по литологии. М.: Недра, 1983. С. 432-447.
7. *DeMaster D.J.* The supply and accumulation of silica in the marine environment // Geochim. Cosmochim. Acta, 1981. V.45. No.10. 1715-1732.
8. *Dunbar R.B., De Menocal P.B., Burckle L.* Late Pliocene-Quaternary biosiliceous sedimentation at Site 798, Japan Sea // Proc. ODP, Sci. Results. College Station,TX. 1992. V.127/128. Pp. 439-455.

9. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al.* A new geological time scale with special reference to Precambrian and Neogene // Episodes, 2004. V.27. No. 2. Pp. 83-100.
10. *Haq B.U., Hardebol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating Sea Levels since the Triassic // Science, 1987. V. 235. Pp. 1156-1167.
11. *Nobes D.C. Murray R.W., Kuramoto S.* et al. Impact of silica diagenesis on physical property variation // Proc. ODP, Sci.Results. College Station, TX, 1992a. V. 127/128, Pp. 3- 31.
12. *Stein R., Stax R.* Late Cenozoic changes in flux rates and composition of organic carbon at Sites 798 and 799 (Sea of Japan) // Proc. ODP, Sci. Results. College Station,TX. 1992. V.127/128. Pp. 423-437.
13. *Tada R., Iijima A.* Lithostratigraphy and compositional variation of Neogen hemipelagic sediments in Japan Sea // Proc. ODP, Sci. Results. College Stat., TX. 1992. V.127/128, Pp.1229-1260.
14. *Tamaki K., Pisciotto K., Allan J. et al.* Background, objectives and principal results, ODP Leg 127, Japan Sea // Proc. ODP, Init. Repts, College Station, TX. 1990. V. 127. Pp. 5-31.
15. *Volokhin Y.G., Popova I.M.* Siliceous sediments of the Philippine Sea // Geology and Geophysics of the Phillippine Sea (*Eds.*H. Tokuyama et al.). Tokyo: TERRAPUB, 1995. Pp. 181-201.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

Г

Содержание:

Гаврилов А.А.
МОРФОТЕКТОНИКА ЯПОНСКИХ ОСТРОВОВ 400

Гаврилов А.А.
ТИБЕТСКО - ГИМАЛАЙСКИЙ МЕГАСВОДКАК СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНОГОТИПА 405

Гарецкий Р.Г, Нагорный М. А.
ЭВОЛЮЦИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПОЗДНЕМ РИФЕЕ И ВЕНДЕ 410

Генералова Л.В.
ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАГЕНИИМЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ СКИБОВОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙЗОНЫ (УКРАИНСКИЕКАРПАТЫ) 416

Гераськин А.И., Панкратов О.В., Яковлев А.Г.
ОБРАБОТКА СИГНАЛОВ В НИЗКОЧАСТОТНОЙЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИС ИСКУСТВЕННЫМ ИСТОЧНИКОМ ТОКА 420

Гибшер А А., Мальковец В.Г., Гибшер А.С.
ОРДОВИКСКАЯ МАНТИЯ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ 424

Гиоргобиани Т.В.
ЭТАПЫ И МЕХАНИЗМЫ АЛЬПИЙСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА 429

ГладкочубД.П, Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В.
ПРОБЛЕМА ТРАНСПРОТЕРОЗОЙСКОГОСУПЕРКОНТИНЕНТА: ДОКАЗАТЕЛЬСТВАПО СИБИРСКОМУ КРАТОНУ 435

ГлуховскийМ.З.
ВНУТРИПЛАНЕТНЫЕ И ВНЕПЛАНЕТНЫЕ ФАКТОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ РАННЕЙ ЗЕМЛИ 437

Гоголев М.А., Светов С.А.
МАФИЧЕСКИЕ КСЕНОЛИТЫ В МЕЗОАРХЕЙСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ АНДЕЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙКАРЕЛИИ 442

ГолозубовВ.В., Касаткин С.А.
ОСОБЕННОСТИ ДИСЛОКАЦИЙ МЕЛОВЫХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГОТЕРРЕЙНА 445

Голубева Ю.Ю., Каргин А.В.
ГЕОХИМИЯ КИМБЕРЛИТОВ АЛАКИТ-ОЛЕНЕКСКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙЗОНЫ (ЯКУТИЯ) 450

Гончаров М.А.
В.Е. ХАИН И ПРОБЛЕМА СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНОЙЦИКЛИЧНОСТИ 456

Гончаров М.А., Разницин Ю.Н., Баркин Ю.В.
ОСОБЕННОСТИ ДЕФОРМАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙИ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО СЕВЕРНОГО ДРЕЙФА ЯДРА ЗЕМЛИ 461

ГорбуноваЭ.М., Иванченко Г.Н., Макаров В.И., Щукин Ю.К.
МОНИТОРИНГ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙОБСТАНОВКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙЧАСТИ РУССКОЙ ПЛИТЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГОЗОНДИРОВАНИЯ 467

ГордиенкоВ.В., ГордиенкоИ.В., Логвинов И.М., Тарасов В.Н.
СОВРЕМЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ 472

Городецкая М.Д.
МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕННАНТИТА И ТЕТРАЭДРИТАВ ЗОЛОТЫХ РУДАХ ДАРАСУНСКОГОВУЛКАНОГЕННО- ПЛУТОНОГЕННОГОМЕСТОРОЖДЕНИЯ, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ 477

Горожанин В.М.
ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ ЮГО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 480

Горожанина Е.Н.
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТИПЫ И МОДЕЛИ БАССЕЙНОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПАЛЕОЗОЕ ЮЖНОГО УРАЛА И ПРИУРАЛЬЯ 485

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележик В.А., Константинова Г.В., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л.
ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ИМАНДРА-ВАРЗУГСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПРОЕКТА FAR-DEEP 490

Гранник В.М.
ХОККАЙДО-САХАЛИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ 494

Гранник В.М.
ТЕКТОНИКА ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА 499

Грановский А.Г., Зеленщиков Г.В.
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ РУССКОЙ ПЛИТЫ (ТЕРРИТОРИЯ РОСТОВСКОЙ ОБЛАСТИ) 504

Громов П.А., Проскурин Г.Ю.
ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ МЕТАСОМАТИТОВ ВИНЧИНСКОЙ СТРУКТУРЫ (СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС, БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ) 510

Грохотов Е.И., Крыкова Т.Н., Мартынов Э.А., Родина Т.В.
ХАРАКТЕРИСТИКА СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ НА ОСНОВЕ ТРЕХМЕРНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ 515

Губин В.Н.
НОВЕЙШАЯ АКТИВИЗАЦИЯ РАЗЛОМОВ БЕЛОРУССКОЙ АНТЕКЛИЗЫ 521

Гужиков А.Ю.
О ВЗАИМОСВЯЗИ ГЕОМАГНИТНЫХ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В МЕЛОВОМ СУПЕРХРОНЕ НОРМАЛЬНОЙ ПОЛЯРНОСТИ (БАРРЕМ – КАМПАН) 527

Гурский Ю.Н.
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛИТОГИДРОСФЕРЫ ВО ВНУТРЕННИХ МОРЯХ 533

Гурский Ю.Н.
ИЗМЕНЕНИЕ ФОРМ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ НА БАРЬЕРЕ РЕКА - МОРЕ ПОД ВЛИЯНИЕМ ПРОЦЕССОВ В СИСТЕМЕ ВОДА - ОСАДОК НА НИЖНЕМ ЭТАЖЕ МАРГИНАЛЬНОГО ФИЛЬТРА 538

Гусев Г.С., Межеловский Н.В., Гущин А.В., Килипко В.А., Сироткина О.Н.
УРАЛ: ПАЛЕОТЕКТОНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ 543

МОРФОТЕКТОНИКА ЯПОНСКИХ ОСТРОВОВ

Гаврилов А.А

Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия (gavrilov@poi.dvo.ru)

В последние годы при анализе тектонического строения и развития Японских островов и Япономорского региона доминирует плейтектонический подход с широким использованием коллизионно-аккреционных, террейновых моделей тектогенеза [3, 7, 8, 9 и др.]. В тоже время, комплексное геолого-геоморфологическое изучение эндогенного рельефа островов показало, что известные плейтектонические модели не могут объяснить ни распределения высот, ни пространственную организацию орографических элементов, ни особенностей формирования и развития орогенного морфоструктурного плана региона. Очевидно, что тектоническую основу рельефа Японских остров образует не хаотическое скопление блоков и пластин горных пород - террейнов, а совершенно другие типы дислокаций.

Существующий опыт морфотектонических исследований континентальных областей Востока Азии свидетельствует о том, что наиболее адекватно строение и развитие горного рельефа региона отражают модели очагового тектоморфогенеза [1, 4, 6 и др.]. Увеличенные мощности земной коры под орогенными сооружениями («корни гор»), их линейно-узловое (с элементами трансляционной симметрии) строение, корреляция полей максимальных высот рельефа с ареалами гранитоидов, вулканитов кислого и среднего состава, радиально-концентрический рисунок орографических элементов и другие данные указывают на определяющую роль в реализации процессов горообразования глубинных инъективных дислокаций и магматических центров, образующих с региональными и трансрегиональными разломами единые геодинамические системы. В Японии традиционно уделялось большое внимание изучению и классификации локальных магматических структур (работы Н. Ямады, В Накаи, Е. Куботы и других исследователей), однако роль более крупных очаговых систем ранга тектоно-магматических поднятий и сводов, сопряженных с орогенным гранитоидным магматизмом, практически не анализировалась.

На островах установлено 5 основных этапов гранитоидного магматизма (кембрий-силур, карбон, пермь, ранняя юра и ранний мел – плиоцен), каждый из которых сопряжен с эпохой горообразования и конструктивного тектогенеза. Средняя продолжительность этапов гранитизации – 40-50 млн. лет, однако в раннем палеозое и диапазоне мел-плиоцен она составила (с перерывами) около 100 млн. лет [2]. Значительные масштабы позднекайнозойского (N_1 – Q) основного вулканизма обусловили погребение некоторых гранитоидных массивов под покровами эффузивов, что не позволяет в полной мере оценить площади ареалов меловых и более древних, палеозойских гранитоидов архипелага. Проведенные исследования показывают, что основные орогенные сводово-блоковые и тектоно-магматические поднятия Японских островов, также как в пределах континентальной части Япономорского региона (Сихотэ-Алинь), пространственно связаны с областями мел-палеогенового гранитообразования. Имеющиеся геоморфологические, геологические, геофизические и палеогеографические данные позволяют уверенно реконструировать здесь в различной степени разрушенные или трансформированные в позднем кайнозое очаговые морфоструктуры регионального ранга, включающие, соответственно, основные горные массивы и центры гранитоидного магматизма островов Хонсю, Кюсю и Сикоку (рис.). Реконструируемый свод Тюгоку (радиус - R – 400 км) представлен лишь северо-западным

диаметральным блоком, поскольку его юго-восточная половина опущена ниже уровня моря и в значительной мере переработана процессами базификации и деструктивного тектогенеза.

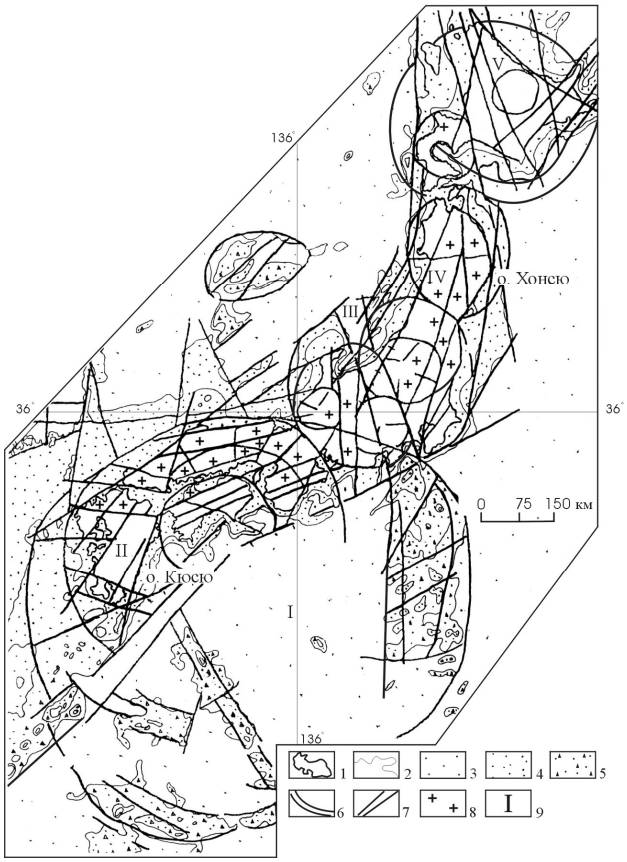


Рис. Схема реконструируемых сводово-блоковых поднятий Японских островов.

1 - контуры островной и континентальной суши; 2 - изобаты 200 и 1000 м; 3-5 - акватории с различными глубинами: 3 – более 1000 м, 4 – 200 -1000 м; 5 – шельф, глубины менее 200 м; 6-7 – системы разломов, выделяемых по совокупности геолого-геоморфологических признаков: 6 - дуговые и кольцевые, 7 – прямолинейные; 8 – ареалы гранитоидов различного возраста; 9 – названия основных реконструируемых сводово-блоковых поднятий: I – Нампо, II – Тюгоку, III - Хида-Абукума, IV - Оу-Китакама, V – Хоккайдо

Он состоит из трех основных сегментарных блоков, один из которых (западный) соотносится с островом Кюсю, другой – северный - с юго-западной частью о. Хонсю (хребет Тюгоку) и третий, центральный - с островом Сикоку. Наиболее широко процессы орогенеза и мел-палеогенового гранитообразования проявились в пределах северного сегмента свода, в юго-западном Хонсю, где идентифицируется большое количество магматических ОМ позднемелового и палеоценового возраста.

В северном сегменте свода Тюгоку существуют несколько гетерохронных цепей интрузивно-купольных и вулкано-плутонических поднятий. По берегам Внутреннего моря, ближе к ядру свода проявлены, преимущественно, крупные (R – 30-35 км), очаговые постройки позднемелового возраста, в строении которых принимают участие вулканические и комагматичные им плутонические комплексы кислого состава. Их ареалы группируются в полосу, меняющую свое простирание от северо-восточного в западном сегменте до северо-западного на востоке, образуя своеобразную дугу, облекающую о. Сикоку. Севернее расположен ряд ОМ (R до 25 км), связанных с палеоценовым этапом гранитоидного магматизма. Две отдельные цепочки северо-восточной ориентировки относительно небольших по размерам очаговых структур образуют интрузивные тела эоценового и олигоценового возраста. Протяженность одной из них приближается к 300 км, другой – составляет около 170 км. В центральной части хребта Тюгоку (г. Дайсен) особняком выделяется тектоно-магматическое поднятие радиусом 60 км, объединяющее ареалы гранитоидов хронологического интервала поздний мел-олигоцен. Омоложение цепей магматических центров от центра к периферии отражает присутствие элементов радиально-концентрической зональности свода Тюгоку, являющейся общим свойством ОМ различного ранга. Помимо очаговых структур, связанных с интрузивным магматизмом, здесь выделяется большое количество вулкано-тектонических депрессий и кальдер, выполненных мощными толщами позднемеловых игнимбритов и туфов среднего и кислого состава. При крупномасштабных построениях идентифицируются моногенные вулканы, экструзивы, некки, жерловины, флюидно-эксплозивные воронки и другие локальные

формы, характерные для окраинно-континентальных вулкано-плутонических поясов и внутриконтинентальных областей тектоно-магматической активизации.

Структурное единство о-вов Хонсю и Кюсю как элементов палеосвода подчеркивается также дуговой формой пояса метаморфических пород Самгун. На фоне многочисленных мелко- и среднемасштабных вулканогенных ОМ этой островной территории выделяются несколько крупных полигенных и гетерохронных вулкано-тектонических депрессий, радиусы которых варьируют от 30 до 50 км. Они занимают центральные и южные районы Кюсю и соотносятся с крупными плейстоцен-голоценовыми вулканическими центрами. Большинство вулканических построек позднекайнозойского рифтогенного этапа тектогенеза – щитовые сооружения, но встречаются и стратовулканы, сложенные пирокластическим материалом андезито-базальтового состава.

Низкая плотность на о. Сикоку очаговых формирований указывает на амагматический характер развития центральных частей свода Тюгоку, что определяется сателлитным типом его инфраструктуры. В этом случае основные магматические каналы контролируются коническими разломами внешних концентров кольцевой постройки. Радиально-концентрическое размещение водораздельных линий хребтов, сегментарных блоков, цепочек интрузивно-купольных структур позднемелового, палеогенового и миоценового возраста, наличие дуговой системы приразломных впадин, грабенов Внутреннего Японского моря и проливов Бунго и Кии, многочисленных радиальных и крупной зоны диаметральных разломов подчеркивают принадлежность свода Тюгоку к региональным КС орогенного этапа развития Японского архипелага.

Проведенные морфотектонические реконструкции показывают, что свод Тюгоку, возможно, представляет собой элемент более крупной кольцевой структуры **Нампо** (R - 600-650 км), почти полностью разрушенной и погруженной ниже уровня моря. Фиксируемый радиально-концентрический рисунок поднятий, хребтов северной части Филиппинского моря, имеющие данные о геологическом строении дна акваторий (включая материалы глубоководного бурения) и островов Кюсю, Хонсю, а также палеогеографические реконструкции позволяют интерпретировать данную мегаструктуру как реликт мел-палеогенового сводово-блокового поднятия. В настоящее время его основные фрагменты сохранились лишь в северных сегментарных блоках. Хотя формирование подводных горных хребтов обусловлено преимущественно процессами позднекайнозойского базитового магматизма, предполагается, что в основании базальтовых покровов и вулканических форм лежат структурные и вещественные комплексы разрушенного свода. Консервативность и преемственность развития структурного плана деструктивного этапа тектогенеза от предшествующего орогенного этапа обусловлены, прежде всего, существованием каркасных глубинных систем разломов, активизация которых определила унаследованный рисунок размещения кайнозойских магматических каналов и центров.

В центральной и северной частях о. Хонсю выделяются, соответственно, своды Хида-Абукума и Оу-Китакама. Каждый из них характеризуется высокой концентрацией гранитоидов мелового возраста, широким развитием сателлитных интрузивно-купольных структур, наличием крупных диаметральных и радиальных разломов, определяющих общее секторально-блоковое и асимметричное строение этих поднятий. Именно эти крупные орогенные поднятия служат тектонической основой рельефа, определяя радиальный рисунок гидросети и линий водоразделов, общую зональность высот рельефа. В отличие от центральных районов о. Хонсю в пределах свода Оу-Китакама (R -140-170 км), доминируют массивы раннемеловых гранитоидов, ареалы

позднемеловых магматитов практически отсутствуют. Небольшое участие в строении ядерных частей сводового поднятия принимают также мелкие массивы плиоценовых гранитов, образующие локальные купольные структуры. В целом, для него характерен ядерно-сателлитный тип инфраструктуры очаговой системы. Крупное тектоно-магматическое поднятие (R -50 км) с интрузивами раннемеловых гранитоидов по периферии, расположенное в центре свода, обрамлено дуговой полосой вулканических и плутонических КС разного размера и возраста. Расположенный на востоке субмериодиональный (ориентировка - 340-350°) пояс раннемеловых интрузивных куполов ограничен разломами внешнего концентра этого сводового поднятия. Серию аналогичных по времени образования интрузивно купольных структур, установленных на юго-западе острова Хоккайдо, можно рассматривать как северное продолжение этого пояса, имеющего, видимо, дискретное строение. Для всех рассматриваемых сводов о. Хонсю характерно присутствие и более древних, силурийских, каменноугольных, пермских гранитоидов. Отмечается также наличие блоков метаморфических пород, относимых к комплексам складчатого основания (Нисидохира в зоне Абукума, Комори в зоне Майдзуру и др.). Все это указывает на длительное, во многом унаследованное воздымание и значительный денудационный срез рассматриваемых положительных элементов регионального морфоструктурного плана.

Основанием для выделения свода **Хоккайдо** (R - 250 км) служит ряд признаков: наличие интрузивных массивов раннемеловых гранитоидов в его юго-западном секторе, возрастание высот от периферии к центральной части, где выделяется крупное вулкано-тектоническое поднятие с г. Асахи (2290 м), общий радиальный рисунок водоразделов и гидросети, развитие мощной диаметральной системы разрывных нарушений, которая соотносится с субмеридиональной шовной зоной Хидаки. Присутствие в ее пределах тел ультрабазитов раннепалеозойского возраста, крупных будин, линз меловых метаморфитов и интрузивов миоценовых гранитоидов позволяет рассматривать эту зону как длительно развивающуюся структуру, расположенную на границе двух геоблоков. Выклинивание зоны по направлению к периферийным частям свода свидетельствует о том, что на орогенном этапе она развивалась как присводовый осевой рифт (по аналогии со строением зоны Медиана в ядре палеосвода Тюгоку). Основные разломы в ее пределах имеют сдвиговую природу, но чередование режимов сжатия растяжения обусловили проявление здесь и более сложных типов дислокаций: сдвиго-раздвигов, сбросов, взбросов со сдвиговой составляющей [Геологическая карта.., 1992]. Рассматриваемая система разрывов продолжается на север и соединяется с каркасными глубинными разломами современного рифтового грабена Татарского пролива. Полигональный в плане контур о. Хоккайдо свидетельствует о значительной перестройке первично изометричного орогенного свода в позднем кайнозое. Это определяется его положением на стыке с активно развивающимися структурами о. Сахалина и Курило-Камчатской островной дуги, относительно ограниченным проявлением мелового гранитоидного магматизма и, соответственно, меньшей консолидацией и устойчивостью к процессам базификации. Типичные КС позднекайнозойского этапа магматизма - крупные вулкано-тектонические депрессии (R - 35 км), которые расположены на юго-западе, в центре и северо-востоке острова. Время их активного формирования - плиоцен и плейстоцен-голоцен. Многие локальные вулканические центры образуют линейные тектоно-магматические системы, сопряженные в своем развитии с магмоконтролирующими разломами. Одна из цепочек северо-восточного простирания протяженностью 70 км с группами плейстоценовых вулканических КС расположена в центре свода, другая, длиной более 150 км, трассируется с мыса Сиретоко

в юго-западном направлении, представляя собой продолжение Больше-Курильского ряда магматических центров. Более мелкие очаговые структуры определяют все многообразие вулканических форм рельефа, типичных для областей современного вулканизма.

Дешифрирование мелкомасштабных КС показывает, что выделяемые крупные линеаменты протягиваются с одного острова на другой и на континент без существенных смещений. Такими же сквозными, реперными структурами являются метаморфические пояса о. Сикоку, небольшие фрагменты которых прослеживаются в пределах островов Кюсю и Хоккайдо, а также пояс раннемеловой гранитных массивов восточной части о. Хонсю, протягивающийся на север до о. Хоккайдо, и некоторые другие структурные элементы. Это можно объяснить лишь на основе общей устойчивости и консолидированности фундамента островов Японской дуги, которая развивалась как единая геодинамическая система уже с раннего палеозоя. Неоднократное чередование в ее пределах проявлений конструктивного и деструктивного тектогенеза, кислого и основного магматизма свидетельствует о том, что она функционировала в условиях колебательного геодинамического режима.

Таким образом, по аналогии с горными сооружениями (Сихотэ-Алинь и др.) прилегающего континента морфотектоническую основу Японских островов составляет не хаотический коллаж террейнов, а унаследовано развивающийся консолидированный ряд мел-палеогеновых орогенных поднятий центрального типа, частично трансформированных в позднем кайнозое в результате инверсии тектонического режима. На локальном уровне большее значение имеют молодые, наложенные магматические и дизъюнктивные морфоструктуры, сформированные в условиях значительной дифференциации тектонических движений

Литература

1. Гаврилов А.А. Проблемы морфоструктурно-металлогенического анализа. Владивосток: Дальнаука, 1993. Ч. 1, 2. 321 с.
2. Геологическая карта Японии .1992. М : 1000 000.
3. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 257 с.
4. Середин В. В. Сводово-глыбовые структуры Тихоокеанского орогенного пояса. М: Недра, 1987. 181 с.
5. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа. (Объяснит. зап. к карте морфоструктур центрального типа).
6. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 110 с.
7. Томсон И. Н., Кочнева Н. Т., Кравцов В. С. и др. Металлогения скрытых линеаментов и концентрических структур. М.: Недра, 1984. 272 с
8. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России.// Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток. Дальнаука, 2000. С. 5-34.
9. Nishimura Y. Geotectonic subdivision and areal extent of the Sangun belt, inner zone of Southwest Japan // J. Metamorph. Geol. 1998. N. 16. P. 129-140.
10. Suzuki H., Itaya T. Accretionary complexes of the Kuro-segava , Northern Chichibu and Sanbagava belts in the Kamikatsu Town area, Shikoku, Southwest Japan //J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. P.585-599.

ТИБЕТСКО - ГИМАЛАЙСКИЙ МЕГАСВОД КАК СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

Гаврилов А.А.

Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия
(gavrilov@poi.dvo.ru)

Тибет и Гималаи образуют единое величайшее горное сооружение Земли. По некоторым подсчетам (A. Cailleux) оно составляет более 70 % объема гор всех континентов нашей планеты. Геолого-геоморфологическая аномалия такого масштаба не может не вызывать пристальный интерес многих специалистов. Более того, именно Тибет - Гималайский регион, включающий также другие высокогорные системы Азии (Гиндукущ, Памир и др.) служит своеобразным полигоном или «пробным камнем», на котором проверяются и оттачиваются различные тектонические гипотезы, модели и построения.

Наиболее рекламируемой в настоящее время является коллизионная модель формирования Гималаев в результате столкновения древней Индийской платформы и Евразии [10, 12 и мн. др.]. При этом постулируется поддвиг Индостанского субконтинента с реализацией аккреционно-коллизионных процессов, утолщением континентальной коры и формированием систем фронтальных горных хребтов по аналогии с горными сооружениями над зонами субдукции на западных окраинах Северной и Южной Америк. Считается, что в результате эти процессов Тибет-Гималайское звено Средиземноморского пояса смещено на север относительно горных систем Ирана и Индокитая на расстояние до 1000 км, а зона геодинамического влияния Индийской плиты простирается вплоть до южных окраин Сибирской платформы.

На основе данных об Индоокеанско-Азиатской планетарной отрицательной аномалии геоида Г.Ф. Уфимцевым [8] выдвигается тезис о существовании охлажденного и тяжелого коромантийного Индоокеанского блока (с глубиной залегания подошвы до 1500 км). Предполагается, что именно его перемещение в северном направлении на 1000 км предопределило воздымание и наблюдаемую конфигурации горных систем юго-восточной Евразии. В качестве дополнительного механизма коллизионного текто- и морфогенеза рассматривается также соскальзывание литосферных блоков и пластин (с их расслоением и скучиванием) с наклонных скатов подлитосферных астенолитов. Не исключается и участие в процессах горообразования изостазии, формирование над астенолитами сводово-блоковых поднятий при активном проявлении вертикальных рельефообразующих движений. В целом ряде публикаций других авторов [4, 6, 11 и др.] роль изостатических факторов, связанных с явлениями разуплотнения литосферы над крупными выступами астеносферы, оценивается для рассматриваемой территории как ведущая. Имеющиеся региональные геологические данные о соотношении различных типов дислокаций не имеют однозначной интерпретации. Например, в Сивалике (Предгималайская система поднятий) широко проявлены серии антиклинальных складок, осложненных надвигами с падением плоскостей сместителей на север. В качестве главных элементов геологического строения Гималаев другие исследователи выделяют аллохтоны, перемещенные на юг по Главному Пограничному и Главному Центральному надвигам [9]. Столь же очевидно широкое развитие в пределах Гималаев и Тибета разноранговых инъективных и блоковых структурных форм, а также разрывных дислокаций, идентифицируемых с взбросами, взбросо- сдвигами, сдвигами и сбросами. Существуют различные

представления и об истории формирования Тибет-Гималайской системы поднятий, особенно на новейшем, познекайнозойском этапе развития [5, 8]. По-разному интерпретируются данные о глубинном строении региона [6, 8 и др.], взаимоотношениях различных факторов тектогенеза и т.д. Существует достаточное число геолого-геоморфологических и геофизических данных, которые не укладываются в рамки существующих моделей и вызывают много вопросов. Например, в плейттектонической модели очевидны противоречия между явным несоответствием параметров и геодинамических потенциалов Индийской и Евроазиатской плит, Индийской плиты и Тибет-Гималайской области поднятий. Не находят объяснения факты концентрации очагов глубокофокусных землетрясений преимущественно вне предполагаемой зоны поддвига под Гималаи, не ясно, чем определяются различия в простираниях горных систем Гималаев, Памира, Тянь-Шаня, Наньшаня, характер распределения высот и другие особенности их строения.

Можно констатировать, что параметры, сложность объектов анализа и степень геолого-геоморфологической и геофизической изученности Тибет-Гималайского региона на данном этапе определяют общую зависимость тектонических построений и историко-генетических реконструкций от субъективных воззрений и модельно-целевых установок исследователей. В этих условиях остается актуальным поиск новых идей и подходов, которые позволят более адекватно отразить основные особенности строения и развития этой уникальной горной системы.

Опыт исследования орогенных сооружений Востока Азии (работы В.В. Соловьева, И.Н. Томсона. Н.П. Романовского и др.) свидетельствует об определяющей роли глубинных инъективных дислокаций и магматического фактора в их строении и развитии. Универсальной формой отражения таких дислокаций (мантийные диапиры, астенолиты, плюмы и др.) и различных магматических очаговых систем на поверхности Земли являются морфоструктуры центрального типа (МЦТ), которые вне зависимости от глубин заложения, генезиса и возраста характеризуются морфологической, структурной и динамической гомологией [1, 2]. Специфика этих образований – наличие определенных атрибутов организации геологической среды: радиально-концентрическая (в плане) и коническая (в вертикальной проекции) системы разломов, радиально-концентрическая зональность строения и размещения структурно-вещественных комплексов, высот рельефа, аномалий геофизических полей, универсальные схемы организации внутреннего строения (ядерный, ядерно-сателлитный и сателлитный типы инфраструктур) [1]. При выделении и изучении МЦТ помимо геоморфологических методов и материалов дистанционного зондирования из космоса, широко используются результаты геологических и геофизических работ.

Проведенные исследования показали, что морфтектоническую основу горных сооружений Центральной Азии составляют Тибет-Гималайский (Т-Г), Монголо-Сибирский орогенные мегасводы и ряд более мелких, но высоких сводово-блоковых поднятий, которые по своим структурно-морфологическим характеристикам (радиально-концентрический рисунок гидросети и линий водоразделов, изометричные контуры полей максимальных высот, радиальная зональность гипсометрических ступеней и др.) соответствуют МЦТ (рис.).

Восточнее располагается цепь кольцевых мега-сводов (Алданский, Амурский, Корейский, Восточно-Китайский), ранее описанных в работах (В.В.Соловьева, А.П. Кулакова и мн. др.). И.Н.Томсоном и В.С. Кравцовым [7] в пределах рассматриваемой территории выделена Центрально-Азиатская мегаконцентрическая структура, внешний контур которой на юге проходит по Индо-Гангскому предгорному прогибу, а на севере Iдостигает южных границ Западно-

Сибирской платформы. По мнению автора, объединение в рамках одной структуры Тибет-Гималайской и Алтай-Саянской систем поднятий противоречит геоморфологическим и геолого-геофизическим данным, поскольку они представляют собой, хотя и сопряжено развивающиеся, но автономные элементы морфоструктурного плана.

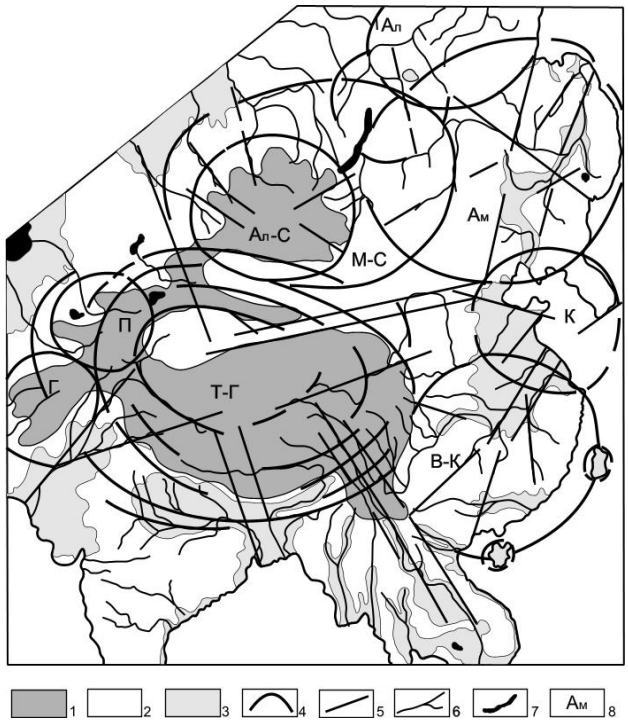


Рис. Система мегасводов Центральной и Юго-Восточной Азии.

1 – 2 - генерализованные поля высот: 1 - более 3000 м; 2 – от 200 до 3000 м; 3 –предгорные равнины и впадины; 4 – внешние контуры мегасводов и сводово-блоковых поднятий центрального типа; 5 – радиальные и сквозные региональные разломы; 6 – основные реки;

7 – озера; 8 – названия мегасводов и сводово-блоковых поднятий: Ал – Алданский, Ам – Амурский, М-С – Монголо-Сибирский, Ал–С – Алтай-Саянское, К – Корейский, В-К – Восточно-Китайский, Т-Г – Тибет-Гималайский, П – Памирское, Г – Гиндукушское

В соответствии с проведенными построениями, Т-Г высокий орогенный мегасвод представляет собой овальное поднятие, вытянутое по длинной оси в субширотном направлении. Радиусы длинной и короткой осей равны, соответственно, (R_1 -1600 км и R_2 - 1100 км). Гиндукушское (R- 500 км) и Памирское (R – 500 км) сателлитные тектоно-магматические поднятия расположены в пределах внешних концентров его западного сектора, что позволяет говорить о ядерно-сателлитном типе этой мегапостройки. Наличие в пределах Гиндукушского поднятия многочисленных ареалов пород архейского и протерозойского возраста указывает на значительный денудационный срез и длительное унаследованное развитие этой морфоструктуры. Монголо-Сибирский орогенный мегасвод также представляет собой овал, длинная ось которого ориентирована в широтном, а короткая – в меридиональном направлениях ((R_1 -1300 км и R_2 - 1000 км).

Одна из характерных особенностей МЦТ - геолого-геоморфологическая асимметрия, выраженная дифференцированным строением и развитием их диаметральных блоков, отчетливо проявлена и в пределах Т-Г мегасвода. Южному диаметральному блоку соответствует консолидированный высокогорный массив, включающий Низкие, Высокие Гималаи, Тибет, хребты Куньлунь, Наньшань и др. Северный имеет более сложное строение, так как включает Таримскую изометричную межгорную впадину и относительно узкие, протяженные горные цепи Тянь-Шаня. Дешифрирование мелкомасштабных КС показывает, что положение Таримской впадины контролируется мощной полосой широтных разломов, которые являются диаметральными и сквозными для мегасвода. Это позволяет предположить, что формирование впадины происходило по механизму присводового рифта в результате растяжения его центральной части. Изометричная форма впадины отражает возможное участие в ее развитие процессов сосдвигового раздвига и мантийного диапиризма. Существование подобных изометричных депрессионных морфоструктур в ядрах сводов отмечается в пределах Амурского и Корейского мегасводов.

Центральная часть Т-Г мегасвода представляет собой в геологическом отношении синформу, выполненную, преимущественно, юрскими и меловыми комплексами. В ее пределах выделяются крупные горсты, тектонические пластины, сложенные палеозойскими образованиями. Для южного концентра этой мега-морфоструктуры (Севалик, Низкие и Высокие Гималаи) характерно широкое развитие пород архейского, палеозойского и триасового возраста. Доминирование древних, протерозойских и палеозойских комплексов отмечается и в северном концентре мегасвода, образованного цепями горных сооружений Тянь-Шаня. В соответствии с возрастом основной массы ареалов гранитоидов [3], становление Монголо-Сибирского мегасвода, Памирского и Алтай-Саянского орогенных сводово-блоковых поднятий центрального типа произошло в палеозое (каледонский и герцинский циклы тектогенеза), а Гиндукушского – в мезозое. Дискретный субширотный пояс массивов палеозойских гранитоидов протягивается через центральную часть Т-Г МЦТ от верховьев Аму-Дарьи (Пяндж) до среднего течения р. Хуанхе, образуя, морфотектоническую основу Куньлуня и Наньшаня. Аналогичные дискретные цепи ареалов интрузивных пород кислого и среднего состава только мезозойского возраста прослеживаются и южнее, в Гималаях. В их высокогорной части, на территории Непала и Южного Тибета присутствуют также линейные тела кайнозойских гранитоидов [3]. Присутствие в Памиро-Гималайской области гранитоидов широкого хронологического диапазона (архей, протерозой, палеозой, мезозой, кайнозой) свидетельствует о неоднократных проявлениях здесь процессов гранитообразования и орогенеза при общей дифференцированности развития отдельных блоковых, сводовых структур и периодических инверсиях тектонического режима. Возникающие области ранней консолидации и унаследованного воздымания длительно служили областями денудации, определяя распределение бассейнов терригенного, флишевого осадконакопления, а также влияя на строение и развитие более молодых структурно-формационных зон, которые, как правило, облекают жесткие массивы. В первой половине перми области денудации занимали до 50 % территории Южной Азии, в позднем триасе – 25 %,, в начале поздней юры - 30-35 %, в меловой период - до 50%, в начале олигоцена - 25-30 %, в миоцене -50-55 %, плиоцене-плейстоцене до 90 % [5].

Речная сеть развивалась по радиальным и концентрическим разломам, заложенным на ранних этапах формирования Т-Г мега свода. В настоящее время эрозионные врезы речных долин достигают здесь первых километров, определяя вместе с гляциальными процессами чрезвычайно высокую вертикальную расчлененность рельефа. Полученные материалы свидетельствуют о том, что горные хребты Памиро-Гималайского региона имеют двойственную эндогенно-экзогенную природу, так как представляют собой продукт эрозионно-денудационного расчленения Т-Г мегасвода и сателлитных высоких сводово-блоковых поднятий.

Мощность земной коры в Памиро-Гималайской области достигает 65-75 км. Кровля астеносферного слоя в центральной части мегасвода находится на глубинах 120-150 км, подошва - 300 км, на юге и севере области (периферия свода) она залегает на глубине около 200 км. Для рассматриваемой территории характерно в целом сложное сочетание отрицательных и положительных аномалий гравитационного поля на фоне значительного понижения рельефа поверхности геоида в Азиатско-Индокеанском секторе планеты [4, 6, 8 и др.]. Все приведенные геоморфологические и геолого-геофизические данные указывают на глубинную природу орогенных процессов в пределах рассматриваемой территории, длительность и преемственность процессов тектоно-магматической активизации. Энергетической основой этих явлений может быть только существование под Т-Г мегасводом суперплюма, обеспечивающего

периодическое поступление мощных газово-флюидных и магматических потоков тепло-массопереноса, разуплотнение нижних частей литосферы и возникновение астеносферных линз. Переход надвигов во взбросы при общем увеличение углов падения каркасных разломов (по направлению к центру мегасвода) с глубиной, данные о морфологии и глубинном строении мегасвода позволяют предполагать, что в вертикальном сечении он имеет форму гигантского лакколита. Распределение потоков и формирование ярусной системы сателлитных магматическх центров контролируются каркасными радиально-концентрическими и сквозными региональными и трансрегиональными разломами. Протяженные магмоконтролирующие разломы образуют цепочки или дискретные ряды очаговых систем и соответствующих им сводово-блоковых, тектоно-магматических или интрузивно-купольных поднятий.

Под воздействием суперплюма в верхних частях литосферы доминируют процессы тектогенеза, имеющие гравитационную природу. Формирование пликативных, инъективных и дизъюнктивных дислокаций предопределяется как явлениями изостатического всплывания астенолитов, так и гравитационным расползанием высокого орогенного мегасвода и его сателлитных поднятий под действием колоссального веса слагающих их горных пород при общем морфоструктурном перекосе с севера на юг, в сторону планетарного понижения поверхности геоида. С этих позиций, следует говорить не о поддвигании Индийской плиты, а о наползании южных периферийных частей свода на структуры Индо-Гангского предгорного прогиба. Именно здесь происходит перемещение на юг Главного, Пограничного и других гималайских надвигов и сосредоточены основные коллизионные деформации. В северных периферийных сегментах мегасвода эти явления носят менее активный характер. На фоне зонального строения Гималаев с субширотными дуговыми системами разновысотных горных поднятий (Сивалик, Низкие, Высокие и Тибетские Гималаи) показательно, что центральная часть свода, соотносимая с Тибетским нагорьем (высоты до 6 км), отличается практическим отсутствием коллизионных дислокаций и доминированием вертикальных блоковых подвижек. Ведущая роль сводово-блоковых процессов в формировании горных сооружений Тянь-Шаня (северный сегмент выделяемого Т-Г мегавода) ранее отмечалась в работах Н.А. Флоренсова, Г.Ф. Уфимцева и других исследователей.

Литература

1. Гаврилов А. А. Проблемы морфоструктурно-металлогенического анализа. Владивосток: Дальнаука, 1993. Ч-1. 2. 321 с.
2. Гаврилов А.А. О гомологии морфоструктур центрального типа./ Морфотектонические системы центрального типа Сибири и дальнего Востока. М. Наука, 1988. С. 75-77.
3. Геологическая карта Мира. М. 1: 15000 000. Гл. ред. Б.А. Яцкевич. 2000.
4. Кожевников В. М., Зорин Ю.А. Распределение скоростей волн S в коре и верхней мантии Азиатского континента// Физика Земли, 1997.№ 7. С. 61-68.
5. Новейшая тектоника Южной Азии. Изд. МГУ. 1984. 192 с.
6. Памир Гималаи. Глубинное строение земной коры/ Беляевский Н. А., Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С. и др. М. Наука,1982.173 с.
7. Томсон И.Н., Кравцов В.С. Глабальные мегаконцентрические структуры и связь с ними металлогенических провинций/Металлогения скрытых линеаментов и концентрических структур. М. Недра, 1984. С. 135-143.
8. Уфимцев Г.Ф. Гималайская тетрадь. М. Научный мир, 2005. 303 с.
9. Geological Map of Nepal. Scale 1: 1000 000.Kathmandu, 1994.
10. Flesh L.M., Haines A. J., Holt W.E. Dynamics of the India-Eurasia collision zone///J.Geophys. Res., 2001. V. 106. no. 8. P. 16435-16460
11. Ma Xingyuan. LitosphericDynamicsof China//Episodes, 1988. V. 11.no. 2. P. 84-90.
12. Molnar P., Tapponier P.Cenozoic tectonics of Asia: effect of a continental collision// Science, 1975. V.189.P. 419-426.

ЭВОЛЮЦИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПОЗДНЕМ РИФЕЕ И ВЕНДЕ

Гарецкий Р.Г, Нагорный М. А.

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь
(natali@nature.basnet.by)

В.Е.Хаин, один из выдающихся геологов современности, поражал всех чрезвычайной широтой своих интересов в области наук о Земле. Только он смог создать многотомные капитальные труды по тектонике континентов и океанов, а также по исторической геотектонике. Существенное место в его исследованиях занимали проблемы древних платформ, в том числе и вопросы их развития в рифее и венде.

В позднем рифее и венде обычно выделяют два геотектонических этапа: раннебайкальский и позднебайкальский. В течение **раннебайкальского этапа (1000–650 млн лет)** Восточно-Европейская платформа (ВЕП), которая входила в состав суперконтинента Родинии, в результате его раскалывания в позднем рифее обрела отчётливое северо-восточное ограничение, а также наметилась её юго-западная окраина. В начале позднего рифея на северо-восточной окраине ВЕП заложилась зона перикратонных опусканий, и здесь накопилась мощная (до 1–3 км) толща кластических осадков. Она расширялась в юго-восточном направлении и в районе современного Южного Урала имела ширину 400-500 км. В середине позднего рифея четко обозначилась геоморфологическая линия, которая разделяла шельф и континентальный склон ВЕП и проходила от Варангер-Фьюорда через п-ов Рыбачий, центр п-ва Канин, Цильменско-Ропчинскую зону Тиманской области, Полюдов кряж и далее пересекала в юго-восточном направлении Северный Урал. Вдоль этой линии развилась полоса мощных рифов. К юго-западу от нее накапливались в основном обломочные сероцветные глинисто-песчаные формации шельфа, а к северо-востоку – турбидитовые ассоциации континентального склона и материкового подножья мощностью до 5 км и более.

Во второй половине позднего рифея, произошел раскол континентальной коры вблизи современной юго-западной окраины ВЕП и к юго-западу от нее начала формироваться океанская литосфера. В конце рифея северо-восточная и юго-западная окраины ВЕП стали испытывать напряжения растяжения со стороны двух участков океанской литосферы. Втягивание двух противоположно расположенных окраин платформы в разнонаправленное поле растяжения привело к растрескиванию монолитного континентального блока и образованию разветвленной системы рифтовых зон. Не исключено, что рифты северо-западного простирания – Кандалакшско-Двинский, Пачелмский и, возможно, Керецко-Лешуконский – заложились в начале позднего рифея в сутурных зонах фундамента одновременно с началом формирования зоны перикратонных опусканий вдоль северо-восточного края ВЕП. Повторное возрождение они испытали в конце позднего рифея в связи с описанными выше событиями. В результате двухактного раскола суперконтинента (в начале и в конце раннебайкальского этапа) в пределах ВЕП возникла разветвленная система рифтовых зон (рис. 1). Главными типами отрицательных структур, развивающимися на континентальной коре ВЕП в раннебайкальский этап, были рифты и зона перикратонных опусканий.

Палеорифты заполнялись, в основном, терригенными формациями, среди которых преобладали красноцветные и пестроцветные. Местами среди них образовывались примитивные органогенные постройки – водорослевые биоритмиты мощностью до 50–80 м (Пачелмский авлакоген, Волыно-Ошанский прогиб). Мощность синрифтовых отложений колеблется от 0,5 до 3 км. Процесс

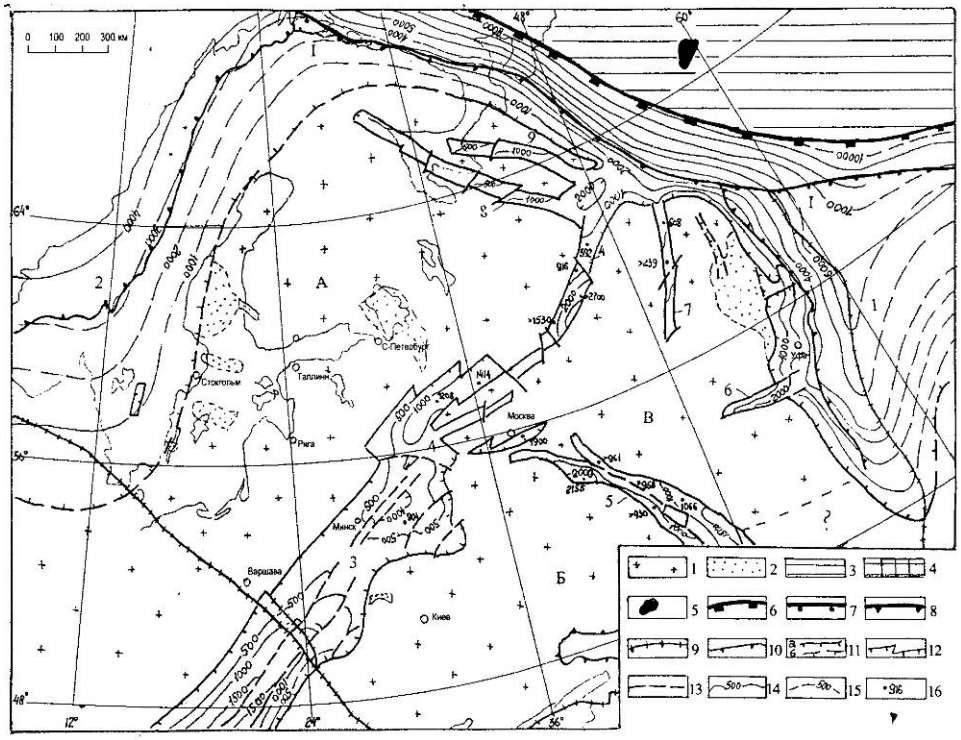


Рис. 1. Палеотектоническая карта Восточно-Европейской платформы. Раннебайкальский этап.
1 – фундамент ВЕП на поверхности; 2 – области, ранее перекрытые чехлом; 3 – участки океанской коры; 4 – участки островодужной коры; 5 – участки байкальских офиолитов; 6–7 – палеограницы геоморфологические: 6 – континентального подножья и ложа океана, 7 – шельфа и континентального склона; 8 – фронт зоны субдукции; 9 – постбайкальские границы ВЕП; 10 – фронты надвинутых на ВЕП складчатых сооружений каледонид и герцинид; 11 – контуры развития образований, наклоненных в указанный временной интервал: а – современные, б – предполагаемые первоначальные; 12 – разломы, ограничивающие рифтовые зоны; 13 – прочие разломы; 14 – палеоизопахиты образований, м; 15 – то же, восстановленные в зонах размывов; 16 – мощность в скважине образований, накопленных в отмеченный временной интервал. Структуры ВЕП: щиты: А – Балтийский, Б – Сарматский, В – Волго-Уральский; I – Скандинавско-Уральская зона перикратонных опусканий; гемисинеклизы: 1 – Уральская, 2 – Скандинавская; 3 – Волыно-Оршанский прогиб; авлакогены (палеорифты): 4 – Среднерусский, 5 – Пачелмский, 6 – Серноводско-Абдулинский, 7 – Кировский, 8 – Кандалакшско-Двинский, 9 – Керецко-Лешуконский

рифтогенеза в раннебайкальский этап протекал амагматично. Большинство палеорифтов ограничивалось высокоамплитудными бортовыми разломами и представляло собой системы одно- или двухбортных грабенов, латерально смещённых по отношению друг к другу. Несколько иное строение имеет Волыно-Оршанский палеопрогиб, который не имеет ярко выраженных бортовых ограничений. Это объясняется тем, что синрифтовые листрические разломы повёрнуты своими плоскостями от центра депрессий к бортам, а не наоборот, как в других рифтовых зонах [3].

На раннебайкальском этапе в пределах ВЕП развивалась *Уральско-Скандинавская зона перикратонных опусканий* с двумя крупными структурными заливами – Уральским и Скандинавским. Уральский структурный залив типа гемисинеклизы раскрывался к северу и северо-востоку. Эта депрессия охватывала Приуралье (Камско-Бельский прогиб), а также Южный и Средний Урал. Она занимала и участки континентальной коры к востоку от Главного Уральского разлома, которые в палеозое были либо деструктированы, либо оторваны от ВЕП и вошли в состав других континентов. В начале этапа в пределах Уральской гемисинеклизы отлагались обломочные осадки мощностью до 2,8 км. Во второй половине раннебайкальского этапа почти вся площадь Уральской гемисинеклизы стала ареной накопления терригенно-карбонатной надформации мощностью более 1,5 км. Значительный объем карбонатных толщ составляют органогенные строматолитовые и

микрофитолитовые разности. Зоны максимальных прогибаний постепенно смещались к востоку, и в конце этапа они размещались вблизи современного Главного Уральского разлома. В самом конце этапа зона прогибания гемисинеклизы сместилась еще ближе к северу и востоку. Накопление терригенных и вулканогенно-терригенных толщ происходило только в крайне восточных районах Южного Урала (узкая полоса к западу от Главного Уральского разлома) и в отдельных депрессиях на Среднем Урале.

Скандинавский структурный залив, видимо, также развивался как гемисинеклиза, однако определить границы этой депрессии в настоящее время трудно из-за значительного размыва образований верхнего рифея в пределах Балтийского щита. Отдельные фрагментарные участки развития нижнебайкальского структурного комплекса в этом регионе (бассейн Хедмарк, грабен озера Веттерн, п-ов Варангер и др.) могут дать лишь определенную информацию о составе выполняющих формаций. Тем не менее, можно судить о том, что общий сценарий развития осадочных бассейнов в этой части ВЕП был сходным с Уральской зоной. В первую фазу накапливались обломочные толщи, а во вторую - терригенно-карбонатные. Граница бассейнов располагалась значительно восточнее грабена Веттерн, который, вероятно, имеет более молодой возраст, чем «запечатанные» в нем верхнерифейские отложения, сформированные явно не в рифтовом, а скорее, синеклизно-перикратонном режиме. К северо-востоку зона перикратонных опусканий представляла собой континентальный склон древнего кратона с субконтинентальным типом коры.

Палеотектонические события ВЕП на **позднебайкальском этапе (650–530 млн лет)** протекали асинхронно для ее северо-восточной и юго-западной окраин. В начале этапа (*лапландская фаза раннего венда*) происходила определенная структурная перестройка на юго-западе кратона (рис. 2).

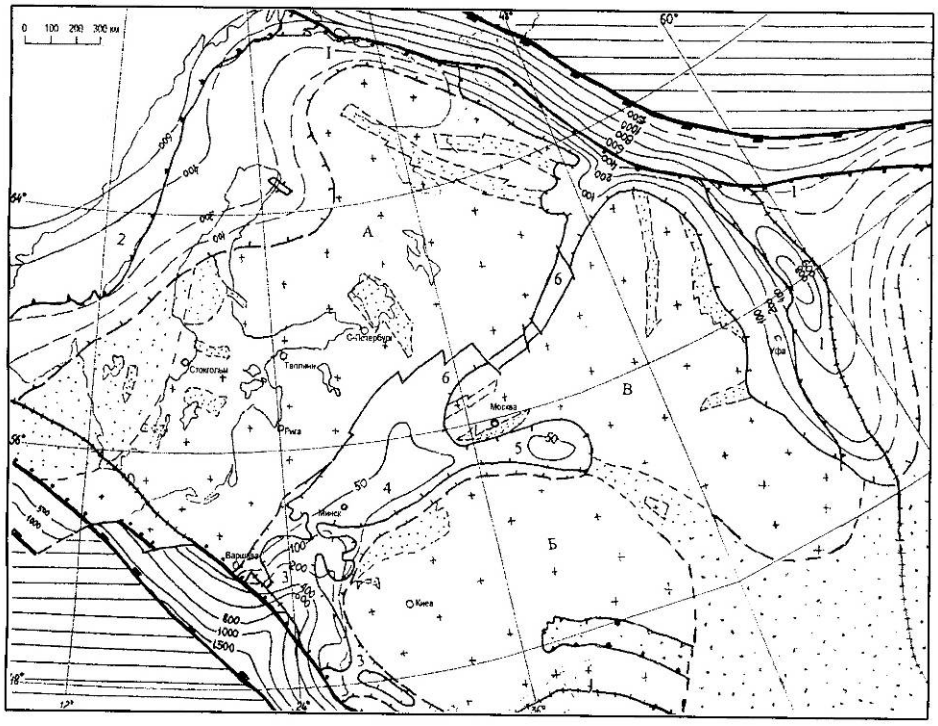


Рис. 2 Палеотектоническая карта Восточно-Европейской платформы. Позднебайкальский этап. Лапландская фаза.
Прогибы: 3 – Чарторыйско-Днестровский, 4 – Кобринско-Могилев-ский, 5 – Смоленско-Рязанский; 6 – Среднерусский авлакоген. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

Деструктивные процессы на юго-западной окраине (окончательная фаза раскола Родинии) привели к вулканической и магматической активности в этом регионе и образованию траппового пояса, простирающегося вкрест позднерифейскому Волыно-Оршанскому прогибу. Одновременно в центре платформы продолжалось пассивное заполнение остаточных рифтовых грабенов Среднерусского авлакогена. Процессы рифтогенеза затухали в Пачелмском авлакогене и Волыно-Оршанском прогибе. Здесь формировались относительно широкие, но неглубокие прогибы. Вдоль северо-восточной и северо-западной периферии ВЕП продолжала формироваться зона перикратонных опусканий и связанные с ней крупные структурные заливы – Уральская и Скандинавская гемисинеклизы. Однако, из-за резкого опускания уровня моря (возможно связанного с формированием покровных оледенений) в этих депрессиях отмечаются грубообломочные толщи с прослоями диамиктитов.

В последующую *редкинскую фазу позднего венда* произошла резкая структурная перестройка в центре кратона (рис. 3). Над разветвленной системой Среднерусского авлакогена и северо-западным флангом Пачелмского начинает формироваться более широкая Московская синеклиза. Одновременно шло расширение зон перикратонных опусканий вдоль восточного и северо-восточного краев кратона к западу: расширились Мезенская синеклиза и Уральская гемисинеклиза.

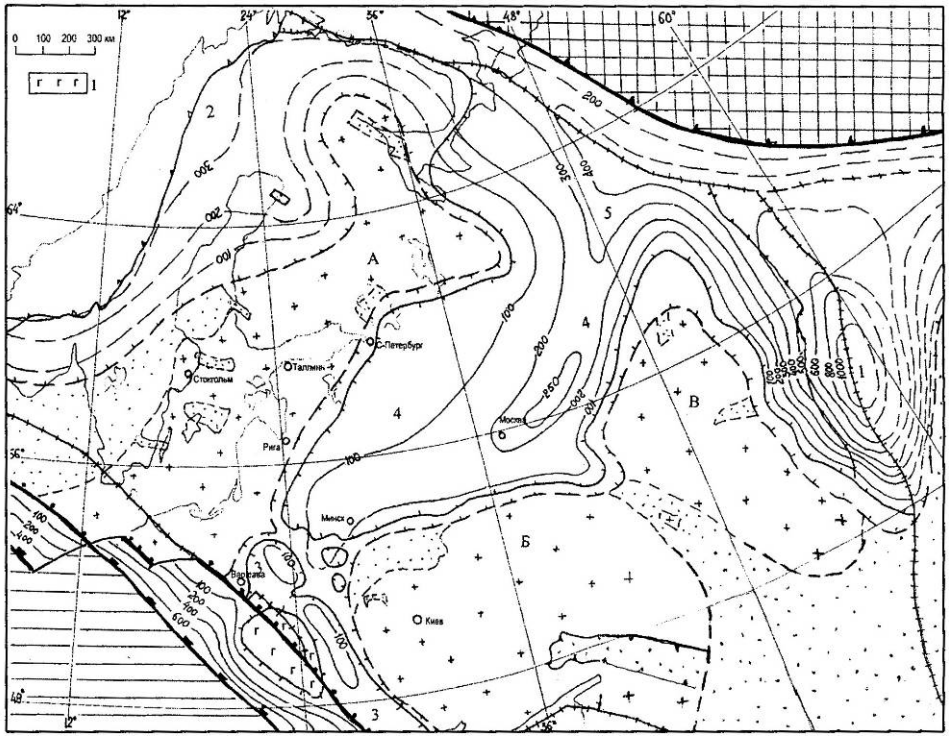


Рис. 3. Палеотектоническая карта Восточно-Европейской платформы. Позднебайкальский этап. Редкинская фаза.
1 – трапповое плато на поверхности. Структуры: 3 – Ровенско-Прут-ский прогиб, 4 – Московская синеклиза, 5 – Мезенская синеклиза. Остальные условные обозначения см. на рис. 1, 2.

В западной части кратона прекратилась интенсивная вулканическая деятельность и трапповый пояс постепенно разрушался и погружался. В восточной части на нескольких уровнях редкинского горизонта отмечены маломощные прослои пепловых туфов кислого и среднего состава, характерные по геохимическим показателям для типичных островодужных вулканических продуктов [4]. В западной же части кратона в середине редкинского горизонта зафиксированы туфы основного

состава, сходные с образованиями палео- и современных рифтовых зон. Это может свидетельствовать о том, что юго-западная и северо-восточная части ВЕП с середины редкинской фазы развивались в условиях разных геодинамических режимов. Юго-западная часть ВЕП до конца позднебайкальского этапа (на протяжении *котлинской фазы позднего венда и балтийской фазы позднего венда – раннего кембрия*) представляла собой пассивную континентальную окраину, которая испытывала нисходящее движение, находясь вблизи зоны распространения океанской коры. Северо-восточная окраина ВЕП, наоборот, начиная со второй половины позднего венда, стала приобретать черты активной континентальной окраины (рис. 4).

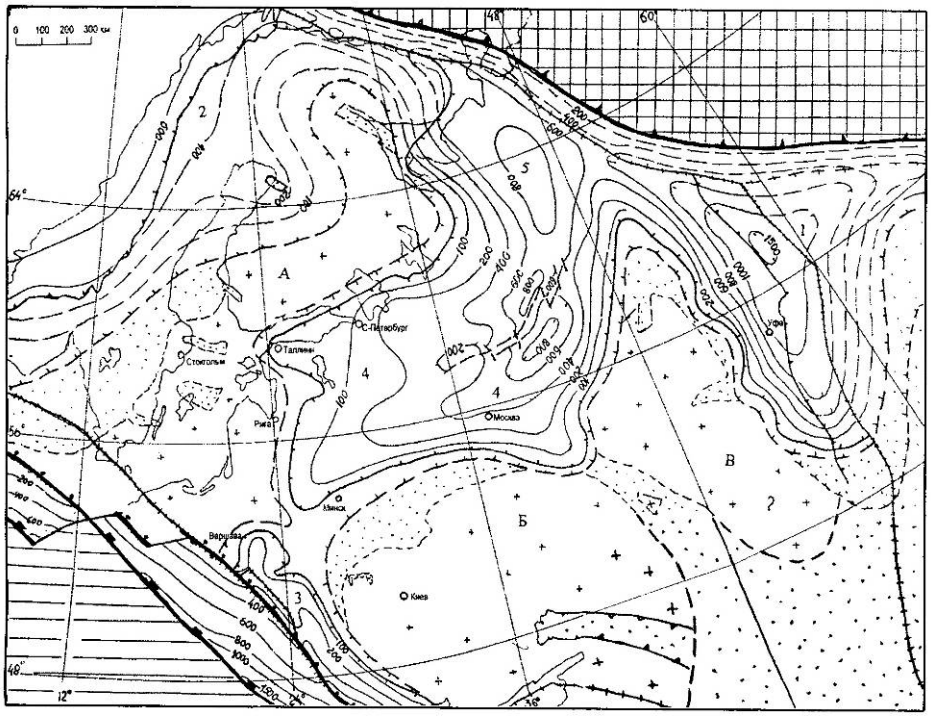


Рис. 4. Палеотектоническая карта Восточно-Европейской платформы. Позднебайкальский этап. Котлинская фаза.
3 - Кобринско-Прутская зона перикратонных опусканий. Остальные условные обозначения см. на рис. 1, 3.

В конце котлинской фазы и на протяжении всей балтийской к ее северо-восточному краю приращивалась аккреционная линза Тиманид. Процессы сжатия и аккреции привели к резкой смене облика терригенных формаций, заполняющих Московскую и Мезенскую синеклизы (сероцветные замещались на красноцветные, а вблизи зоны Тиманид образования балтийской серии раннего кембрия имеют типичный молласоидный характер). Над зоной Среднерусского авлакогена в ответ на сжатие со стороны Тиманид с конца котлинской фазы начал формироваться инверсионный Рыбинско-Сухонский мегавал. К концу этапа амплитуда инверсионных движений в его пределах местами достигала 600-1000 м [2].

Таким образом, северо-восток и юго-запад ВЕП с середины позднебайкальского этапа подвергались разным типам динамических напряжений. Северо-восточная окраина ВЕП прошла полный цикл эволюции от деструкции земной коры до формирования активной окраины и причленения аккреционной зоны байкалид. Юго-западная окраина прошла только деструктивную фазу развития земной коры, которая началась ещё с раннебайкальского этапа и продолжалась в течение позднебайкальского этапа и всей первой половины каледонского, пока в конце силура – начале девона не произошла

коллизия литосферных плит и образовалась складчатая зона, параллельная юго-западному краю ВЕП [1].

Литература

1. Гарецкий Р.Г. Юго-западная пассивная окраина Восточно-Европейского кратона // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – Вып. 5. – 2001. – С.9-15.
2. Нагорный М.А. Тектоника Волыно-Среднерусской системы прогибов. Мн.: Навука і тэхніка, 1990. – 105 с.
3. Нагорный М.А. Тектоника Оршанской впадины // Літасфера, – 2009. – № 2 (31). – С.67-74.
4. Фелицын С.Б. Вулканизм, выветривание и вариации цикла фосфора в венде на Восточно-Европейской платформе // Литология и полезные ископаемые. – 2004, № 4. – С.375-386.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАГЕНИИ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ СКИБОВОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ (УКРАИНСКИЕ КАРПАТЫ)

Генералова Л.В.

Львовский национальный университет имени Ивана Франко, г.Львов, (zaggeol@franko.lviv.ua)

В.Е.Хаин, в работах посвященных изучению региональной геологии Средиземноморского пояса и методологических трудах, показал сложность аспектов развития тектонических процесов [9–11]. По мнению исследователя она заключается (и отображается) в диалектическом противостоянии и единстве прерывистости–непрерывности, цикличности–направленности (и редуцированности геологических явлений) [9]. Делая фундаментальный анализ Карпато-Балканской системы В.Е.Хаин отмечает, что в конце юры-начале мела кардинальне изменения в регионе осуществились «в результате крупних горизонтальних перемещений по сдвигам и надвигам» [10].

Изучение структурных парагенезисов Скибовой структурно-фациальной зоны (СФЗ) Украинских Карпат, проведенные в последние годы, дали возможность собрать представительный материал, который отображает влияние сдвигов на формирование структуры и минерагении Украинских Карпат. Особенно наглядным, по нашому мнению, есть влияние сдвигов на особенности вещественной и пространственной минерагении медистых песчаников, широко развитых в Скибовой структурно-фациальной зоне.

Характеристика медистых песчаников Прикарпатской меденосной зоны [6], куда входит Скибовая СФЗ, встречается в работах Хрущова Д.П., Нечаева Ю.А., Кардаша В.Г., Досина Г.Д., Щербака.А.А, Хмелевского В.А., Мудрика І.П., Петруняка М.Д., Костюка А.В [2, 3–7,12–15]. Исследователи детально анализировали вещественный состав руд, литолого-фациальные условия рудовмещающих пород, геохимическую обстановку медного минералообразования. Наши работы сосредоточили внимание на изучении седиментологических черт и структурной позиции медистых песчаников и сланцев в ритмично-цикличных флишоидных верхнемеловых-еоценовых толщах Скибовой зоны Украинских Карпат. Общая мощность названных толщ – более з 2 000–3 000 м.

Медная минерализация встречается на разных стратиграфических уровнях разреза Скибовой СФЗ. Наиболее выразительно оно проявлено в пестроцветных горизонтах мелкозернистых песчаников и алевролитов стрийской, ямненской (яремчанский горизонт), манявской и бистрицкой свит [1]. Пространственно медное оруденение тяготеет к междуречью Стрий – Днестр и среднему течению р. Прут. Медное оруденение яремчанского горизонта изучено наиболее детально. Закономерности, выявленные для него, являются типичными.

Широкое площадное распространение яремчанского и других пестроцветных горизонтов с медной минерализацией дает возможность отнести его к стратиформному типу.

Кроме стратиформного характера медная минерализация имеет линейные зоны вторичного окисления, приуроченные к зонам розломов. Здесь развито медистое оруденение прожилкового типа, которое возрастает с увеличением степени дислоцированности пород.

Главные минералы медистых пород яремчанского горизонта халькопирит, халькозин, борнит, ковелин, хризокола и самородная медь, реже пирит, галенит,

сфалерит. Медистых минералов яремчанского и других пестроцветных горизонтов Скибовой СФЗ выделялись в последовательности: (пирит) + халькопирит → борнит → халькозин → ковелин [5,12,13]. Первичними есть пирит и халькопирит. Вторичные представлены борнитом, халькозином, ковелином, малахитом и азуритом.

Микрозондовый анализ отмечает в халькопирите изоморфные примеси кобольта, никеля, цинка, серебра, свинца, мишьяка [12,13].

Халькопирит встречается в виде вкрапленников в цементе терригенных пород, рудных агрегатов в межзернових интерстициях в ассоциации с борнитом и пиритом, псевдоморфоз по флоре. Халькозин, ковелин, борнит образуют пседоморфозы по халькопириту, имеющих вид вкрапленников и линзовидных выделений по слоистости терригенных пород.

Медное оруденение максимально локализуется в пестроцветных горизонтах, которые являються тонкоритмичным переслаиванием зеленовато-серых и вишнёво-красных мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргилитов. Седиментологические черты зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргилитов имеют текстуры турбидитов с элементами *CDE* и (или) (*AB)CD*. Их мощность – первые сантиметры. Вишнёво-красные мелкозернисные алевролиты и аргиллиты имеет текстурные и вещественные признаки контуритов и пелагитов.

Максимальное содержание медесодержащих минералов наблюдается на границе зеленых турбидитов и красных пелагитов (и контуритов). Повышенное содержание медесодержащих минералов характерно для очень тонкого и даже линзовидного чередования турбидитов и пелагитов.

На количественные содержания медесодержащих минералов в терригенных породах влияет гранулометрический состава и степени его сортированности: максимальные содержания отмечены в мелкозернистых песчаниках и алевролитах, минимальные - в аргиллитах [5]

Цемент медистых песчаников и алевролитов карбонатный, карбонатно-гидрослюдистый, слюдистый. Карбонатность и медесодержание имеют обратно пропорциональную зависимость: с увеличением карбонатности уменьшается содержание медистых минералов [5].

Медистые песчаники характеризуются заметным содержанием органических веществ. Содержание органических веществ и медистых минералов отличаються прямо пропорциональной зависимостью. Органическое вещество играет роль геохимического барьера и консолидирует медь в сульфидной форме

Седиментологические черты медесодержащих пород дают возможность оценить батиальные условия палеобассейна. Она, вероятно, была критической для карбонатонакопления, приближаясь к глубинам подножья континентального склона.

Общая позиция медистого оруденения не исключает полигенно-полихромного гидротермально-осадочного генезиса медистого оруденения.

Преимущественная локализация первичных медистых минералов в цементе мелкозернистых турбидитов не исключает внеосадочный (ексгаляционный) их генезис.

Рудное вещество поставлялось в сингенетическую стадию и завершалось в эпигенетическую стадию. Источник вулканогенный (базальтоидный вулканизм мелнеогенового возраста) и обогащенные металлами породы областей сноса (медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические проявления позднедокембрийсько-раннепалеозойской, позднепалеозойской и юрской эпох [6]).

Локализация медного оруденения подчинена структурному контролю.

Это очевидно из геологических, минерагенических и тектонофизических исследований. Морфология меденосных отложений имеет линзовидно-

ромбоэдрическую форму, которая может быть аппроксимирована дуплексом растяжения крупных поперечных к карпатскому простиранию сдвиговых структур. Среди них следует назвать Стрийский и Тячевско-Надворнянский розломи [4]). Эти и другие структуры четко прослеживаются в фундаменте Украинских Карпат геофизическими методами. Последние работы [2, 4, 8] имеют многочисленные доказательства того, что они активно формируют вещественные и структурные парагенезисы мел-палеогеновых толщ, в частности Скибовой зоны. Частыми структурными парагенезисами рудоносные отложений есть: складки вязкого течения (роллы), флексуры, флексуроподобные изгибы, кинкбанды, трещинные ансамбли. Исследования, направленные на реконструкцию палеотектонических напряжений, проводились в верховьях и среднем течении р. Стрий, Днестр, р, Прут, Черная Тиса. Они сделали возможным выделить структурные парагенезисы не только для разных частях Скибовой покровной зоны, но и те, которые характерны для поперечных антикарпатских разрывных структур. В частности, при приближении к Тячевско-Надворнянскому разлому часто фиксируются чередования сбросо-сдвигов и взбросо-сдвигов с соответствующими сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми полями локальных полей напряжения. И именно здесь установлены раздвиговые и раздвиго-сдвиговые морфогенетические типы нарушений и соответствующие им поля напряжений. Приуроченость этого района к Трансильванско-Черниговской сквозной структуре [8] не исключает, что она с мелового времени реализовывалась как левый сдвиг. Стрийская поперечная разломна структура проявлялась как правий сдвиг. Структуры растяжения являющиеся элементами структурных парагенезисов крупных сдвиговых зон антикарпатского простирания могли котролировать локализацию медесодержащих минералов в верхнемелово-еоценовых толщах Скибовой зоны и Украинских Карпат, в целом. В палеогеографическом плане они были депрессионными участками рельефа, куда были ориентированы турбидитные палеопотоки. Эти участки, пребывая в постоянном напряженном деформационном состоянии, способствовали хорошему проникновению ексгаляционных рудных растворов и их консервации.

Литература

1. *Вялов О.С., Гавура С.П., Даныш В.В.* Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат. Киев: Наукова думка, 1988. 204 с.
2. *Гинтов О.Б.* Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформации земной кори Украины. К.: «Феникс», 2005. 572 с.
3. *Досін Г.Д.* Мідна мінералізація в еоценових відкладах Українських Карпат // Геологічний журнал. 1965. № 2. С. 102–103.
4. *Колодій В.В., Бойко Г.Ю., Бойчевська Л.Е. та ін.* Карпатська нафтогазоносна провінція. Львів–Київ: ТОЗ "Український Видавничий центр" 2004. 390 с.
5. *Костюк О.В.* Про формування сульфідів у мідистих відкладах Скибових Карпат // Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2004. Вип. 18. С. 154–164.
6. *Наркелюн Л.Ф., Салихов В.С., Трубачев А.И.* Медистые песчаники и сланцы мира. М.: Недра, 1983. 414 с.
7. *Петруняк М.Д., Кардаш В.Т.* О признаках меденосности осадочной толщи Восточних Карпат // Доповіді АН УССР. Серія Б. 1977. №5. С. 8–10.
8. *Семенюк М.П.* Трансільвансько-Чернігівська накрізна структура // Вісн. Київ.ун-ту. 2004. Вип. 31–32. С.48–49.
9. *Хаин В.Е.* Об общих закономерностях развития тектонических процес сов во времени – проблемы прерывистости – непрерывности, цикличности – направленности // Вестник МГУ. 1971. №4. С. 3–18.
10. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
11. Современные проблемы геотектоники и геодинамики / Л. И. Лобковский, А. М.

Никишин, В. Е. Хаин. – М.: Научный мир, 2004. – 610 с.

12. *Хмелевский В.А., Мудрык И.П., Петруняк М.Д.* О медной минерализации в яремчанском горизонте нижнего палеоцена Оровской скибы // Минералогия осадочных образований. 1969. Вып. 2. С. 40–50.
13. *Хмелівський В.О., Костюк О.В., Мазур А.А., Мудрик І.П.* Нові дані щодо геохімії мідного зруденіння флішу Скибової зони Карпати // Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2002. Вип. 16. С. 137–143.
14. *Хрущов Д.П., Нечаев Ю.А., Кардаш В.Т.* Медное оруденение стратифицированого типа в отложениях, парагенетически связаных с соленосными формаціями. Киев: АН УССР, Институт геохимии и физики минералов 1977. 47 с.
15. *Щербак А.А.* Геохимия микроэлементов в меденосных мел-неогеновых пестроцветных отложениях юго-восточной части Украинских Карпат и Предкарпатья / Автореф. канд. дис. // Львов: Западукргеология, 1988. 24 с.

ОБРАБОТКА СИГНАЛОВ В НИЗКОЧАСТОТНОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИС ИСКУСТВЕННЫМ ИСТОЧНИКОМ ТОКА

Гераськин А.И. [а, в], **Панкратов О.В.** [б], **Яковлев А.Г** [а, в].

[а] *Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия* (*alexey.geraskin@gmail.com*)
[б] *ИЗМИРАН, Троицк, Московская область, Россия*
[в] *ООО «Северо-Запад», Москва, Россия*

Введение

Задача подавления помех является не новой, она сопровождает всю историю развития электроразведочных технологий. До 60-х годов прошлого века эта задача решалась на уровне аналоговых устройств, в основном, с помощью различных методов частотной фильтрации. После появления цифровой техники долгое время оцифрованные данные попадали в электронно-вычислительную машину (ЭВМ) после сложного процесса оцифровки лент самописцев, фотобумаги и прочих носителей аналоговой информации.

В конце прошлого века процесс оцифровки был соединён с процессом измерения и первичной примитивной обработки (в соответствии с принципом Найквиста) в компактных высокопроизводительных устройствах, так что на данный момент существует большое количество современной аппаратуры, которая позволяет проводить измерения со скоростью, точностью и плотностью, недоступными ранее. К сожалению, развитие программного обеспечения отстает от развития аппаратуры. Зачастую обработка проводится с использованием программ, написанных десятки лет назад. Это не позволяет во всю мощь использовать современные достижения, как в области геофизической аппаратуры, так и в области компьютерных технологий.

В рамках рассматриваемой работы автором разработаны оригинальные программные компоненты (модули), позволяющие решать различные задачи, связанные с обработкой сигналов. Создана программная архитектура, позволяющая комбинировать программные компоненты в зависимости от решаемой задачи для быстрого создания высококачественных конечных приложений, обладающих необходимой для решения задач функциональностью.

На основании оригинальных модулей собрано более 15 оригинальных приложений (компьютерных программ) как для решения задач по обработке данных с искусственным источником методами ВП, ЧЗ, ДНМЭ, томографии, НАЗ, так и для различных исследовательских целей. Все приложения решают поставленные перед ними задачи, а также обладают дружеским пользовательским интерфейсом, что в настоящее время является неотъемлемой частью понятия качественного программного обеспечения. Из них две программы официально зарегистрированы в реестре программ для ЭВМ (свидетельства № 2008611502 и № 2008611503)

Исследованы основные известные классы помех различной природы, а также алгоритмы подавления этих помех. Созданы модификации этих алгоритмов, учитывающие особенности сигналов с искусственным источником, а также проведен анализ эффективности применения тех или иных модификаций в зависимости от искомой функции отклика и ее области (частотной или временной). Также разработано несколько оригинальных алгоритмов.

С помощью оригинального программного обеспечения и исследованных (оригинальных или модернизированных) алгоритмов за прошедшие 5 лет обработаны данные полевых работ по методам ВП, ЧЗ, ДНМЭ, НАЗ.

Полезные сигналы и помехи в низкочастотной электроразведке

В большинстве случаев в электроразведке с искусственным источником тока применяется один из двух основных типов несущих сигналов, это меандр (иногда называемый также "квадратной волной") или меандр с паузой. Такой выбор основан на ряде полезных свойств, которыми обладают эти несущие сигналы, например, равенство нулю четных гармоник в спектральном разложении. Набор функций отклика, исследуемых при обработке, также тесно связан с формой сигналов.

Для исследования действия отдельных блоков алгоритмов обработки сигналов был создан программный модуль, отвечающий за генерацию искусственного сигнала с заданными характеристиками (известными функциям отклика). Этот модуль использовался для оптимизации обработочных алгоритмов. В нём возможна как чисто «геометрическая» генерация сигнала, так и генерация сигнала на основе решения одномерной прямой задачи.

Задача обработки сигналов состоит в подавлении шумов, помех и искажений. Шумы это беспорядочные (случайные) колебания различной физической природы. Помеха — это сигнал, не охватываемый рассматриваемой моделью среды и источника. Искажение — это добавка к полезному сигналу, которая проистекает от несоответствия геофизической среды (включая в это понятие, кабели, заземления и прочие элементы измерительных установок) и её модели, используемой в данном методе.

С целью наиболее полного исследования предметной области, была проведена классификация шумов, помех и искажений. К таким классам можно отнести индустриальные помехи (50 Гц или 60 Гц), спорадические шумы (например, грозовая активность), помехи типа «низкочастотный тренд», искажения, вызванные эффектами электромагнитной индукции, эффектами плавления льда в окрестности заземления питающего электрода и другие искажения.

Был проведен анализ, целью которого было понять, в каких случаях помехи и искажения определенных классов являются «опасными», а в каких случаях на них можно не обращать внимания. Примером может служить искажение из-за электромагнитной индукции, которое не оказывает влияния при работе с функциями отклика во временной области на поздних временах.

Благодаря наличию большого объема полевых данных, была собрана коллекция шумов, помех и искажений различных классов, наблюдаемых в различных регионах при различных условиях измерений. Кроме того, были созданы алгоритмы генерации синтетических шумов, помех и искажений для основных классов, для более точного анализа эффективности алгоритмов обработки.

Система сбора и обработки электромагнитных данных

При создании системы сбора и обработки электромагнитных данных использовались современные средства и технологии разработки программного обеспечения. Сюда можно отнести платформы разработки и компиляторы, средства проектирования, отладчики и профилировщики, специализированные наборы библиотек и д.р. При этом уделялось особое внимание построению программной архитектуры системы и качеству программного кода в целом. Под качеством программного кода в частности понимается читаемость текста программы, облегчение возможностей отладки, сопровождения и модификации программ. Выбор инструментария разработки осуществлялся на основании анализа современного состоянии индустрии информационных технологий. Выбор также был подкреплен изучением особенностей предметной области (необходимость работы с различными форматами данных, потребность в качественной и быстрой визуализации и т.д.).

Архитектура рассматриваемой системы строится по модульному принципу. За решение определенной задачи отвечает

отдельный модуль, не имеющий жестких связей с другими модулями. При такой архитектуре исключается влияние модулей друг на друга, что приводит к существенному снижению ошибок в программе.

Для решения какой-либо конкретной задачи из модулей собирается конечное приложение. Примерами таких конечных приложений могут служить программы Octopus Registrator и Octopus Pro, официально зарегистрированные в реестре программ для ЭВМ. Эти программы предназначены для работы с измерителем ИМВП-8 (ООО «Северо-Запад»), первая программа осуществляет управление прибором и регистрацию данных, вторая отвечает за визуализацию и обработку. Такой подход позволяет в ряде случаев сократить время создания нового программного обеспечения на порядок.

Разработанные модули можно разделить на группы по решаемым ими задачам:

- модули, ответственные за взаимодействие с аппаратурой;
- модули, отвечающие за визуализацию данных;
- модули, отвечающие за обработку временных рядов;
- модули, отвечающие за синтез искусственного сигнала.

Безусловно, этими четырьмя группами не исчерпываются все возможности, однако полная классификация модулей не является целью данной работы. Для решения специфических задач (а они время от времени всегда будут возникать) имеется возможность написать дополнительные модули, которые будурешать эти задачи, не нарушая целостности системы.

Алгоритмы обработки данных, применяемые в рассматриваемой системе

В работе проанализированы основные алгоритмы, традиционно применяемы при обработке данных в электроразведке. Созданы модификации эти алгоритмов, наиболее полно отвечающие современным потребностям. При этом учтены высокие частоты дискретизации сигналов, а также возможность многоканальной записи. Кроме того, проанализировано, для каких методов (в сущности, для каких функций отклика) и каких типов несущих сигналов целесообразно использовать те или иные алгоритмы для подавления определенных классов шумов, помех и искажений.

Кроме того, получены некоторые оригинальные алгоритмы, в том числе алгоритм подавления низкочастотного «тренда», алгоритм поиска переключения сигнала генератора и другие. При этом уделялось особое внимание вопросу о корректности применения процедур обработки к сигналу. В частности, многие алгоритмы подавления низкочастотного «тренда» могут неконтролируемо искажать полезный сигнал в особо трудном случае, когда характерное время изменения "тренда" близко к периоду генератора. Наш оригинальный алгоритм лишен этого недостатка, что доказано аналитически и показано на практике, в том числе на искусственно синтезированных сигналах.

Для доказательств корректности используемых процедур обработки были рассмотрены свойства уравнений Максвелла (принцип суперпозиции, принцип причинности, инвариантность по отношеню к сдвигам времени), особенности перехода в частотную область вещественных периодических функций, различные свойства несущего сигнала, такие как его антипериодичность.

Отдельное внимание было уделено проблеме искажения сигнала, вызванного эффектами электрической и/или магнитной индукции в системе источник-земля-приемник. В рамках работы предложены оригинальные простые алгоритмы для борьбы с этим типом искажения и доказана корректность их применения.

Практическое применение

С 2006 года рассматриваемая система обработки данных низкочастотной электроразведки с искусственным источником находила применения в ряде задач, связанных с обработкой полевых

данных, а также при решении других «неполевых» задач.

Большинство полевых работ проводилось усилиями компании ООО «Северо-Запад», а некоторые работы были выполнены в сотрудничестве с другими организациями. Были охвачены такие методы электроразведки, как ВП, ЧЗ, метод сопротивлений, ДНМ и CSMT. В качестве основного измерительного прибора применялся измеритель ИМВП-8 (ООО «Северо-Запад»). Кроме того, в процессе работы использовались и другие приборы. Это станции Phoenix Geophysics, Эрид (ЗАО «ИЭРП»), МЭРИ-24 (ООО «Северо-Запад»).

К задачам «неполевого» характера, решенными с помощью предлагаемой системы, можно отнести, например, задачу анализа частотной стабильности генераторов тока. Эта задача часто возникает на практике при создании или покупке новых генераторных устройств, когда необходимо проверить стабильность работы генератора до того, как он будет отправлен в поле, т.е. до того, когда будет поздно что-то исправлять.

Заключение

Предложенная система обработки сигналов в низкочастотной электроразведке позволяет получать устойчивые функции отклика даже в ситуациях с очень высоким уровнем зашумленности данных, а также эффективно решать задачи, имеющие непосредственное отношение к данной предметной области.

Такой результат был достигнут благодаря грамотному использованию современных средств разработки программных продуктов, и глубокому анализу предметной области, в том числе особенностей несущих сигналов и откликов земли, таких как антипериодичность.

Дальнейшее развитие системы предполагается в направлении более активного использования многоканальных данных, а также более тесной интеграции с процессами дальнейшей интерпретации данных.

ОРДОВИКСКАЯ МАНТИЯ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ

Гибшер А А., Мальковец В.Г., Гибшер А.С.

Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
(n.gibsher@gmail.com)

1. Щелочные базальтоиды и кимберлиты выносят на поверхность фрагменты мантийных и нижнекоровых пород, не доступных для непосредственного изучения in situ. Быстрая скорость подъема ксенолитсодержащего расплава приводит к «замораживанию» минеральных парагенезисов, что позволяет рассматривать мантийные ксенолиты как прямой источник информации о составе, строении и метасоматических процессах протекающих в литосферной мантии на время внедрения [15, 18, 19, 21]. В пределах складчатых поясов подавляющее большинство мантийных ксенолитов вынесены базальтоидами олигоцен-четвертичного возраста [15, 16]. Наиболее древним описанным в мировой литературе проявлением ксенолитсодержащего щелочнобазальтоидного вулканизма являются карбон-пермские щелочные базальты и лампрофиры Шотландии [14, 18, 24]. Находка на Западном Сангилене ордовикских камптонитов, в изобилии содержащих ксенолиты мантийного происхождения, представляет большой интерес для петрологии литосферной мантии и открывает перспективы для построения единой схемы эволюции внекратонной субконтинентальной литосферной мантии во времени, начиная с раннего палеозоя [1, 2].

2. Камптонитовые дайки агардагского щелочнобазальтоидного комплекса [6] образуют на Западном Сангилене (ЮВ Тува) пояс субширотного простирания протяженностью 18 км и шириной 10 км. Возраст камптонитовых даек составляет 433,3 ± 1,3 млн. лет [14].

Пояс последовательно пересекает с запада на восток вендские метабазиты, мугурский зонально-метаморфический комплекс [4] (возраст полиметаморфизма 530-468 млн. лет [5, 7]), Правотарлишкинские расслоенные габброиды – 524 ± 9 млн. лет, Башкымугурские габброиды 465 ± 12 млн. лет [3] и Байдагские аляскитовые граниты – 473 ± 7 млн. лет [7] и скрывается под тектоническим покровом сангиленской серии.

Среди изученных даек по химическому составу, текстурным особенностям, а также наличию или отсутствию мантийных ксенолитов выделяются две группы – А и Б [1]. Камптониты группы А – меланократовые породы с неоднородной глобулярной текстурой. По химическому составу они попадают в поле ультраосновных щелочных пород и характеризуются пониженным содержанием SiO_2 (34,4-41,6 вес.%) и Al_2O_3 (10,6-14,2 вес.%), и повышенным содержанием CaO (9,5-15 вес.%), MgO (8,9-14,2 вес.%), Ni (149-726 г/т), Cr (223-934 г/т) и Mg# (73,5-82,6 %). Дайки группы А насыщены глубинными ксенолитами лерцолитов, клинопироксенитов и габброидов, размером до 70 см.

Камптониты группы Б – более лейкократовые, с однородной текстурой основной массы. Составы камптонитов группы Б лежат в поле основных щелочных пород и отличаются повышенным содержанием SiO_2 (43,3-50,4 вес.%) и Al_2O_3 (13,2-16,2 вес.%), пониженным содержанием CaO (4,6-7,8 вес.%), MgO (3,6-10,2 вес.%), Ni (6,5-79,3 г/т), Cr (10,9-164 г/т) и Mg# (53,7-78 %). Дайки этой группы не содержат глубинных ксенолитов.

3. Ксенолитовую ассоциацию составляют мантийные [1, 2] и нижнекоровые породы. Нижнекоровые ксенолиты представлены гранатовыми и безгранатовыми габброидами [13], мантийные ксенолиты – шпинелевыми

лерцолитами (иногда с амфиболом и/или флогопитом), шпинелевыми и гранатовыми клинопироксенитами. Лерцолиты имеют протогранулярную структуру по классификации [20]. Для клинопироксенитов характерна кумулятивная структура.

Содержание MgO в лерцолитах находится в интервале 34,6 – 43,7 вес.%, а в клинопироксенитах – 15,1 – 16,2 вес.%. Содержание Cr_2O_3 изменяется от 0,31 до 0,44 вес.% для лерцолитов и от 0,10 до 0,20 вес.% для клинопироксенитов. Содержание CaO в лерцолитах варьирует от 0,82 до 4,09 вес.%, а в клинопироксенитах – от 10,2 до 16,6 вес.%. Содержание Al_2O_3 для лерцолитов находится в интервале 1,01 – 4,27 вес.%, а для клинопироксенитов – 14,9 – 21,6 вес.%. Ксенолиты лерцолитов содержат Na_2O от 0 до 0,29 вес.%, а ксенолиты клинопироксенитов – от 0,7 до 1,04 вес.%. Содержание K_2O в лерцолитах составляет 0,03 – 0,08 вес.%, а в клинопироксенитах – 0,21 – 0,40 вес.%.

Клинопироксены лерцолитов относятся к хромдиопсидам с Mg# = 87,0 – 92,7, Ca# = 44,6 - 48,2 и содержанием Cr_2O_3 = 0,63 – 1,88 вес.%. Содержание Al_2O_3 = 2,08 – 7,60, TiO_2 = 0,05 – 0,97, Na_2O = 0,37 – 2,40 вес.%. По химическому составу минералов лерцолиты разделяются на примитивные, деплетированные и обогащенные. Наиболее магнезиальные клинопироксены представляют группу деплетированных лерцолитов с Mg# > 90,5 и содержанием Al_2O_3 < 6 вес.%; низкомагнезиальные клинопироксены с Mg# < 89 представляют группу обогащенных лерцолитов; остальные, с Mg# 88,7-90,4 – относятся к группе примитивных лерцолитов.

Клинопироксены клинопироксенитов менее магнезиальны (88,0 – 89,0 для шпинелевых и 82,9 – 89,4 для гранатовых), содержат больше Al_2O_3 (9,31 – 9,42 вес.% для шпинелевых и 7,99 – 11,2 вес.% для гранатовых) и имеют выше Ca# (49,3 – 49,6% для шпинелевых и 50,0 – 52,5% для гранатовых). Клинопироксены гранатовых клинопироксенитов обеднены TiO_2 (0,02 – 0,26 вес%) относительно шпинелевых (1,73 – 1,75 вес.%).

Химические составы ортопироксенов, оливинов и шпинелей из лерцолитовых ксенолитов закономерно варьируют от деплетированных до обогащенных, в соответствии с составами клинопироксенов. Ортопироксен представлен энстатитом с магнезиальностью 87,9 – 92,0. Магнезиальность оливинов составляет 89,1 – 91,2, содержание CaO = 0,06 – 0,12 вес.% и NiO = 0,26 – 0,38 вес.%. Шпинель отвечает хромпикотиту с вариациями в Mg# от 58,8 до 80,3, Cr# от 8,29 до 61,4.

Гранаты в клинопироксенитах имеют Mg# = 73,9 – 82,7%, содержание Cr_2O_3 = 0,08-0,19 вес.%, TiO_2 = 0,01-0,1 вес.%. Содержание минала пиропа составляет 65 – 73 %, альмандина 15 – 23 %, гроссуляра 12 – 15 %. Амфиболы в лерцолитах по составу соответствуют Ti-K-паргаситам с магнезиальностью от 87,3 до 87,6% и содержанием TiO_2 = 3,6-4,6 вес.%. Флогопиты имеют магнезиальность 73,8-88,7 % и содержания TiO_2 =3,7-5,9 вес.%. Содержание как F, так и Cl во флогопитах не превышает ~ 0,03 вес.%, что свидетельствует о существенно водном составе флюидной фазы.

4. Температуры равновесия минеральных ассоциаций ксенолитов шпинелевых лерцолитов были рассчитаны с использованием Ca-ортопироксенового геотермометра [10] и составляют 975-1075 ^oC. Окислительные условия оцениваются в интервале от -2,41 до +0,17 (среднее fO_2=-0,5) логарифмических единиц fO_2 относительно буфера QFM по шпинелевому оксибарометру [9].

5. Клинопироксены примитивных и слабодеплетированных шпинелевых лерцолитов имеют содержания тяжелых редкоземельных элементов (HREE), Sr и Y на уровне типичных примитивных мантийных перидотитов (7-9 хондритовых единиц), и небольшое обеднение LREE (La_n = 0,5-3,3 хондритовых единиц), Th_n (0,7-1,4 хондритовых единиц) и U_n (2,3-3,3 хондритовых единиц). La_n/Yb_n отношение в клинопироксенах изменяется в пределах от 0,06 до 0,43, La_n/Sm_n – от 0,13 до 0,59,

Pr_n/Sm_n – от 0,3-0,8, Zr_n/Hf_n – от 0,8 до 1,2, Ti/Eu – от 1184 до 7737. Во всех клинопироксенах наблюдаются небольшие отрицательные Zr-Hf-Ti аномалии.

Клинопироксены из деплетированных лерцолитов характеризуются пониженными содержаниями HREE и разбиваются на две группы – с La_n/Yb_n отношением больше и меньше единицы. Группа клинопироксенов из деплетированных лерцолитов с $La_n/Yb_n<1$ характеризуется пониженным, относительно примитивной группы, содержанием HREE на уровне 4-5 хондритовых единиц с типичным для истощенных составов обеднением LREE до 0,4 хондритовых единиц. Содержание Sr_n находится в интервале 1,3-3,6, а Y_n – 4,2-6,2 хондритовых единиц. Группа клинопироксенов с $La_n/Yb_n>1$ обогащена Th_n (4,3-10,6 хондритовых единиц), U_n (3,9-8,3 хондритовых единиц), LREE (La_n = 3,9-6,5 хондритовых единиц), имеет небольшую положительную аномалию по Sr и обеднена HREE (Lu_n = 1,8-4,8 хондритовых единиц). Подобный вид спектров распределения несовместимых элементов свидетельствует о наложенных более поздних процессах метасоматического обогащения LREE, MREE, Th, U и Sr ранее истощенных шпинелевых лерцолитов.

Форма спектров распределения редкоземельных элементов большинства лерцолитов совпадает со спектрами полученными для клинопироксенов. Исключение составляют два образца, для которых форма спектров распределения REE в клинопироксенах и лерцолитах различается, демонстрируя обогащенность последних LREE и MREE, что свидетельствует о наличии избыточных легких редкоземельных элементов в интерстиционном пространстве.

6. В ксенолитах лерцолитов Западного Сангилена проявлены два типа метасоматического обогащения – модальный и скрытый. Модальный метасоматоз проявлен в кристаллизации «водосодержащих» минералов – амфибола и флогопита. Признаки скрытого метасоматического обогащения проявлены в образцах из всех проанализированных на содержание редких элементов группах ксенолитов и заключаются, главным образом, в обогащении легкими и средними редкими землями, повышенным Ti/Eu и пониженным La_n/Yb_n отношениями. Составы большинства клинопироксенов из ксенолитов Западного Сангилена имеют Ti/Eu отношение от 1184 до 7737 и La_n/Yb_n отношение от 0,06 до 2,02, и попадают в поле перидотитов, подвергшихся метасоматозу силикатным расплавом/флюидом [11].

7. Литосферная мантия под Западным Сангиленом в позднеордовикское время была сложена преимущественно примитивными и слабоистощенными лерцолитами шпинелевой фации глубинности. Среднее содержание в ксенолитах MgO составляет 39,2, CaO – 2,5, Al_2O_3 – 2,6 вес.%, что соответствует средним составам фертильной мантии фанерозойских складчатых областей и существенно отличается от составов мантии кратонов. Наиболее наглядно степень истощенности мантийного субстрата демонстрирует зависимость содержания в перидотитах CaO и Al_2O_3 [15]. Состав ксенолитов Западного Сангилена демонстрирует слабую степень истощенности Ca и Al.

Проекция температур равновесия минеральных ассоциаций ксенолитов лерцолитов на континентальные геотермы для разных регионов мира, с учетом ограничений по реперным реакциям, позволила установить, что под Западным Сангиленом на позднеордовикское время фиксируется повышенный тепловой поток, а геотерма наиболее близко соответствует геотерме архипелага Шпицберген [8]. Минимальные значения температур равновесия лерцолитов традиционно рассматриваются в качестве маркирующих границу Мохо [17] и фиксируют петрологический переход от ультраосновной мантии к коре основного состава. Минимальные значения температур равновесия минеральных ассоциаций ксенолитов перидотитов Западного

Сангилена, рассчитанные с использованием Са-ортопироксенового геотермометра Брая, Келлера [10] составляют 975 ^{o}C. Проецирование данного значения на геотерму архипелага Шпицберген [8] дает глубину границы кора-мантия под Западным Сангиленом на момент выноса ксенолитов (443 ± 1,3 млн. лет) ~35 км.

8. Корреляция состава лерцолитов и слагающих их минералов с температурой (=глубиной) выявила тенденцию истощения составов с увеличением температуры. С увеличением температуры (=с глубиной) в минералах лерцолитов увеличивается магнезиальность, в клинопироксенах падает содержание Al_2O_3, TiO_2, Na_2O.

Характер метасоматического обогащения мантийных ксенолитов Западного Сангилена свидетельствует о силикатном составе метасоматизирующего расплава/флюида. Согласно модели [11, 22], образование силикатных расплавов происходит при более высоких (по сравнению с карбонатитовыми) степенях частичного плавления мантийного субстрата, чему способствует наличие разогретого мантийного вещества в основании литосферы [25]. Силикатный метасоматоз, сопровождаемый образованием сети жил и прожилков, сложенных клинопироксеном и водосодержащими минералами, как правило, связывается с предшествующей магматической активностью [23].

На Западном Сангилене становление многочисленных габброидных массивов происходило на протяжении более, чем 100 млн. лет – с кембрия по ордовик. Подводящие каналы и связанная с ними сеть трещин способствовали активной метасоматической проработке мантийного субстрата, с образованием жил клинопироксенитов и метасоматическим изменением вмещающих лерцолитов.

9. В позднем ордовике:

а) в мантии под Западным Сангиленом происходило выплавление основных и ультраосновных расплавов;

б) состав мантии соответствовал типичному слабодифференцированному веществу внекратонной литосферной мантии;

в) в мантии доминировало водно-силикатное метасоматическое обогащение;

г) существовал повышенный тепловой поток;

д) мощность земной коры составляла ~ 35 км, что не свойственно орогенным сооружениям;

в) линейный пояс камптонитовых даек – зона кинематики растяжения.

Такую геодинамическую ситуацию можно проинтерпретировать как подъем мантийного диапира или наличие астеносферного окна в позднеордовикское время, что привело к гравитационному развалу мощного орогенного сооружения ранних каледонид Центральной Азии и проникновению по коровым трещинам мантийных расплавов.

Литература

1. *А.А. Гибшер* Состав и строение ордовикской литосферной мантии Западного Сангилена (Центрально-Азиатский складчатый пояс) по данным изучения мантийных ксенолитов из камптонитовых даек агардагского щелочнобазальтоидного комплекса // Автореферат на соискание ученой степени к.г.-м.н. Новосибирск, 2009, 16 с.
2. *А.А. Гибшер, В.Г. Мальковец, К.Д. Литасов, Ю.Д. Литасов, Н.П. Похиленко* Состав ордовикской литосферной мантии по данным изучения ксенолитов перидотитов из камптонитов нагорья Сангилен, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Доклады РАН, 2010, Т.433, №3, С.369-373.
3. *А.Э. Изох, С.А. Каргополов, Р.А. Шелепаев, А.В. Травин, В.В. Егорова* Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: Материалы научно-практической конференции. Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001, С.68-73.
4. *С.А. Каргополов* Малоглубинные гранулиты Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-минер. Наук, Новосибирск, 1997, 16 с.

5. *И.К. Козаков, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, В.П. Ковач, А. Натман, Е.В. Бибикова, Т.И. Кирнозова, В. Тодт, А. Кренер, С.З. Яковлева, В.И. Лебедев, А.М. Сугоракова* Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника, 2001, №3, С.22-43.
6. *В.М. Немцович* Агардагский комплекс щелочных базальтоидов на Юго-Востоке Тувы // Доклады АН СССР, 1976, Т. 227, №2, С.442-444.
7. *А.Ю. Петрова, Ю.А. Костицын* Сравнение U-Pb и Rb-Sr возрастов гранитоидов Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): полемический пересмотр опубликованных данных // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. Докл. Всероссийской конференции по изотопной геохронологии. Москва, 2001, С.261-264.
8. *Amundsen H.E.F., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.* The lower crust and upper mantle beneath northwestern Spitsbergen: evidence from xenoliths and geophysics // Tectonophysics, 1987, V.139, P.169-185.
9. *Ballhaus C. Berry R.F., Green D.H.* High pressure experimental calibration of the olivine-ortopyroxene-spinel oxygen geobarometer // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1991, V.107, P.27-40.
10. *Brey G.P., Köhler T.* Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // Journal of Petrology, 1990, V.31, P.1353-1378.
11. *Coltorti M., Bonadiman C., Hinton R.W., Siena F., Upton B.G.J.* Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Camore, Indian Ocean // Journal of Petrology, 1999, V.40, P.133-165.
12. *Downes H.* Geochemistry of mafic and ultramafic xenoliths from Fidra (Southern Uplands, Scotland): Implications for lithospheric processes in Permo-Carboniferous time // Lithos, 2001, V.58, P.105-124.
13. *Egorova V. V., Volkova N. I., Shelepaev R. A., Izokh A. E.* The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // Mineralogy and Petrology, 2006, V.88, P.419–441.
14. *Gibsher A.A, Malkovets V.G., Travin A.V.* New Ar-Ar data of the lamprophyric dikes of West Sangilen (Southeast Tuva, South Russia): the oldest mantle xenoliths bearing basaltic hosts// Abstracts of 6th Int. Dyke Conference, Varanasi, India, 2010.
15. *Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Afonso J.C., Bregg G.C.* The composition and evolution of lithospheric mantle: a Re-evaluation and its tectonic implications // Journal of Petrology, 2009, P.1-20.
16. *Hunter R.H., Upton B.G.J.* The British Isles – a Palaeozoic mantle sample / In: Nixon P.H. (ed). Mantle xenoliths, 1987, P.107-118.
17. *Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* A geotherm and lithospheric section for Central Mongolia (Tariat Region) / In: Flower M.F.J., et al. (eds.). Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Amer. Geophys. Union, 1998, P.127-153.
18. *McDonough W.F.* Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle // Earth and Planetary Science Letters, 1990, V.101, P.1-18.
19. *Menzies M.A.* Archaean, Proterozoic and Phanerozoic lithospheres / In: Menzies M.A. (ed.) Continental Mantle. Clarendon Press, Oxford, 1990, P.67-86.
20. *Mercier J-C.C., Nicolas A.* Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts // Journal of Petrology, 1975, V.16, N2, P.454-487.
21. *Rudnick R. L.* Xenoliths – samples of the lower continental crust / In: Continental Lower Crust (eds. Fountain D.M., Arculus R., Kay R.W.). Elsevier, Amsterdam, 1992, p. 269-316.
22. *Rudnick R.L., McDonough W.F., Chappell B.W.* Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics // Earth and Planetary Science Letters, 1993, v.114, p.463-475.
23. *Sen G., Macfarlane A., Srimal N.* Significance of rare hydrous alkaline melts in Hawaiian xenoliths // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1996, v.122, p.415-427.
24. *Upton B.G.J., Aspen P., Chapman N.A.* The upper mantle and deep crust beneath the British Isles: evidensce from inclusions in volcanic rocks // Journal of the Geological Society (London), 1983, v.140, p.105-121.
25. *Wulff-Pedersen E., Neumann E.-R., Jensen B.B.* The upper mantle under La Palma, Canary Islands: formation of Si-K-Na-rich melt and ist importance as a metasomatic agent // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1996, v.125, p.113-139.

ЭТАПЫ И МЕХАНИЗМЫ АЛЬПИЙСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Гиоргобиани Т.В.

Институт геологии им. А.И.Джанелидзе, г.Тбилиси, Грузия
(d_zakara@yahoo.com)

В результате многолетних региональных детальных геолого-структурных исследований современной альпийской складчатой структуры Большого Кавказа (БК) было установлено значительно более сложное и неоднородное ее строение, чем это предполагалось традиционно. Складчатость БК выражена пликативными образованиями, существенно отличающимися по морфологии, ориентировке, возрасту и генезису слагающих ее структур.

Важнейшая особенность БК связана с асимметричной латеральной структурной зональностью его главной линейной складчатой структуры. Наиболее четко это проявлено в мальм-эоценовом этаже Северо-Западного Кавказа, менее четко – на Юго-Восточном Кавказе. Зональность выражена в последовательной смене в поперечном сечении БК, с юго-запада на северо-восток, интенсивной линейной сильно сжатой складчатости умеренной, а затем слабой, переходящей в полого наклоненную на северо-восток моноклиналь [3].

Кроме основной линейной складчатости северо-западного простирания на БК развиты поперечные к ней более молодые изометричные или эллиптические в плане интерференционные складчатые структуры. Это характерно для зоны Южного склона БК, где, кроме того, значительное распространение имеют и тектонические покровы.

Распространение на БК несогласно ориентированных и разновозрастных пликативных структур фиксирует два главных крупных, качественно различных и самостоятельных этапа альпийской деформации региона. Каждый этап деформации на БК проходил в определенной геодинамической обстановке и различных кинематических условиях. Этапы, в свою очередь, состоят из нескольких фаз деформации со сходными геодинамическими и кинематическими процессами. Характерной особенностью проявления этапов деформаций является их несовпадение со стадиями геологического развития подвижной системы БК.

Этапам деформации предшествовала начальная стадия развития БК, включающая раннеюрскую фазу растяжения и заложения Большекавказского морского бассейна северо-западного простирания на утоненной континентальной коре в результате ее рифтоподобного блокового опускания. В процессе длительного развития прогиб периодически заполнялся мощными (6–10 км) песчано-глинистыми и, реже, вулканогенными, а также терригенно-карбонатными флишевыми толщами. Возраст слагающих депрессию БК осадочных комплексов, суммарная мощность которых достигает около 20 км, охватывает интервал времени от юры до позднего миоцена. Процессы осадконакопления прерывались короткими фазами компрессионных деформаций, чередующихся с длительными периодами седиментации в депрессии БК.

Первый этап деформации БК отвечает ранне-среднеальпийской и раннеорогенной стадиям (юра–средний миоцен), характеризующимся региональным северо-восточным сжатием при проявлении в регионе батской (предкелловейской), пиринейской, штирийской и аттической фаз складчатости. Наложенные друг на друга одинаково направленные суммарные деформаций привели к формированию главной региональной линейно-зональной складчатости БК.

Второй этап деформации, представляющий позднеорогенную стадию (поздний миоцен–антропоген) развития БК, характеризуется сменой деформации

северо-восточного сжатия субмеридиональным [2]. Он включает проявления роданской, валахской и пасаденской фаз сжатия, приведших к образованию целого класса разнообразных коллизионных структур, в том числе интерференционной складчатости и тектонических покровов [3].

Ранний этап деформации БК был продолжительным, охватывая интервал времени 165,5–11,5 млн. лет; поздний этап начался на рубеже раннего и позднего плиоцена (возраст деформации 3,6 млн.лет) и проявился также 1,8 млн.лет и 0,2–0,15 млн.лет назад. Он, очевидно, продолжался и в голоцене, включая деформации, происходящие в настоящее время.

Основные альпийские деформации происходили в условиях различно ориентированного горизонтального сжатия [1, 2]. Ранний этап деформации характеризовался северо-восточным тангенциальным сжатием и горизонтальным сокращением мощных слоистых мезозойско-кайнозойских толщ осадочного прогиба БК, вызывая их складчатость. Поздний этап проходил в обстановке континентальной коллизии, определяющей формирование новых своеобразных пликативных и разрывных тектонических образований, что сопровождалось резким усилением орогенических движений на БК. Первый этап деформации условно можно назвать этапом "мягкой" коллизии, второй – этапом "жесткой" коллизии [5]. На проявление складкообразовательных процессов в регионе в позднем сармате-антропогене уже давно указывал Е.Е. Милановский [6]. Он считает, что и в новейшее время, главным образом в краевых зонах БК, продолжалось формирование складчатых структур.

Установление причин проявления этапов деформации на БК позволяет определить механизмы последовательного образования региональных тектонических структур в регионе. Результаты детального структурного анализа морфологии современной складчатой структуры БК, включающий изучение особенностей ее регионального очертания в плане, показали, что в течение альпийского цикла развития регион испытывал односторонние, направленные с юга, горизонтальные компрессионные деформации (стресс). Кроме того, было выяснено, что эти деформации тангенциального внешнего сжатия, были вызваны проявлением в регионе локальных региональных и глобальных геодинамических процессов.

Расположение зоны интенсивной сжатой ранней складчатости и новейших коллизионных складчатых структур на южном склоне БК, указывает на то, что в деформации этого региона решающую роль играл прилегающий к нему с юга Черноморско-Закавказский микроконтинент (ЧЗМ) и его кинематика на разных этапах деформации БК. Реконструкция альпийской глобальной геодинамической обстановки в Иранско-Кавказском регионе требует привлечения современных мобилистических представлений.

Возникновение различных геодинамических обстановок в это время в регионе было обусловлено глобальными геодинамическими событиями. В течение альпийских этапов дислокации в Иранско-Кавказском регионе таким процессом было сближение Африкано-Аравийского континента с Евразией. Этот глобальный тектонический процесс является основным источником возникновения направленных с юга на север тангенциальных усилий, действовавших на всем протяжений альпийской эпохи.

В ранней юре в пределах Иранско-Кавказского сегмента Средиземноморского пояса, находящегося в настоящее время в области наибольшего сближения Аравийской платформы с Евразией, по плейт-тектоническим представлениям с севера на юг располагались: Скифская эпигерцинская плита южного края Евразийского континента, Большекавказский морской бассейн (окраинное море), Черноморско-Закавказский микроконтинент, обширный океан Тетис с размещенными в нем микроконтинентами и Африкано-Аравийский континент (плита).

К началу раннего этапа деформации (средняя юра), в связи с раскрытием Северной Атлантики, Африкано-Аравийский континент испытывал дрейф в восточном направлений. С возрастанием растяжения происходило вращение континента против часовой стрелки и вектор его движения разворачивался на северо-восток. Перемещаясь, Африкано-Аравийский континент воздействовал на океаническую плиту Тетис, в результате чего она передвигалась в ту же сторону и субдуцировала под ЧЗМ. Возникающее при этом направленное на северо-восток тангенциальное сжатие передавалось ЧЗМ, который [2].

Равномерное движение Африкано-Аравийской литосферной плиты иногда прерывалось импульсами ускорения ее перемещений. Периоды наибольших скоростей выражены многочисленными фазами складчатости, проявленными в межконтинентальном пространстве и вызвавшими сокращение его первоначальной ширины в несколько раз.

Особенностями этих фаз тектогенеза, проявленных в пределах БК в течение раннего этапа деформации, является то, что они проходили в обстановке северо-восточного горизонтального сжатия. В процессе дислокации региона решающую роль играл ЧЗМ, который прижимаясь к плоскости крутопадающего на север Южного краевого глубинного разлома (ЮКР) БК (в разных сегментах БК ЮКР носит разные названия), обусловливал его деформацию. Главной причиной регионального тангенциального сжатия было придвигание единого относительно жесткого ЧЗМ к более пластичному осадочному прогибу БК.

Наиболее точно кинематику ЧЗМ при формировании складчатости на первом этапе деформации БК объясняет придвиг (термин Е.И. Паталахи) [7]. При этом ЮКР, характеризующийся многократным проявлением разнотипных смещений, приобретает новую складкообразующую функцию – он явился поверхностью приложения регионального северо-восточного давления, передающего его Большекавказскому морскому бассейну.

Это одностороннее давление вызывало сжатие многокилометрового мезозойско-кайнозойского осадочного комплекса БК. В результате такой деформации происходило продольное изгибание разновеликих слоистых толщ и образование на БК главной региональной складчатости северо-западного простирания. В процессе складкообразования, очевидно, принимал участие и палеозойский фундамент, испытывающий, вероятнее всего, слабые складчатые изгибы [4, 8].

Придвиговая кинематика ЧЗМ и вызванное ей одностороннее горизонтальное, направленное с юго-запада сжатие определили асимметричную латеральную зональность складчатой структуры БК. В результате этого деформационного процесса в прилегающей к ЮКР зоне возникла наиболее напряженная сильно сжатая складчатая структура. Интенсивность складчатости постепенно уменьшается в северо-восточном направлении. Сначала развита зона среднесжатой складчатости, а затем зона слабосжатых складчатых структур, которая в конце сменяется зоной моноклинали [3]. Очевидно, что происхождение поперечной односторонней зональности складчатой структуры БК обязана фактору спада складкообразующих усилий при удалении от ЮКР. Развитие асимметричной структурной зональности в пределах БК указывает на то, что отделенная от него Северным краевым разломом Скифская платформа в этом складкообразовательном процессе играла пассивную роль, оставалась относительно неподвижной и выполняла функцию жесткого упора.

Следовательно, общим региональным механизмом деформации БК на раннем этапе являлись придвиговые движения ЧЗМ и связанное с ним северо-восточное тангенциальное сжатие. Последнее, в свою очередь, вызывало совместное действие разных более частых способов (механизмов) складкообразования (изгиб путем межпластового скольжения, ламинарное течение или их комбинация),

обусловливающих формирование самых разнообразных типов концентрической и подобной складчатости.

Главной фазой складчатости, обусловившей формирование основной линейной складчатой структуры БК, очевидно, являлась проявившаяся в конце эоцена пиринейская фаза активного сжатия, роль предкелловейской фазы значительно меньше. Деформации в условиях северо-восточного сжатия в регионе продолжались в штирийскую и аттическую фазы тектогенеза. Об этом свидетельствует наличие в периклинальных частях БК совместных деформаций несогласно залегающих между собой эоцен-нижнемиоценовых и среднемиоценовых отложений, которые конформно смяты в единые складки северо-западного (290-310°) простирания.

Продолжавшийся на раннем этапе деформаций БК процесс раскрытия Атлантики и дрейф Африкано-Аравийского континента завершился в сеноне закрытием океана Тетис, а затем и других подвижных зон. Полная консолидация слагающих Иранско-Кавказский регион микроконтинентов и формировавшихся между ними складчатых систем, произошла в конце среднего сармата. После в регионе возникла геодинамическая обстановка, характеризующая качественно новую стадию тектонического развития БК.

К началу позднего этапа деформации БК (с позднего сармата) произошел раскол Африкано-Аравийского континента и отделение от него Аравийской плиты. Причиной этой деструкции было раскрытие рифтов Аденского залива и Красного моря, а также развитие Левантинской левосдвиговой разломной зоны. Обособленная Аравийская плита начала дрейф на север в субмеридиональном направлении и внедрилась в Иранско-Кавказскую складчатую область, что вызвало резкую смену плана тангенциальных деформации от северо-восточного на долготное [2]. В результате на новейшем этапе деформации БК и прилегающие к нему с юга регионы оказались в обстановке континентальной коллизии, характеризующейся интенсивным субмеридиональным стрессом.

На позднем этапе деформации в условиях долготного сжатия и субширотного растяжения БК и ЧЗМ совместно были рассечены крупными субмеридиональными разломами на отдельные части. БК был разделен на Северо-Западный, Центральный, Восточный и Юго-Восточный сегменты, а ЧЗМ – на одноименные наноплиты. Последние, в свою очередь, крутопадающими долготными разломами были расчленены на отдельные поперечные мелкие блоки – шоли. В результате этого процесса на северной части ЧЗМ возник целый ансамбль блоков различного размера. Они, совместно с соответствующими им отрезками ЮКР и складчатой системы БК, образовали пары структур, подвергавшиеся автономным дислокациям. Следовательно, на втором коллизионном этапе деформаций на южный край БК воздействовал не единый и целостный ЧЗМ, как на предыдущем этапе, а составляющие его разновеликие блоки – шоли и наноплиты, возникшие при его деструкции.

Поперечное разрушение приграничной полосы ЧЗМ и особенности субмеридионального сжатия БК способствовали проявлению в системе блоков ЧЗМ–БК различных деформационных процессов. Одни, шоли и наноплиты, придвигались к разломной границе и внедрялись в складчатую структуру БК, а другие пододвигались под нее (А-субдукция). Придвиг может развиваться как в альпийском чехле, так и в палеозойском фундаменте региона, обеспечивая при этом их совместное сжатие в процессе складчатости. Однонаправленному северному движению шолей и наноплит, очевидно, способствовала горизонтальная тектоническая расслоенность земной коры ЧЗМ. В зависимости от кинематики перемещения малых и мелких блоков ЧЗМ в обстановке косого долготного давления, в пределах БК возникали разнотипные структуры. Придвиговые деформации

вызывали вдвигание и вдавливание отдельных шолей ЧЗМ в сформированную на раннем этапе главную линейную складчатость северо-западного простирания. Возникающее при этом субмеридиональное сжатие, наложенное под углом 45° на складчатые структуры северо-западного простирания, обусловило разрушение, переориентировку и преобразование существующих линейных складок и формирование особенных структур в виде интерференционной складчатости.

О проявлении на позднем этапе деформации в пределах БК процессов шолевой тектоники свидетельствует изломанная, флексурообразная в плане морфология ЮКР и прилегающей к нему складчатой системы, на что раньше не обращали внимание.

Таким образом, общим механизмом деформации БК на позднем этапе является субмеридиональное локальное сжатие, реализованное в виде придвиговых и поддвиговых смещений под воздействием шолей и наноплит ЧЗМ на БК. Данный процесс на коллизионном этапе является главным источником давления на БК, а механизмы структурообразования определяются характером движения плит. При придвиговой кинематике блоков действует интерференционный механизм формирования складчатых структур, вызывающий возникновение, как отмечалось выше, пересекающейся – интерференционной складчатости. В условиях поддвиговой кинематики малых и мелких блоков ЧЗМ, которая начинает проявляться в результате дальнейшего развития придвигового процесса, формируются тектонические покровы. На коллизионном этапе вместе с локальными придвиговыми и поддвиговыми механизмами деформации в регионе действовал региональный механизм вращательной деформации. Косое субмеридиональное столкновение ЧЗМ и БК, долготное движение шолей и наноплит вызывали смещение оси мегантиклинория на север и вращение БК против часовой стрелки на 20°, определившие его современное местоположение.

Главные коллизионные деформации на БК происходили в процессе плиоцен-плейстоценовых фаз складчатости и продолжаются ныне. Основным способом при этом является придвиговый механизм, что подтверждается в 5 раз большей протяженностью участков с действием придвигового механизма деформации в современной структуре БК, чем мест проявления поддвигового способа структурообразования.

Проведенный структурно-кинематический анализ складчатой структуры БК, выполненный индуктивными и дедуктивными методами, показал несостоятельность давно существующего и общепризнанного в настоящее время поддвигового механизма образования складчатости. Он достоверно не объясняет особенности происхождения структур и условия проявления альпийского тектогенеза и должен быть заменен более реальным и обоснованным фактическим материалом придвиговым механизмом деформации.

Литература

1. *Гиоргобиани Т.В.* Основные особенности альпийской складчатой структуры Большого кавказа // Сб. тр. посв. 100-летию со дня рожд. П.Д. Гамкрелидзе. Труды. Нов. сер. Вып. 119. Тбилиси. 2004. С. 79-89.
2. *Гиоргобиани Т.В.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа и приграничных регионов // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Т. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2007. С. 91-96.
3. *Гиоргобиани Т.В. Закарая Д.П.* Складчатая структура Северо-Западного Кавказа и механизм ее формирования. Тб.: Мецниереба. 1989. 60 с.
4. *Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П.* Экспериментальное изучение механизма формирования складчатой структуры Северо-Западного Кавказа // Тр. посвящ. к юбилею 90-летия Г.М. Заридзе. Тб.: Интеллект. 1999. С. 229-256.
5. *Короновский Н.В., Демина Л.И.* Коллизионный этап развития Кавказского

сектора Альпийского складчатого пояса // Геотектоника, №2, 1999. С. 17-35.
6. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа // М.: Недра, 1968. 483 с.
7. *Паталаха Е.И.* Явление придвига в разломной тектонике // ДАН СССР, 1976, Т. 228, №5. С. 1175-1178.
8. *Сомин М.Л.* О движениях формировавших структуру Большого Кавказа // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 122-129.

ПРОБЛЕМА ТРАНСПРОТЕРОЗОЙСКОГОСУПЕРКОНТИНЕНТА: ДОКАЗАТЕЛЬСТВАПО СИБИРСКОМУ КРАТОНУ

ГладкочубД.П, Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия (dima@crust.irk.ru)

Получены доказательства наличия в докембрийской истории развития юга Сибирского кратона глобального по продолжительности (около 1 миллиарда лет) перерыва в проявлении эндогенной активности и процессов осадконакопления [2, 4]. Выявленный феномен в настоящее время не имеет единственно верного объяснения. Амагматичность, отсутствие свидетельств метаморфического преобразования пород и их вовлеченности в какие-либо тектонические процессы на протяжении столь длительного (1,80 – 0,75 млрд лет) периода истории может быть обусловлена нахождением рассматриваемых территорий во внутренних областях крупной долгоживущей структуры (суперконтинента). Полученные результаты свидетельствуют о том, что развитие юга Сибирского кратона в режиме стабильной внутриконтинентальной области началось ~1,80 млрд. лет назад. Этот возрастной рубеж отвечает времени завершения процессов становления палеопротерозойского суперконтинента Пангея-I [3]. Начало развития в регионе неопротерозойских рифтогенных процессов (0,75 млрд лет) совпадает с началом процесса отделения Сибири от Родинии [5] на стадии распада этого суперконтинента. Таким образом, новые данные, полученные для юга Сибирского кратона, могут свидетельствовать в пользу возможности существования на Земле долгоживущего (транспротерозойского – от палео- до неопротерозоя) суперконтинента, представляющего собой фрагмент суперконтинента Пангея-I, объединявшего в докембрии Сибирь, Лаврентию и Гренландию. Примечательно, что для всех этих кратонов характерен подобный «сибирскому» тип строения докембрийских разрезов (обзор в [5]). Объединившись в единую структуру в палеопротерозое, ассоциация упомянутых выше кратонов в мезопротерозое трансформировалась в Родинию за счет присоединения к палеопротерозойскому «ядру» других кратонных блоков. История существования транспротерозойского суперконтинента, по-видимому, закончилась одновременно с распадом Родинии, т.е. в позднем неопротерозое.

Наиболее простым и логичным объяснением перерывов в осадконакоплении могло бы быть интенсивное выветривание, разрушение и снос обломочного материала с площади Присаянского и Прибайкальского краевых поднятий Сибирского кратона в отрицательные формы рельефа (межгорные и предгорные впадины/бассейны). Однако эта модель находит серьезные аргументы «против» при анализе геологического строения Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (Прибайкальское поднятие). В пределах пояса отмечено присутствие хорошо сохранившихся фрагментов палепротерозойского (~1,85 млрд. лет) строения (вулканические аппараты, жерла, кальдеры, потоки) [1]. В то же время, осадочные породы мезопротерозойского возраста ни в межгорных, ни в передовых прогибах до настоящего времени в указанном районе отмечены не были. Кайнотипный облик палеопротерозойских образований пояса и вовсе свидетельствует в пользу того, что эти отложения не испытывали сколь-либо существенных погружений, т.е. не были перекрыты мощным площадным осадочным чехлом вплоть до позднего неопротерозоя (байкальская серия). Однако, при условии отсутствия «предохраняющего» мезопротерозойского осадочного чехла трудно объяснить относительно хорошую

сохранность форм древнего (палеопротерозойского) рельефа в условиях длительной (несколько сот миллионов лет) интенсивной денудации.

Приходтся констатировать, что на современном уровне знаний о развитии Земли в докембрии, выявленный феномен, т.е. отсутствие каких-либо свидетельств эндогенной и экзогенной активности на интервале времени от 1,8 до 0,8 млрд лет не может быть объяснен в рамках традиционных концепций и требует дальнейшего изучения.

Литература

1. Бухаров А.А. Протоактивизировнные зоны древних платформ. Н.: Наука. 1987. 201 с.
2. ГладкочубД.П., Скляров Е.В., Донская Т.В., Станевич А.М., Мазукабзов А.М. Период глобальной неопределенности (белое пятно) в докембрийской истории юга Сибирского кратона и проблема транспротерозойского суперконтинента // Доклады РАН, 2008, т. 421, № 2, с. 424 – 429.
3. Хаин В.Е. Проблемы тектоники раннего докембрия // Вест. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология, 2000, № 4, с. 13-24.
4. Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Mazukabzov A.M., Pisarevsky S.A., Sklyarov E.V., Stanevich A.M. A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian Craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent // American Journal of Sciences, 2010, doi 10.2475/04.2010.00.
5. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins F.S., Davidson A, De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Gladkochub D.P. Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S, Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precambrian Research, 2008, v. 160, p. 179-210.

ВНУТРИПЛАНЕТНЫЕ И ВНЕПЛАНЕТНЫЕ ФАКТОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ РАННЕЙ ЗЕМЛИ

Глуховский М.З.

Геологический Институт РАН, Москва, (marat@ilran.ru)

В последние годы заметно возрос интерес геологов к внепланетным факторам, оказывающим влияние на эндогенные процессы, которые определяли ход тектонической эволюции ранней Земли, на что В.Е.Хаин с соавторами в работах последнего десятилетия обращал особое внимание [13-15].

Настоящее сообщение основано на представлениях о том, что на ранней стадии развития Земли господствовал режим тектоники плюмов, который осуществлялся в переменных геодинамических условиях сжатия и растяжения, зависящих от изменения скорости осевого вращения планеты (ротационно-плюмовый режим). Эта скорость с одной стороны регулировалась в ходе постепенного удаления Луны и эволюционного колебательного воздействия солнечно-лунных приливных сил [1], а с другой - катастрофически изменялась под действием высокоэнергетических импактных событий [2, 8, 23]. Можно выделить три основных этапа тектонической эволюции ранней Земли: *а* – зарождение ядер сиалической коры (4.5- 4.0 млрд. лет); *б* – формирование мировой системы зеленокаменных поясов первого (3.3-3.4 млрд. лет) и второго (2.9-2.7 млрд. лет) поколений и *в* – катастрофические процессы палеопротерозойского термотектогенеза (2.5-1.8 млрд. лет). На эмпирической кривой [16], показывающей со временем изменение расстояния от Земли до Луны в земных радиусах, выделены резкие перегибы, совпадающие с фазами последней тяжелой бомбардировки (ПТБ) Земли астероидами в раннем архее (3.9 млрд. лет). Далее импактными событиями в среднем и позднем архее – (3.3-3.2 млрд. лет) и протерозое – (2.1-1.8 млрд. лет) [23]. Как известно, расстояние между Землей и Луной является основным показателем изменения положения барицентра, оказывающим влияние на осевую скорость вращения Земли по закону сохранения орбитального момента количества движения [1].

Цель работы – показать причинно-следственные связи ротационно-плюмового режима, определявшего во времени и пространстве размещение центров первичного корообразования и линейно-параллельных структур зеленокаменных поясов и причины их деформаций, а также особенности глобальных процессов палеопротерозойского термотектогенеза.

Исследование опирается на опубликованные теоретические и экспериментальные данные, фактический геологический материал и сравнительный планетологический анализ [4, 5]. В соответствии с этими аргументами и фактами было сформулировано фундаментальное положение о том, что ротационно-плюмовый режим господствовал на ранних этапах необратимой тектонической эволюции Земли и зависел от скорости осевого вращения планеты. В архейскую эру дистанция между Землей и Луной была значительно меньше, чем в настоящее время. По этому скорость осевого вращения Земли была от 4 до 10 часов в сутки [16], а в субэкваториальном поясе в критических широтах ±35° [11] под воздействием центробежных сил, энергии солнечно-лунных приливов и ударов астероидов фазы ПТБ в режиме мантийных плюмов зарождались сиалические ядра (нуклеары) [3, 7]. Нельзя исключить того, что появление и развитие этих ядер было вызвано импактно-триггерным воздействием этих ударов [12, 23]. В аналогичной обстановке формировались зеленокаменные пояса первого поколения – (3,47-3,20 млрд. лет) [18] и, отчасти, мировая система зеленокаменных поясов второго поколения (3,0-2,7 млрд. лет) [9].

Этому способствовал режим быстрого осевого вращения планеты. Видимо только при таких условиях было возможным синхронное растяжение удлиненных линейных субпараллельных меридиональных роев разломов коры и сопряженных субширотных сдвигов, которые контролировали размещение глубоких рифтогенных структур (шовных прогибов с базальтами, коматиитами и осадочными породами). Последующие процессы гранитизации и ремобилизации фундамента, а также интенсивного (в сумме до 65%) и неоднократного (до трех фаз) сжатия шовных прогибов [*9*] могли быть обусловлены рядом причин. Это лунные приливы с движением волны смещения в коре и астеносферном слое, бегущей в западном направлении в сторону вращения Земли [*10*]. Ипактные события и калебательные изменения скорости ее осевого вращения, как и в фанерозе, с соответствующими фазами растяжения и сжатия осуществлялись за счет колебательной эволюции расстояния между Землей и ее спутником. [*1*]. Не исключен и суммарный эффект от всех причин. В условиях сжатия в шовных зеленокаменных структурах за счет частичного плавления корневых зон могли образовываться известково-щелочные магмы – андезиты (их присутствие часто приводят в качестве обоснования островодужной природы зеленокаменных структур). С этими фазами могли быть связаны также горизонтальные деформации шовных структур и метаморфизм пород, в том числе и за счет активизации тоналитовых гнейсов фундамента и роста гранитогнейсовых валов, а также широкого развития высококалиевых гранитов, разделяющих шовные прогибы [*9*].

В палеопротерозое (2.5–1.8 млрд. лет) в результате накопления тепла под субэкваториальной эпиархейской Пангеей в режиме суперплюмов происходили импульсивное растрескивание и трансформация протоконтинентальной коры, процессы внутрикорового и мантийного магматизма, а также высокотемпературного метаморфизма. Этот планетарный процесс термотектогенеза совпал с гигантской астероидной бомбардировкой Земли. Об этом свидетельствуют многочисленные астроблемы разного размера на всех древних платформах, располагавшихся в зоне экватора («экваториальный эффект» падения астероидов [2]). К ним можно отнести и недавно выявленный след масштабного импактного события на севере Сибирской платформы (1900±50 млн. лет) [6] , соизмеримого с астроблемами Вредефорт (2003 млн. лет) и Садбери (1850 млн. лет) [8].

Итак, причинно-следственная связь между действием солнечно-лунных приливных сил и масштабными высокоэнергетическими архейско-протерозойскими импактными событиями становится все более очевидной. Эти события могли, усиливать действие приливных сил Луны, влиять на осевую скорость вращения Земли и на быстрый рост расстояния между ними — от 4-20 до 50-60 радиусов Земли [*16*]. С радикальным изменением скорости осевого вращения Земли на этапе перехода от архея к протерозою связывают катастрофический коллапс устойчивого плотностного расслоения земного ядра и возможно его перемещение. Это привело к глобальным процессам метаморфизма и мантийного магматизма, а также к увеличению соотношения K_2O/Na_2O в изверженных и осадочных породах, резкому увеличению отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в морской воде, к изменению угла наклона земной оси, миграции широт и другим адекватным геодинамическим процессам, которые зависят от ротационного режима планеты[*24*]. О режиме колебательной эволюции системы Земля-Луна в это время свидетельствуют особенности строения и развития Алданского щита, где процессы палеопротерозойского термотектогенеза проявились в полном объеме [5].

Естественно, что многие положения предлагаемой модели трудно, а порой и — невозможно документировать на Земле, прошедшей длительный путь эндогенного и

экзогенного развития, включая механизмы тектоники литосферных плит, интенсивный размыв и т.д. Поэтому в качестве природной модели ранней Земли лучше всего подходит Венера, которая по многим своим физическим параметрам (размер, плотность, ускорение силы тяжести и др.) наиболее близка нашей планете. Однако выделяют ряд данных, препятствующих проведению сравнительного планетологического анализа ранней Земли и Венеры. К ним относят: близость к Солнцу, состав атмосферы, PT-условия поверхности, Кроме этого: а) — Венера, в отличие от Земли, вращается в обратном направлении со скоростью более чем в 10 раз медленнее и не имеет спутника и, соответственно, общего барицентра подобно системе Земля-Луна, играющего важную роль в ротационном режиме двойной планеты [1]. На Венере больший, чем на Земле наклон экватора к плоскости орбиты — 177° и отсутствуют океан и иная водная среда — главные реагенты эрозии.

Вместе тем полагают, что обратное и медленное вращение Венеры может быть связано с потерей спутника, в качестве которого мог быть Меркурий (размером близким к Луне). Не исключено, что уход Меркурия сопровождался его касательным ударом по Венере в районе северных широт (60°N) и ее разворот и увеличение угла наклона к плоскости орбиты [4] О силе удара свидетельствует возникшая на его месте горная система Земли Иштар, внешне напоминающая удлиненный шрам от этого удара. Это место характеризуется повышенной мощностью коры, гравитационной аномалией [21], а в его окрестностях широким развитием пользуются структуры сдвигового скольжения верхней коры – тессеры, которые могли возникнуть в результате шокового стресса в момент гравитационной релаксации, подъема коры и нарушения ландшафта. В то же время на Меркурии обнаружена крупнейшая в Солнечной системе ударная структура — котловина Колорис диаметром около 1300 км. Удар был такой силы, что отставил характерный след на ее поверхности в диаметрально противоположной точке. Вместе с тем, проведенные ранее исследования с соответствующими ссылками на литературные источники [4] показали, что Венера на ранних этапах развития вращалась в прямом направлении и достаточно быстро. Об этом свидетельствуют структуры пропагирующих гигантских радиальных роев даек и субмеридиональных рифтогенных структур в зоне экватора, изогнутых под действием сил Кориолиса, так, как если бы Венера, как и ранняя Земля, вращалась быстро в направлении с запада на восток [26].

В связи изложенным выше становится ясным, что субэкваториальное(±35°) положение (как и на модели эпиархейского суперконтиента Земли [7])возвышенной части Венеры – Земли Афродиты не является случайным. Здесь широко развиты многочисленные разновеликие мегаструктуры с радиальными разломами — следы мантийных плюмов: отрицательные венцы и супервенцы и положительные— архотоиды [4, 19 22]. В этом же субэкваториальном поясе Венеры развита сеть разломов, которая подчиняется двум главным направлениям: сумеридиональному и субширотному.[20, 22]. Первые часто имеют открытые стенки (растяжение), а вторые более похожи на субширотные сдвиги. При этом видны проявления вулканизма, как центрального типа, так и выполняющие наложенные впадины, контролируемые субширотными разломами [22]. Такие процессы были возможны при комбинации субмеридионального растяжения и субширотных сдвигов, в условиях быстрого осевого вращении Венеры в зоне экватора и последующего торможения по модели [11]. Аналог с зеленокаменными структурами Земли очевиден. Именно подобную картину ортогонального совмещения двух субпараллельных архейских зеленокаменных поясов и наложенных седиментогенных впадин можно видеть на многих щитах и, в частности, на Алданском

щите, который по палеомагнитным данным, равно как и другие щиты северного ряда, в это время располагался в зоне экватора. Такая модель ориентировки зеленокаменных роев, зависящая от ротационного режима, может быть использована при палинспастических реконструкциях эпиархейского суперконтинента.

Как отмечалось выше, на Венере произошло катастрофическое резкое замедление скорости ее осевого вращения. В этом случае согласно модели [11] должно было произойти изменение положения полей напряжения: растяжения в высоких и низких широтах и сжатия в зоне экватора. Это было показано ранее на примере дайковых роев, трассирующих зоны растяжения в высоких широтах Венеры [4]. Кроме этого, в высоких и низких широтах планеты были обнаружены «горячие точки» со всеми признаками вулканической деятельности, датируемые от 250 млн. до 25 тыс. лет [17, 25], когда она уже изменила скорость и направление своего осевого вращения.

Таким образом, доказательства роли ротационного фактора в тектонической эволюции Венеры несомненны и могут быть использованы для реконструкции этапов развития ранней Земли при всех их современных отличиях. Сравнительный планетологический анализ показал, что на ранних стадиях тектонической эволюции Земля и Венера развивались в одинаковых условиях быстрого осевого вращения. В результате этого под действием центробежных сил на обеих планетах происходило формирование субэкваториального «горячего пояса» мантийных плюмов и первичных суперконтинентов. Однако на Земле ротационно-плюмовый режим сопровождался высокоэнергетическими импактно-триггерными поцессами. Их количество близко оценке наиболее ранних ударных событий [12], наложенных, благодаря «экваториальному эффекту», на скубэкваториальный «горячий пояс» быстро вращающейся Земли [2]. Все это существенно повлияло на формирование и эволюцию первой субэкваториальной Пангеи и на мировую систему архейских сиалических ядер (нуклеаров).

На Венере, благодаря экранирующему влиянию плотной атмосферы, эти процессы не столь очевидны, хотя следы астроблем на Венере были описаны [19], а предполагаемый единственный высокоэнергетический импактный удар Меркурия привел планету в состояние обратного медленного вращения, увеличению наклона ее оси к плоскости орбиты со всеми вытекающими геодинамическими последствиями. В пределах Солнечной системы известен еще один подобный случай – это Уран. Вместе с тем роль масштабных импактных событий в формировании архейских зеленокаменных поясов и особенно процессов палеопротерозойского термотектогенеза на Земле была сравнительно более существенна. Это привело к катастрофическому возбуждению масштабных эндогенных и экзогенных процессов не только в точках удара. Их суммарный высокоэнергетический эффект и его последствия в итоге привели к консолидации континентальной коры. После этого стало возможным действие механизмов полномасштабной тектоники литосферных плит.

Всё вышеизложенное еще раз подтверждает концепцию о многообразии и дискретности (нелинейности) хода необратимого геологического развития Земли. При этом роль внепланетных факторов в эндогенных процессах тектонической эволюции Земли была достаточно велика и ее уже больше нельзя игнорировать [14].

Литература

1. *Авсюк Ю.Н.* Приливные силы и природные процессы. М.: Изд. ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
2. *Баренбаум А.А.* Галактика, Солнечная система, Земля. Соподчиненные процессы и эволюция. М.: ГЕОС, 2002. 394 с.
3. *Глуховский М.З.* Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (нуклеарная концепция). М.: Наука, 1990. 215 с.

4. *Глуховский М.*З. Ротационный фактор и некоторые проблемы сравнительной планетологии // Геотектоника 2005. № 6. . 3-18
5. *Глуховский М.З.* Палеопротерозойский термотектогенез — ротационно-плюмовая модель Алданского щита. // Геотектоника 2009. № 3. С. 51-78.
6. *Глуховский М.З., Кузьмин М.И.* Геохимия псевдотахилитов Анабарского щита и механизм их образования. // ДАН. 2010. Т.431. № 5. С.662-667.
7. *Глуховский М.З., Моралёв В.М., Кузьмин М.И.* Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника 1994. № 5. С. 3–18.
8. *Катастрофические воздействия космических тел* /ред. В.В. Адушкин и И.В. Немчинов/. Институт динамики геосфер РАН. М.: ИКЦ «Академкнига». 2005. 310 с.
9. *Конди К.* Архейские эленокаменные пояса. М.: Мир. 1983. 390 с.
10. *Косыгин Ю.А., Маслов Л.А.* Роль твердых приливов в тектоническом процессе // Геотектоника 1986. №. 6. С. 3-7.
11. *Стовас М.В.* Некоторые вопросы тектоногенеза // Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 225–285
12. *Тетерев А.Л. Немчинов И.В., Рудак Л.В.* Удары крупных планетезималей по ранней Земле // Астрономический вестник. 2004. Т. 38. № 1. С. 43–52.
13. *Хаин В.Е.* Глобальная геодинамика на пороге нового века // Геотектоника 2002. № 4. С. 3–13.
14. *Хаин В.Е., Короновский Н.В.* Планета Земля от ядра до ионосферы. М.: Изд-во КДУ, 2007. 244 с.
15. *Хаин В.Е., Полетаев А.И.* Ротационная тектоника: предыстория, современное состояние, перспективы развития // Ротационные процессы в геологии и физике. М.: Изд-во КомКнига, 2007. С. 17–38.
16. ***Binder A.B.*** The moon: its figure orbital evolution // Geophys. Res. Lett. 1982. Vol. 9. № 1. P. 33–36.
17. ***Bondarenko N.*** Vesicular lava on Venus: Effects on radar echo and radio brightness temperature //. Abstracts. Vol. 5. EPSC 2010. P. 335-336.
18. ***Glikson A., Vickers J.*** The 3.26–3.24 Ga Barberton asteroid impact cluster: Tests of tectonic and magmatic consequences, Pilbara Craton, Western Australia // Earth and Planet. Sci. Lett. 2006. Vol.241 P. 11–20.
19. ***Hansen V.L*** Artemis:Surfase expression of deep mantle plume on Venus // GSA Bulletion. 2002. Vol. 114.№ 7. P. 239-298.
20. ***Hansen V.L.***Venus shield terranian // GSA Bulletion. 2005. Vol. 117.№ 5-6. P. 808-822.
21. ***Hunesn V.L., Phillips R.J.*** Formation of Ishtar Terra. Venus: Surface and gravity constrains // Geology. 1995. Vol. 23.№ 4. P. 292-296.
22. ***Hunesn V.L.,Brian B.K., Ghent R.R.*** Tessera terrain and Gustal plateaus. Venus // Geology. 1999. Vol. 27.№ 12. P/ 1071-1074.
23. ***Koeberl C.*** Impact Processes on Early Earth // Elements. 2006. Vol. 2.№ 4. P. 211–216
24. ***Kumazawa M., Yoshida S., Ito T., Yoshioka H.*** Archean-Proterozoic boundary interpreted as a catastrophic collapse of the stable density stratification in the core // Jour. Geol. Soc. Japan. 1994. Vol. 100.№ 1. P. 50–59
25. ***Smeakar S.***E,et al. Resent Hotspot Volcanism on Venus from VIRTIS Emission Date //Sciense. V.328. P. 6505-608.
26. ***Solomon S.C., Grimm R.E. Tectonic activity on Venus. // Nature. 1988. Vol/ 331. P. 305-306***

МАФИЧЕСКИЕ КСЕНОЛИТЫ В МЕЗОАРХЕЙСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ АНДЕЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

Гоголев М.А., Светов С.А.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия
(mag-333@mail.ru)

В процессе вулканической деятельности островодужного магматизма вместе с продуктами извержений выносятся различные типы ксенолитов, которые являются либо производными фракционирования формирующихся в конвергентных режимах расплавов, либо захваченными обломками корового или верхнемантийного материала. Изучение этих включений является ключом к реконструкции условий формирования расплавов в островодужных системах и позволяет охарактеризовать параметры мантийно - коровых взаимодействий.

Объектом данного исследования является мезоархейский островодужный комплекс Карельского кратона, а именно Игнойльская палеовулканическая постройка, расположенная в Хаутаваараской структуре Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. В строении постройки выделен центральный андезитовый некк и окружающая пирокластическая толща (представлена туфами, туффитами андезитов, андезидацитов). U-Pb-возраст некка составляет 2995±20 млн.лет [2]. Породы Игнойльской палеовулканической постройки по геохимии (содержание SiO_2: 54,35 - 76,75 мас. %, Na_2O: 3,83-4,70 мас %, K_2O/Na_2O: 0,3-0,44, MgO: 1,5 - 4 мас %, Sr и Ba около 450 г/т и 500 г/т, соответственно и Y менее 18 г/т) относятся к адакитовой серии [1].

Петрография

В результате детального изучения центрального некка Игнойльской палеовулканической постройки было выделено несколько петрографических разновидностей ксенолитов. Из изученых 20 проб ксенолитов 15 представлены мафическими и ультрамафическими породами: пироксенитами, габброидами и эпидозитами. Размер ксенолитов варьирует от 2-3 см до 5 м по длинной оси (рис. 1).



Рис. 1. Фото ксенолита пироксенита (проба -1а).

Изометричные ксенолиты пироксенитов (пробы 1а, 3а, 3б, 7а, 4а, 9) имеют темно-зеленый цвет, размер от 5×7 до 15×20 $см^2$ и для них характерна панидиоморфно-зернистая микроструктура. Они сложены минеральной ассоциацией, представленной магнезиальной роговой обманкой, тремолитом и актинолитом, которые развиваются по первичным оливинам и пироксенам (согласно нормативным пересчетам). Второстепенные минералы представлены биотитом, эпидотом, хлоритом и альбитизированным олигоклазом. Акцессорные: циркон и сфен. Из рудных выделены магнетит, ильменит, рутил, монацит, барит, халькопирит и самородное золото (шлиф 3а).

Габброиды (пробы 10, 12, 14, 15, 16) отличаются темно-серым, доходящего до черного, цветом, структура - мелко-среднезернистая, размеры достигают 12×5 $см^2$ и характеризуется бластоофитовой и лепидогранобластовой микроструктурами. Породообразующие минералы представлены амфиболом (роговая обманка, тремолит, актинолит), соссюритизированным олигоклазом и биотитом.

Эпидозиты (пробы 6а, 8, 13, 19) являются эпидозированными габброидами, (при пересчете на нормативный минеральный состав). Модальный минеральный состав представлен эпидотом, альбитом, кварцем и хлоритом.

Классификация

Для типизации ксенолитов был использован химический состав, так как вторичная минеральная ассоциация не дает адекватного решения проблемы. Проанализированы 8 из 15 мафических ксенолитов.

На классификационной диаграмме SiO_2-Na_2O+K_2O (рис.2) фигуративные точки пробы 1а (пироксенит) находятся в поле перидотитов, а проб 3а и 3б (пироксениты) - в поле пироксенитов. Состав пробы 6а (эпидозит) отвечает полю на границе между фоидолитами и перидотитами. Проба 9 (пироксенит) находится в поле габброидов. К субщелочным габброидам относится проба 10 (габброиды), и к монцодиоритам – проба 12 (габброиды).

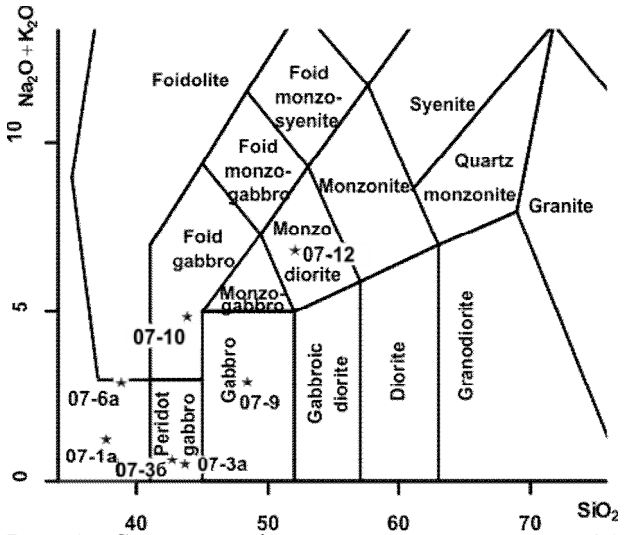


Рис. 2. Составы мафических ксенолитов на TAS диаграмме [5].

Ксенолиты субщелочных габброидов и монцодиоритов отвечают известково-щелочной серии (рис. 3), а толеитовой серии – ксенолиты габброидов, пироксенитов, фоидолитов и перидотитов.

Содержание малых элементов в ксенолитах Игнойльского палеовулкана и их отношения (табл. 1) позволяет судить об участии в источнике вещества мантийной компоненты.

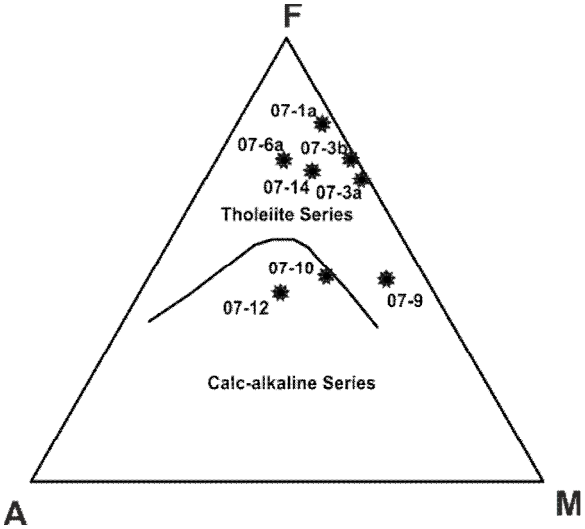


Рис. 3. Фигуративные точки составов мафических ксенолитов на AFM диаграмме [4].

Таблица 1. Отношения малых элементов для мафических ксенолитов Игнольского палеовулкана

Отношения эл-ов	Примитивная мантия	Деплетированная мантия	пироксениты		Габброиды		
			3а	3б	9	6а	10
Zr/Nb	14.8	30	13.7	13.8	11.3	3.3	3.3
La/Nb	0.94	1.07	14.09	11.60	2.59	13.77	9.70
Ba/Nb	9	4.3	155	173	27	2479	899
Th/Nb	0.117	0.07	0.064	0.36	0.123	0.10	0.307
Th/La	0.125	0.07	0.005	0.03	0.05	0.01	0.03
Ba/La	9.6	4	11	15	10.3	180	92.7

Примечание: содержание элементов в примитивной и деплетированной мантий [3].

Для ксенолитов пироксенитов и габброидов наиболее информативными являются отношения Zr/Nb, Th/La и Ba/La, которые отражают их сходство состава с примитивной мантией. Th/Nb отношение для пробы 3а подобно деплетированной мантии, а для пробы 3б и 9 это отношение аналогично примитивной мантии. Ксенолиты фоидолитов и щелочных габброидов имеют характеристику источника, который был первоначально обогащен малыми элементами.

Заключение

Таким образом, проведенная типизация мафических ксенолитов из мезоархейского адакитового некка Игнойльской

палеовулканической постройки по химическую составу показала, что петрографически выделяемые разновидности ксенолитов (пироксениты, габброиды и эпидозиты) более дробно разделяются на перидотиты, пироксениты, габброиды, субщелочные габброиды, фоидолиты и монцодиориты. Субщелочные габброиды и монцодиориты относятся к известково-щелочной серии, а перидотиты, пироксениты, фоидолиты и габброиды – к толеитовой серии.

Исследуемые ксенолиты отражают магмогенерацию из различных уровней островодужных систем. Перидотитовые и пироксенитовые ксенолиты могут быть захвачены из области мантийного клина и отражать его гетерогенный состав. Габброиды нормального ряда могут характеризовать дериваты фракционирования адакитовых расплавов. Щелочные разновидности габброидов указывают на наличие отдельных метасоматизированных зон в мантийном клине.

Литература

1. *Светов С.А.* Новые данные по геохимии древнейших (3,05-2,95 млрд.лет) андезитовых ассоциаций Восточной Фенноскандии // ДАН. Том 388, № 5, 2003, С. 664-668.
2. *Сергеев С.А.* Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея центральной и Юго-Восточной Карелии // Автореф. дисс. … канд. г.-м. н., 1989, 24 с.
3. *Щипанский А.А.* Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: ЛКИ, 2008, 560 с.
4. *Irvine T.M. and BaragarW.R.* A guide to the chemical classification of common volcanic rocks // Canad J Earth Sci, 1971, V .8, pp.523-548.
5. *Middlemost E.* Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth Sci Rev, 1994, V . 37, pp.215-224.

ОСОБЕННОСТИ ДИСЛОКАЦИЙ МЕЛОВЫХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Голозубов В.В., Касаткин С.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия (golozubov@fegi.ru)

Исследования дислокаций меловых и кайнозойских образований проведены в южной части Западно-Сахалинского террейна от широты г. Углегорска на севере до мыса Кузнецова на юге. Восточной и западной границами террейна являются Тымь-Поронайская и Западно-Сахалинская системы разломов соответственно. Объектами исследования являлись обнажения в придорожных выемках, вдоль морского побережья Татарского пролива и залива Анива, а также вдоль впадающих в Татарский пролив и в Охотское море рек и ручьев. Основным методом являлось изучение следов деформаций разновозрастных образований, включая измерение ориентировок слоистости и сместителей разрывов, а также ориентировок погружения штриховок скольжения (если таковые обнаруживаются) с определением, по возможности, характера перемещений вдоль последних.

Пликативные дислокации района хорошо изучены предшественниками в процессе геологосъемочных работ с использованием данных дешифрирования аэрофотоснимков и интерпретации геофизических материалов. Наиболее древние, позднемеловые породы прослежены непрерывной полосой вдоль восточной границы Западно-Сахалинского террейна. Западнее, вплоть до побережья Татарского пролива обнажены кайнозойские толщи, смятые в серию относительно просто построенных синклиналей и антиклиналей ССЗ и меридионального простирания. ССЗ ориентировки осей складок наблюдаются в приосевой части террейна, а по мере приближения к западной и восточной его разломным границам слои приобретают меридиональное простирание. Углы падения крыльев редко превышают 30-40°, а в приосевых частях синклиналей наблюдаются и близкие к горизонтальным залегания. На этом фоне выделяются участки весьма интенсивных дислокаций в зонах влияния как Западно-Сахалинской и Тымь Поронайской систем разломов, так и ряда разломов меридионального и СЗ

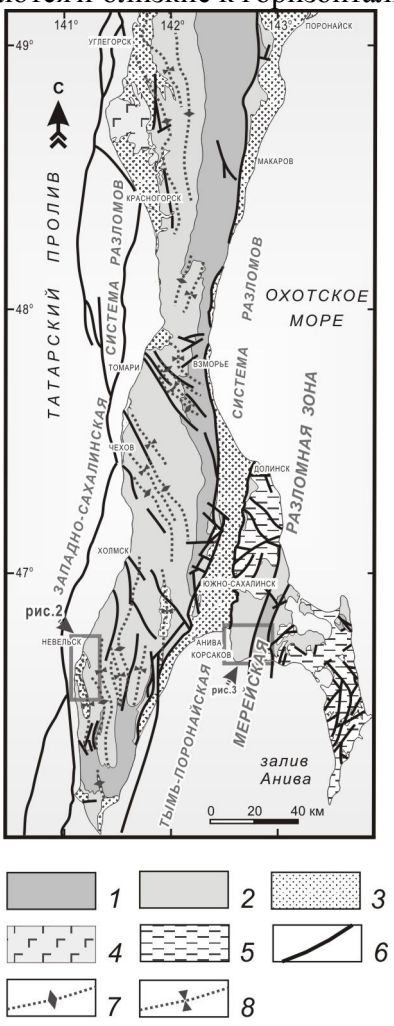


Рис. 1. Геолого-структурная схема Южного Сахалина.
1 – альбские и верхнемеловые терригенные, частью туфово-терригенные образования; 2 – палеоцен – миоценовые терригенные, реже вулканогенные образования; 3 – миоцен – четвертичные терригенные образования; 4 – плиоценовые базальты; 5 - меловые и палеоцен-эоценовые аккреционные комплексы; 6 – разломы; 7 – оси антиклиналей; 8 – оси синклиналей.

простирания, рассекающих приосевую часть террейна. В этих зонах слои приобретают крутые (до вертикальных) падения слоистости, иногда наблюдаются опрокинутые и лежачие микроскладки. Примером может служить «зона крутых залеганий» (термин В.С.Рождественского [4]) вдоль побережья Татарского пролива у г. Невельск. Город занимает узкую полосу протяженностью около 7 км между морем и круто воздымающимися скалами, сложенными часто чередующимися вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами невельской свиты (ранний миоцен), пласты которых имеют крутые (45-80°) падения на З и ЗСЗ (265-285°), в сторону пролива (рис. 2).

В скалистом бенче, который поднялся выше уровня моря во время землетрясения 2 августа 2007 года и таким образом нарастил территорию г. Невельск, обнажена зона интенсивно рассланцованных алевролитов и алевроаргиллитов с разлинзованными слойками песчанистых алевролитов и тонкозернистых песчаников мощностью редко более 10 см. Простирание сланцеватости СЗ 330-340°, падение преимущественно на ЮЗ под углами 70-90°. Видимая мощность зоны превышает 300 м, а деформированные породы в ее пределах принадлежат, по-видимому, миоценовой верхнедуйской угленосной свите, граничащей по разлому с расположенной восток-северо-восточнее также миоценовой невельской свитой. Рассматриваемый разлом прослежен далеко на ЮЮВ (рис. 2) и является составной частью Западно-Сахалинской системы разломов, прослеженных как в шельфовой части Татарского пролива, так и вдоль его побережья. Примечательно, что по мере удаления от берега на восток слои быстро приобретают более пологие падения, вплоть до горизонтальных залеганий. Парагенезис пликативных и дизъюнктивных структур этого района указывает на доминанту ВСВ (до широтного) направления регионального сжатия. Это направление хорошо увязывается с данными, полученными при расшифровке механизмов зелетрясений в этом регионе, в том числе – и Невельского землетрясения 2 августа 2007 г., а также с результатами GPS-наблюдений [1]. В частности, установлено, что в пределах шельфа вдоль одного из разрывов меридионального простирания, падающего на запад под углами 38-48°, на глубине около 11 км во время последнего землетрясения произошла практически чисто взбросовая подвижка, а поднятый выше уровня моря бенч располагался, по-видимому, в висячем боку этого взброса.

Несколько севернее полуострова Ламанон, в приустьевой части руч. Орокес обнажены относительно молодые терригенные отложения района, объединенные в маруямскую свиту (миоцен-плиоцен). Они представлены весьма слабо литифицированными песчанистыми алевролитами, которые чередуются с рыхлыми среднезернистыми песчаниками, содержащими гравий и гальку, а порою многочисленные раковины двустворок. Породы образуют крыло складки с крутыми (65-80°) падениями слоистости на юго-запад 240-250°, что соответствует направлению сжатия при складкообразовании.

Псаммитовые и агломератовые туфы, разделяющие потоки базальтовых лав орловской свиты (плиоцен) на полуострове Ламанон, дислоцированы относительно слабо, однако в том же стиле, т.е. оси складок ориентированы преимущественно в ССЗ направлении. На поверхностях сместителей разрывов СВ (30°) простирания в орловской свите в нескольких случаях обнаружены следы правосдвиговых перемещений, что является дополнительным подтверждением вывода о ВСВ направлении регионального сжатия. Для этих базальтов имеются K-Ar датировки 4 и 4.7 млн лет [3].

Таким образом, каких-либо серьезных различий в стиле деформаций слоев различного возраста (от позднего мела до плиоцена) как предшественниками, так и нами не установлено. Соответственно, можно предполагать, что наблюдаемые в настоящее время дислокации и связанное с ними горообразование начались недавно,

несколько млн л.н. и продолжаются в настоящее время.

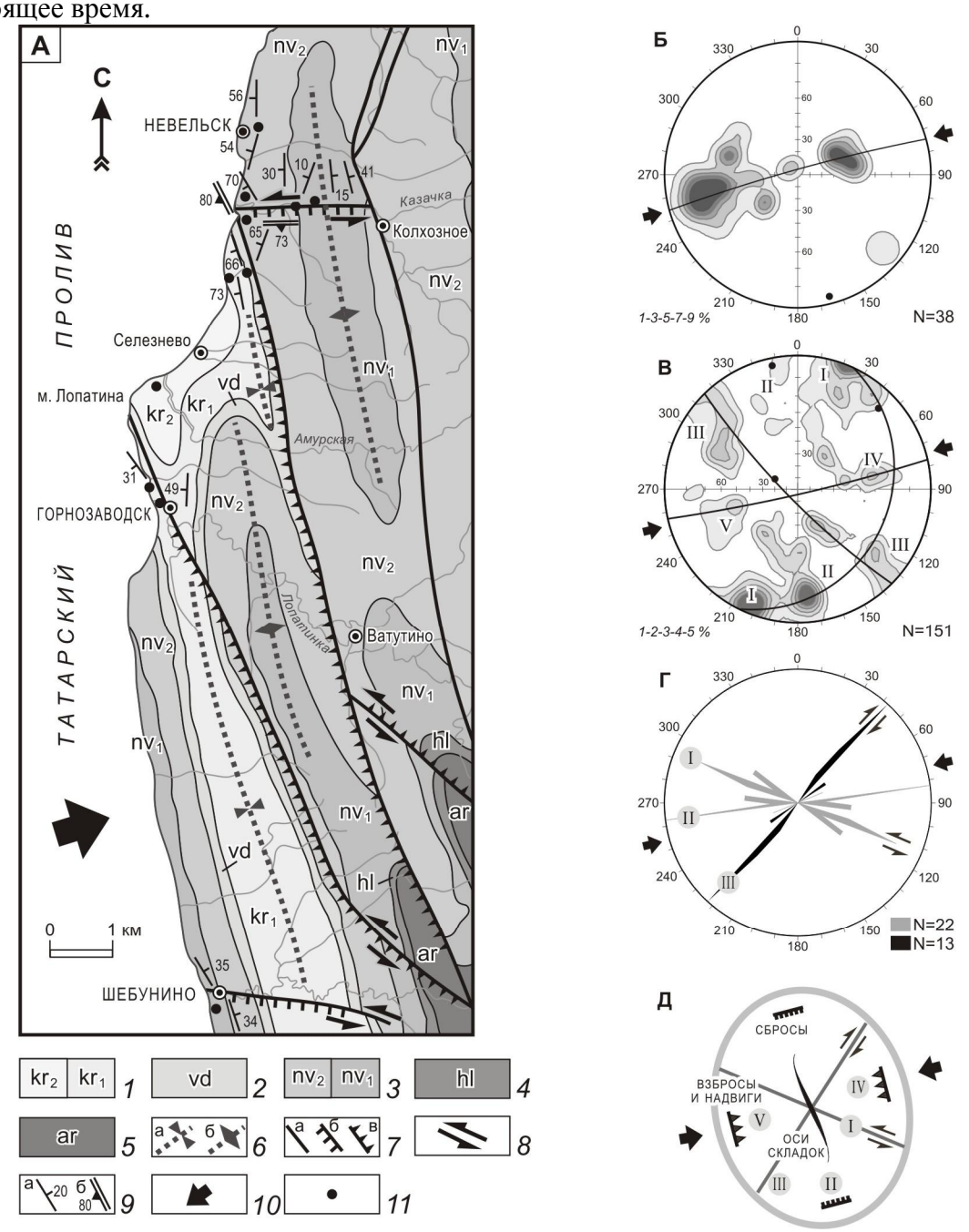


Рис. 2. Геолого-структурная схема района г. Невельск (А, с использованием [2]), диаграммы ориентировок слоистости (Б), разрывов (В), роза-диаграмма левых (серое) и правых (черное) сдвигов (Г) и схема структурных парагенезисов (Д).

1 – верхнемиоценовая курасийская свита: нижняя подсвита (kr_1) - кремнистые аргиллиты, опоки), и верхняя подсвита (kr_2) – песчаники с прослоями алевролитов; 2 – среднемиоценовая верхнедуйская свита – переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, пласты каменного угля; 3 – нижнемиоценовая невельская свита: нижняя подсвита (nv_1) –песчаники и верхняя подсвита (nv_2) – песчаники с прослоями алевролитов; 4 – олигоцен-нижнемиоценовая холмская свита (hl) – алевролиты с прослоями песчаников; 5 – эоцен-олигоценовая аракайская свита (ar) –песчаники с прослоями туфов базальтов; 6 – оси синклиналей (а) и антиклиналей (б); 7 – разломы (а), в том числе – с предполагаемыми сбросовыми (б) и взбросовыми компонентами премещений; 8 – направления горизонтальных перемещений; 9 – ориентировки слоистости (а) и сместителей разломов (б); 10 – направление сжатия; 11 – точки структурных наблюдений, результаты которых сведены на прилагаемых диаграммах.

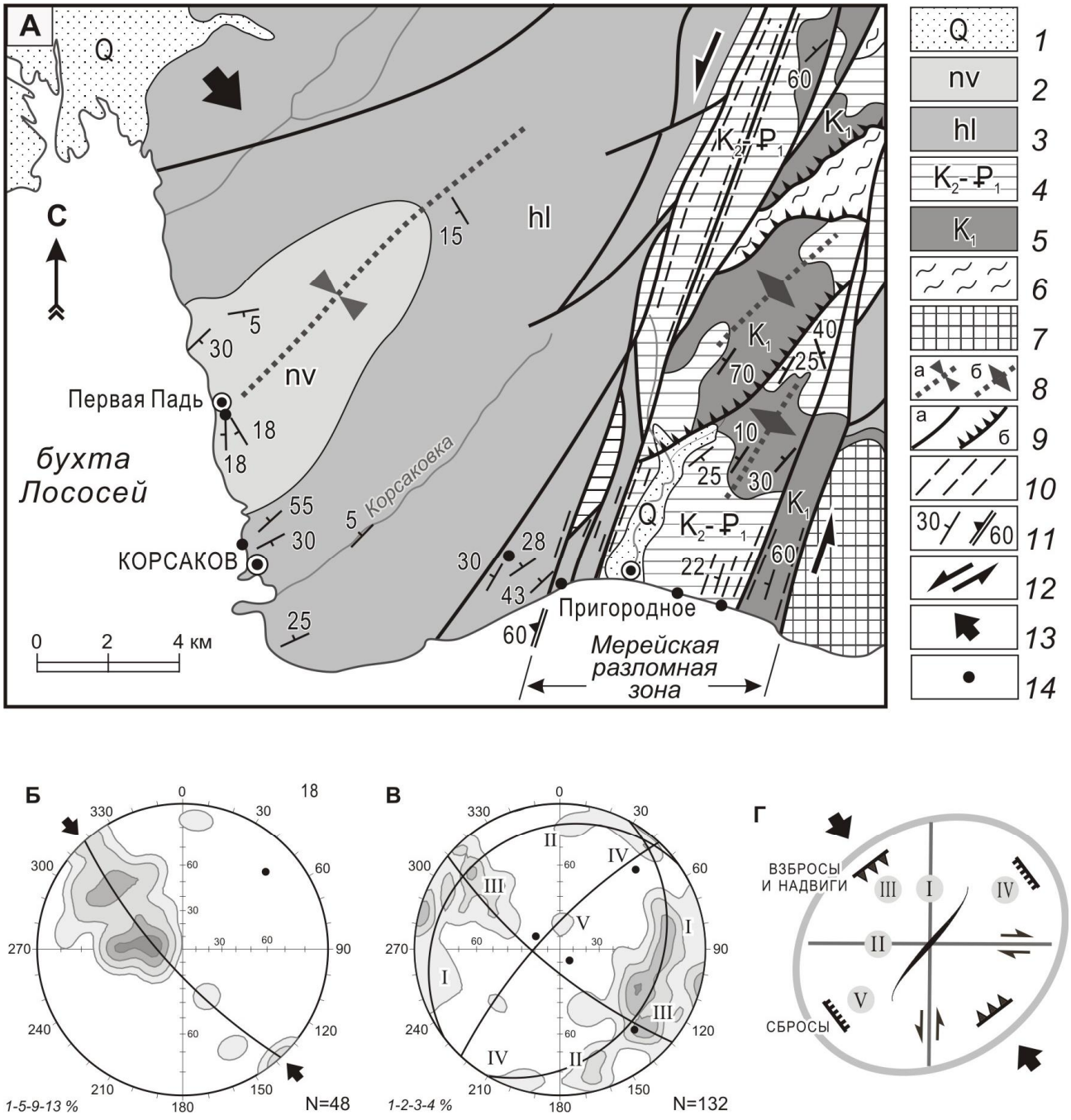


Рис.3. Геолого-структурная схема южного фланга Мерейской разломной зоны и ее западного обрамления (А, по[8]), диаграммы ориентировок слоистости (Б), разрывов с признаками смещений вдоль них (В) и схема структурных парагенезисов (Г).

1 – четвертичные отложения; 2 – миоцен, невельская свита. Переслаивание песчаников и алевролитов; 3 – олигоцен-ранний миоцен, холмская свита. Алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников; 4 – ранний мел, туфо-терригенная толща; 5 - поздний мел-палеоцен, алевропелитовая толща; 6 – палеоцен-эоцен, глинисто-сланцевый меланж с блоками и пластинами кремней, базальтов, габброидов и серпентинитов; 7 – меловой аккреционный комплекс: глинисто-сланцевый меланж с блоками и пластинами позднепермских и триасово-юрских базальтов и яшм; 8 – разломы: сдвиги (а), взбросы и надвиги (б); 9 – милониты; 10 – ориентировки слоистости (а) и сместителей разломов (б); 11 – оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 12 – направление главных смещений вдоль Мерейской разломной зоны; 13 – ориентировка регионального сжатия; 14 – расположение точек структурно-тектонических наблюдений, результаты которых сведены на прилагаемых диаграммах.

На диаграммах в проекции на верхнюю полусферу (сетка Вульфа) изображены изолинии плотности в процентах, экваторы поясов разрывов (дуги больших кругов) и их оси (точки). Римские цифры – системы разрывов, N – количество замеров.

О проявлениях северо-западного регионального сжатия

На ряде участков получены данные, в той или иной мере осложняющие изложенную выше модель, а порою ей и противоречащие. Так, в районе г. Холмск, в бассейне р. Лютога, в верховьях р. Красноярка и в ряде других мест установлены аномальные, СВ (до близширотных) простирания крыльев и осей складок. Участки с такими простираниями достаточно локальны, но они могут свидетельствовать о том, что на них реализовались сжимающие напряжении, ориентированные в направлении СЗ-ЮВ, то есть практически поперек главному направлению сжатия.

В работе В.С. Рождественского и С.М.Сапрыгина [4] приведен ряд примеров приразломных «зон крутых залеганий» плиоцен-четвертичных отложений в зоне влияния Тымь-Поронайской системы разломов на западном обрамлении Сусунайской впадины. Парагенезис дислокационных структур этого участка свидетельствует о двух - субширотном на севере впадины и СЗ (305°) – на юге впадины направлениях сжатия в плиоцен-четвертичное время.

Интенсивные левосторонние перемещения вдоль разломов ССВ простирания установлены восточнее Тымь-Поронайской системы разломов, в пределах т.н. Мерейской разломной («шовной» по [2]) зоны. Меловые и олигоцен-миоценовые образования этого района смяты в систему складок с осями, ориентированными на СВ (рис. 3). Порою, по-видимому, вблизи разломов, эти складки наклонные, опрокинутые на юго-восток и даже лежачие. Простирания разломов – от СВ, близкого простиранию складок, до меридионального (рис. 3). Ситуация во многом аналогична структурам Сихотэ-Алиня, формирование которых происходило в обстановке юг-юго-восточного регионального сжатия.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что наблюдаемые следы деформаций в Западно-Сахалинском террейне происходили (и, по-видимому, происходят в настоящее время) в полях двух резко различных направлений регионального сжатия. При значительном доминировании ЗЮЗ-ВСВ и широтного (60-90°) регионального сжатия для ряда структур установлено сжатие, ориентированное практически поперек этого направления, с ЮВ на СЗ. Примечательно, что эти конкурирующие вплоть до настоящего времени направления сжатия реализовывались и реализуются практически одновременно. ЗЮЗ-ВСВ направление сжатия является, по-видимому, удаленным эффектом Индо-Евразийской коллизии [5], а сжатие с ЮВ связано, вероятно, с давлением со стороны субдуцирующей под Курильскую дугу Тихоокеанской плиты.

Литература

1. *Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Ким Ч.У., Такахаши Х.* Косейсмические деформации земной поверхности на о. Сахалин в результате Невельского землетрясения 02.08.2007, *M*w= 6/2. //Тихоокеанская геология, 2009, т. 28, № 5, с. 16-21.
2. *Жаров А.Э.* Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сах. обл. книж. изд-во, 2004. - 192 с.
3. *Рассказов С.В., Мельников О.А., Рыбин А.В.* Пространственная схема глубинных источнков кайнозойских вулканических пород западного побережья Южного Сахалина. //Тихоокеанская геология, 2005, т. 24, № 2, с. 10-32.
4. *Рождественский В.С., Сопрыгин С.М.* Структурные взаимоотношения неогеновых и четвертичных образований, активные разломы и сейсмичность на южном Сахалине. //Тихоокеанская геология, 1999, т. 18, № 6, с. 59-79.
5. *Worral D.M., Kruglyak V., Kunst F., and Kuznetsov V.* Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision. //Tectonics, vol. 15, No. 4, 1996. P. 813-826.

ГЕОХИМИЯ КИМБЕРЛИТОВ АЛАКИТ-ОЛЕНЕКСКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (ЯКУТИЯ)

Голубева Ю.Ю.[а], Каргин А.В.[б]

[а] *ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), Москва, Россия (jugolubeva@gmail.com)*
[б] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия (kargin@igem.ru)*

Введение

Минерагеническая зона, наряду с провинцией, субпровинцией, алмазоносным районом, полем, кустом тел и месторождением (трубка, дайка, силл) является минерагеническим таксоном алмазоносного магматизма. Это линейная высокопроницаемая структура древнего заложения, неоднократно активизирующаяся и контролирующая процессы коромантийного энергомассопереноса. Анализ материалов по алмазным месторождениям мира показывает, что именно тип минерагенической зоны является основным фактором, определяющим (в статистическом плане) тип коренных месторождений и средний уровень алмазоносности. Так, к зонам скрытых разломов фундамента приурочены классические кимберлиты с крупными и уникальными месторождениями алмазов; бортовые части рифтов и авлакогенов контролируют размещение кимберлит-лампроитовых ассоциаций; для мобильных зон характерны породы лампроитового ряда; внутри рифтов локализуются убогоалмазоносные ультрамафитовые лампрофиры [2].

Характерным примером зоны скрытых глубинных разломов на территории Якутской провинции является Алакит-Оленекская зона северо-восточного простирания (рис. 1), контролирующая Алакитское (на схеме №1) и Далдынское (2) кимберлитовые поля с промышленными диатремами, а также Верхне-Мунское (3), Чомурдахское (4), Огонер-Юряхское (5), Западно-Укукитское (6), Восточно-Укукитское (7), Мэрчимденское (8), Толуопское (9), Верхне-Молодинское (10),

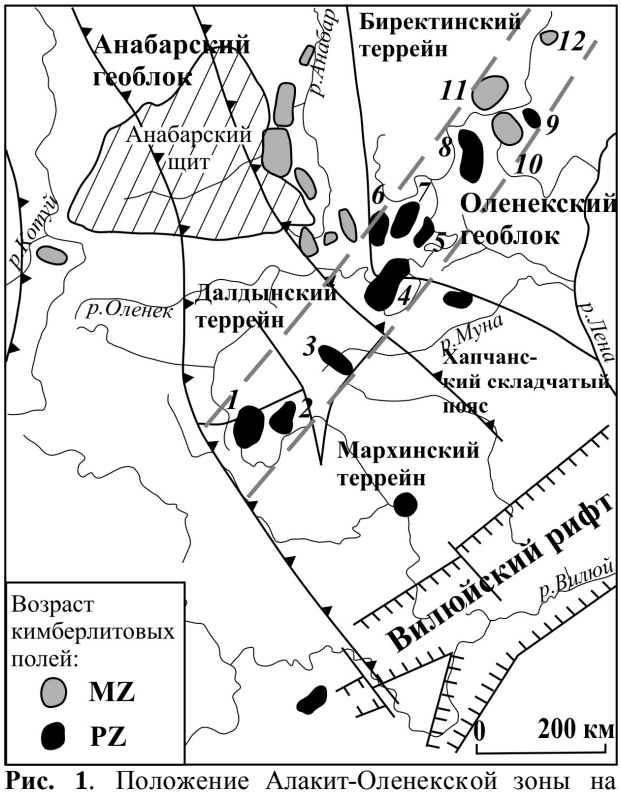


Рис. 1. Положение Алакит-Оленекской зоны на схеме Якутской кимберлитовой провинции [5,7].
Примечание: пунктирной линией показаны границы зоны, названия кимберлитовых полей по [6] даны в тексте.

Куойское (11) и Хорбусуонское (12) кимберлитовые поля.

В данной работе представлены результаты сравнительного исследования геолого-структурного положения и геохимического состава разновозрастных кимберлитов Алакит-Оленекской зоны с целью установления перспектив алмазоносности северо-восточных кимберлитовых полей Якутии.

Геолого-тектоническая позиция Алакит-Оленекской минерагенической зоны

Алакит-Оленекская зона северо-восточного простирания при ширине 60-70

км имеет протяженность более 600 км. Кимберлитовые поля локализуются на пересечении зоны с глубинными разломами северо-западного и близ-широтного простирания. Подавляющее большинство кимберлитовых трубок и даек зоны имеет также северо-восточное простирание. Контуры зоны проведены с большой долей условности по положению контролируемых кимберлитовых полей, отдельным разломам и трещинам [2].

Кимберлитовые поля южной части зоны располагаются в Анабарском геоблоке на границе гранит-зеленокаменного Мархинского (Далдынское, Алакитское поля) и гранулит-гнейсового Далдынского (Верхне-Мунское поле) террейнов с возрастом консолидации коры фундамента 2,5 и 3,1 млрд. лет, соответственно [5]. По данным исследования строения литосферы [4, 7] под южными кимберлитовыми полями выделяется мощный мантийный корень (киль) с преобладанием потенциально алмазоносных деплетированных гарцбургитов. Кимберлитовые поля в южной части минерагенической зоны среднепалеозойского возраста, с ними связаны промышленные месторождения алмазов.

Северо-восточные кимберлитовые поля располагаются в пределах Оленекского геоблока: в пределах Хапчанского складчатого пояса (возраст коры фундамента 1,97 млрд. лет) и Биректинского гранит-зеленокаменного террейна (2,4 млрд. лет) [5]. В пределах Хапчанского складчатого пояса и на прилегающей к нему территории расположены среднепалеозойские Чомурдахское, Огонер-Юряхское, Восточно- и Западно-Укукитское поля; в пределах Биректинсокго террейна расположены среднепалеозойские Мэрчимденское, Толуопское и мезозойские Верхне-Молодинское, Куойское и Хорбусуонское поля. Для северных полей характерна значительно меньшая мощность мантийного корня с преобладанием гранатовых лерцолитов; потенциально алмазоносные горизонты деплетированных гарцбургитов имеют подчиненное значение или вообще отсутствуют [4, 7].

Кимберлитовые образования северо-восточной части зоны сопровождаются комагматичными породами ультраосновного и щелочного состава (щелочными пикритами, альнеитами, карбонатитами). Некоторые из этих пород по химизму близки к кимберлитам, однако в большинстве случаев они не содержат типоморфных минералов кимберлитов – пиропа и пикроильменита. Для кимберлитов северных полей характерно низкое содержание минералов-спутников алмаза, хотя есть трубки с их повышенным количеством (Обнаженная, Русловая, Дьянга Куойского поля) [3]. В северо-восточной части развиты слабоалмазоносные и неалмазоносные кимберлиты. Степень алмазоносности кимберлитов северных полей по сравнению с южными уменьшается примерно на 90%, а средняя масса кристаллов на 45%, хотя число кимберлитовых тел в несколько раз больше, чем в южной части зоны [1].

Фактический материал и методы исследования

Работа основана на изучении вещественного состава коллекции кимберлитов И.П. Илупина (ЦНИГРИ), в которой представлены наиболее контрастно различающиеся по составу кимберлиты южных (Далдынское, Алакит-Мархинское и Верхне-Мунское поля, 114 образцов) и северо-восточных (Чомурдахское, Восточно- и Западно-Укукитское, Мэрчимденское, Верхне-Молодинское, Куойское, Толуопское и Хорбусуонское поля, 96 образцов) полей.

Породообразующие элементы определены методом рентгенофлуоресцентной спектрометрии на спектрометре последовательного действия PW-2400 производства компании Philips Analytical B.V. Определение CO_2, H_2O, Na_2O, K_2O, FeO выполнено классическими химическими методами. Малые и редкие элементы определялись методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа.

Корректность анализа контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-2, ВМ, СГД-1А, СТ-1, а также внутренним контролем.

Геохимическая характеристика кимберлитовых полей Алакит-Оленекской минерагенической зоны

Петрохимический состав кимберлитов Алакит-Оленекской зоны широко варьирует: SiO_2 – 16,60-36,99 мас. %; TiO_2 – 0,06-5,99 мас. %, Al_2O_3 – 0,01-4,95 мас. %, Fe_2O_3 – 1,34-12,89 мас. %, FeO – 0,20-6,80 мас. %, MnO – 0,03-0,32 мас. %, MgO – 9,36-40,20 мас. %, CaO – 1,30-29,20 мас. %, Na_2O – 0,01-0,79 мас. %, K_2O – 0,01-3,15 мас. %, P_2O_5 – 0,06-4,60 мас. %, CO_2 – 0,89-22,48 мас. %, H_2O^- – 0,10-7,08 мас. %, H_2O^+ – 2,40-15,01 мас. %, а также п.п.п. в сумме – 7,95-31,19 мас. %, что зависит от степени постмагматических изменений, наличия процессов магматической дифференциации, контаминации коровым и платформенным материалом, а также ассимиляции мантийного материала во время становления кимберлитового расплава. Кимберлиты северо-восточных полей, в отличие от южных, обладают более высокими средними значениями и более широкими вариациями содержаний TiO_2, Fe_2O_3t, K_2O, P_2O_5, Sr, Rb, Y, Zr, Hf, Nb, Ba и REE, а также пониженными – CaO, п.п.п. и Cr.

Далдынское, Алакитское, Верхне-Мунское палеозойские кимберлитовые поля насчитывают около 132 кимберлитовых тел, изучено 103 тела. Кимберлиты данных полей обладают довольно однородным, умеренным содержанием петрогенных и редких элементов. При этом Далдынское и Верхне-Мунское поля в среднем характеризуются несколько более высокими содержаниями TiO_2, Al_2O_3, K_2O, Nb, Cs по сравнению с Алакитским полем; Верхне-Мунское поле в данной группе обладает более высокими содержаниями MgO, Cr, Ni. В направлении от палеозойских южных полей Анабарского геоблока → северо-восточные палеозойские кимберлиты Хапчанского складчатого пояса → палеозойские кимберлиты Биректинского террейна → мезозойские кимберлиты Биректинского террейна, наблюдается постепенное снижение SiO_2 (в среднем от 28,84 до 22,34 мас.%), MgO (от 27,51 до 18,40 мас.%), Cr (от 1235 ppm до 676 ppm), возрастание CaO (от 10,97 до 21,02 мас.%).

Чомурдахское, Огонер-Юряхское, Западно- и Восточно-Укукитские палеозойские кимберлитовые поля насчитывают около 136 кимберлитовых тел, изучено 38 тел. Поля данной группы характеризуются широким разбросом содержаний главных и редких элементов (рис. 2) и наиболее высокими в пределах Алакит-Оленекской зоны содержаниями TiO_2 (в среднем 3,46 мас.%), Al_2O_3 (3,06 мас.%), Fe_2O_3 (7,25 мас.%), P_2O_5 (0,94 мас.%), Rb (73 ppm), Y (21 ppm), Zr (303 ppm), Nb (185 ppm), Ba (1504 ppm), Hf (6,9 ppm), Ta (9,72 ppm), Pb (12,94 ppm), LREE (518 ppm), HREE (3,3 ppm) и самым низким отношением La/Yb (117). Трубки данных полей, обладающие относительно повышенной алмазоносностью (Чомур Чомурдахского, Аэрогеологическая Огонер-Юряхского, Ленинград Западно-Укукитского полей), характеризуются довольно широким разбросом содержаний петрогенных и редких элементов. Общей чертой для алмазоносных трубок является повышенные содержания Cr, умеренные – HREE (табл. 1), что сближает их с кимберлитами южных полей зоны.

Мэрчимденское и Толуопское палеозойские кимберлитовые поля насчитывают около 50 кимберлитовых тел, изучено 15 тел. Кимберлиты характеризуются промежуточными значениями содержаний главных и редких элементов при переходе от высокообогащенных кимберлитов Хапчанского складчатого пояса к мезозойским кимберлитам Биректинского террейна. По среднему содержанию Al_2O_3, Na_2O, Be, V, Ga, Th кимберлитовые поля данной группы сопоставимы с кимберлитами Хапчанского пояса; содержание MgO, P_2O_5, Y, Ba, REE аналогично мезозойским кимберлитам Биректинского террейна. Среди полей

Алакит-Оленекской зоны они выделяются наиболее высокими средними содержаниями K_2O (1,61 мас.%), Co, Sr (989 ppm), Cs (1, 27 ppm).

Таблица 1. Средние содержания элементов в полях и алмазоносных трубках Алакит-Оленекской зоны.

Поле, трубка (кол-во ан.)	TiO_2	Cr	ΣHREE
Анабарский архейский геоблок			
Алакитское (55)	1,45	1141	1,2
Айхал (3)	0,31	735	2,2
Сытыканская (2)	1,89	1236	1,1
Юбилейная (3)	1,19	1400	1,6
Краснопресненская (1)	1,29	1021	2,2
Комсомольская(2)	1,84	1322	1,3
Далдынское (54)	1,65	1063	1,6
Удачная (2)	1,04	1064	1,5
Зарница (2)	1,98	1402	1,6
Дальняя (2)	2,23	1227	1,3
Верхне-Мунское (5)	1,75	1500	1,5
Заполярная (2)	1,35	1592	1,2
Хапчанский протерозойский складчатый пояс			
Чомурдахское(17)	2,73	836	3,7
Чомур (2)	2,23	1223	3,9
Огонер-Юряхское (9)	3,73	1232	2,8
Аэрогеологическая(3)	4,14	1350	1,9
Западно-Укукитское (13)	3,52	849	2,8
Ленинград (1)	0,48	900	1,9
Восточно-Укукитское (4)	3,87	940	3,9
Биректинский протерозойский террейн			
Мэрчимденское (12)	2,40	986	2,8
Толуопское(3)	3,52	601	1,6
Куойское(24)	2,91	677	2,5
Дьянга (1)	1,75	1047	1,1
Верхне-Молодинское (9)	2,78	614	2,5
Хорбусуонское(5)	0,33	734	1,9

Примечание: алмазоносные трубки по [1, 6].

Куойское, Верхне-Молодинское и Хорбусуонское мезозойские кимберлитовые поля насчитывают около 52 кимберлитовых тел, изучено 34 тела. Кимберлиты данных полей характеризуются пониженными, по сравнению с северо-восточными полями, близкими к умеренным содержаниями главных и редких элементов. По сравнению с палеозойскими кимберлитами северо-востока, в них так же, как и в кимберлитах южной части понижены содержания TiO_2, Al_2O_3, K_2O, Ga, Sr, Cs, Hf, HREE.

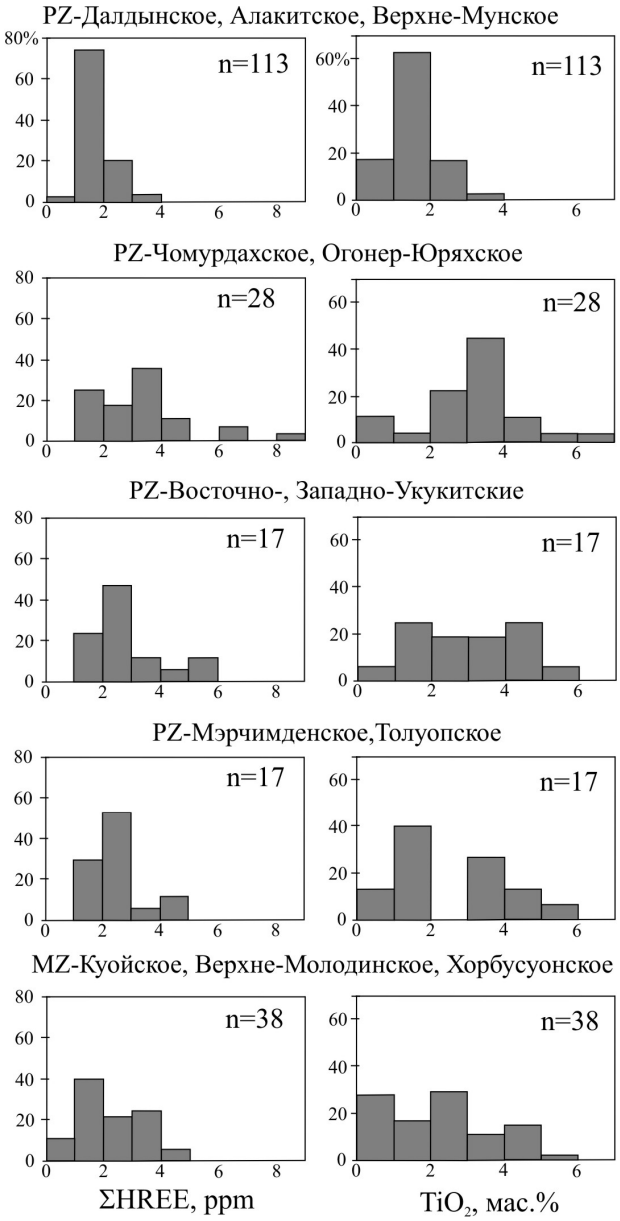


Рис. 2. Гистограммы распределения TiO_2 и ΣHREE в кимберлитах Алакит-Оленекской зоны.

Алмазоносная трубка Дьянга Куойского поля обладает геохимическими характеристиками, схожими с алмазоносными кимберлитами южной части зоны.

Заключение

Геохимический состав кимберлитов в пределах Алакит-Оленекской зоны крайне неоднороден и зависит от их положения в пределах разновозрастных тектонических геоблоков.

Наиболее обогащенными редкими элементами являются кимберлиты, расположенные в пределах и на прилегающей территории Хапчанского складчатого пояса, разделяющего архейский Анабарский геоблок с мощным литосферным корнем, превышающим 200 км, и Оленекский геоблок с переработанным в протерозое литосферным корнем, простирающимся до глубин 150-180 км [5, 7]. Широкий разброс значений концентраций главных и редких элементов в кимберлитах Чомурдахского, Огонер-Юряхского, Восточно- и Западно-Укукитских полей Хапчанского складчатого пояса, в частности TiO_2 и HREE, может быть связан с тем, что источники данных кимберлитов располагались в зоне коллизии, которая привела к переработке и смешиванию литосферной мантии Анабарского и Оленекского геоблоков до глубин 100 км и более.

Умеренные содержания главных и редких элементов, а также гораздо меньший разброс их концентраций характерен для Алакитского, Далдынского и Верхне-Мунского полей, расположенных в архейском Анабарском геоблоке. Источником данных кимберлитов была деплетированная мантия. По [5], зависимость пространственной локализации деплетированной мантии от расположения древних блоков коры (террейнов), возможно, указывает на то, что извлечение вулканогенного материала в нарождавшуюся архейскую кору микроконтинентов приводило к комплементарному истощению подстилающей литосферной мантии.

Обогащенные в разной степени кимберлиты характерны для протерозойского Биректинского террейна Оленекского геоблока. При этом наименее обогащены редкими элементами мезозойские кимберлиты, расположенные в пределах и в обрамлении Оленекского поднятия (Куойское, Верхне-Молодинское, Хорбусуонское поля). Для мезозойских кимберлитов установлено также снижение содержаний Mg, Cr, Ni, что может быть связано с модификацией литосферной мантии в процессе среднепалеозойского рифтогенеза и мезозойского плюмового магматизма.

Практически для всех алмазоносных кимберлитов (за редким исключением) характерны пониженные содержания TiO_2 (0,3-2,5 мас.%), HREE (1-2,2 ppm), повышенные MgO, Ni, Cr. Отмеченные черты сходства мезозойских кимберлитов Биректинского террейна с палеозойскими алмазоносными южными, а также некоторые черты сходства с палеозойскими кимберлитами, расположенными в пределах Биректинского террейна, позволяют предположить, что северная часть Алакит-Оленекской зоны, особенно в районе Оленекского поднятия (Хорбусуонское поле) может быть перспективна на обнаружение алмазоносных кимберлитовых трубок.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ для государственной поддержки молодых российских ученых (МК-310.2010.5).

Литература

1. *А.Я. Биллер, А.П. Смелов, А.И. Зайцев* Изменения содержания, кристалломорфологии и средней массы алмазов в палеозойских и мезозойских кимберлитах северо-восточной части Якутской кимберлитовой провинции // Отечественная геология, 2010, №5, С.30-36.
2. *В.И. Ваганов* Алмазные месторождения России и мира (Основы прогнозирования). М.: Геоинформмарк, 2000, 371с.
3. *И.П. Илупин, В.И. Ваганов, Б.И. Прокопчук* Кимберлиты. М.: Недра, 1990, 248с.
4. *А.В. Манаков* Технология выделения литосферного корня на основе интегрированного анализа геофизических данных // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж: Воронежский государственный университет, 2001, С.270-277.

5. *О.М. Розен, А.В. Манаков, Н.Н. Зинчук* Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.: Научный мир, 2006, 212с.
6. *А.Д .Харькив, Н.Н. Зинчук, А.И. Крючков* Коренные месторождения алмазов Мира. М.: Недра, 1998, 555с.
7. *Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V. et al.* The Siberian lithosphere traverse: mantle terrains and assembly of the Siberian Cratons // Tectonophysics, 1999, V . 310, pp. 1-35.

В.Е. ХАИН И ПРОБЛЕМА СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ

Гончаров М.А.

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; (m.a.gonch@mail.ru)

«…в иерархии закономерностей эволюции Земли первое место принадлежит направленности, второе – цикличности» (В.Е. Хаин [12, с. 213]).

Из приведенной в эпиграфе цитаты видно, какую большую роль В.Е. Хаин придавал цикличности геологических процессов, которую он начал изучать более полувека назад [10]. В статье, вышедшей в свет после его кончины, он обозначил следующий иерархический ряд геологических циклов: «Все геологические и геодинамические процессы характеризуются циклической повторяемостью характерных для них событий. Геологическая история насчитывает подобные циклы примерно двух десятков порядков, начиная от суточных и сезонных, продолжая 11- и 22-летними циклами Чижевского, далее орбитальными циклами Миланковича и циклами трангрессий и регрессий Вейла, и заканчивая тектоническими циклами Штилле, Бертрана, Вилсона и, наконец, циклами Гончарова … с попеременным северным и южным дрейфом континентов…» [13, с. 758].

В данной работе мы остановимся только на цикличности, связанной с меридиональным дрейфом, созиданием и распадом суперконтинентов и фигурирующей в двух первых строках нижеприведенной *Таблицы.*

Геодинамика иерархически соподчиненных геосфер

Ранг ГС	**Геосфера, *h* (км)**	**Ареал**	**Процессы, структуры**	**Ранг ГЦ, *t*, Ма**	***h* / *t*, см/год**
ГС–0	Вся Земля **6370**	Повсеместно	Меридиональная компонента дрейфа континентов, связанная в новейшее время с поднятием Антарктиды и опусканием Арктики	Цикл меридионального дрейфа, **1600**	**0,40**
ГС–1	Вся мантия **2900**	Повсеместно	Созидание и распад суперконтинентов	Циклы Вилсона, **800**	**0,36**
ГС–2	Верхняя мантия **660÷670**	Под океанами	Субдукция, коллизия, спрединг	Циклы Бертрана, **175**	**0,38**
ГС–3	Астеносфера + литосфера	В зонах повышенного теплопотока (субдукции, коллизии, спрединга)	Двухъярусная конвекция:		
	ГС–3а 300÷400		В зонах субдукции и коллизии – мантийные диапиры, впадины над ними, дугообразные желоба и зоны Беньофа или центробежно-вергентные складчато-покровные сооружения на периферии	**?**	**?**
	ГС–3б 100÷220		В зонах коллизии – системы линейных продольных поднятий с «корнями» и впадин с «антикорнями»	Циклы Штилле, **30**	**0,53**
	ГС–3в 50÷100		В зонах спрединга – системы линейных поперечных поднятий с «корнями» и впадин с «антикорнями»	**?**	**?**
ГС–4	Осадочный чехол **5÷15**	В зонах коллизии	Термофлюидная конвекция. Региональный метаморфизм. Антиклинории и синклинории, складки	Фазы складчатости, **1÷3**	**~ 0,50**

Примечание. ГС – геодинамические системы. **ГЦ** – геодинамические циклы; циклы Вилсона, Бертрана и Штилле – по В.Е. Хаину [11]. ***h*** – мощность геосферы; ***t*** – длительность цикла; **Ма** – млн. лет.

Геодинамические циклы 1-го ранга. Геодинамические циклы Вилсона (ГЦ–1, см. *Таблицу*) В.Е. Хаин впервые выделил в 2000 г. [11] как периодическое созидание и распад суперконтинентов. Наиболее точный «хронометр» такой периодичности – этапность формирования континентальной коры по распределению U/Pb-датировок циркона в докембрии: 2,7, 1,9 и 1,2 млрд. лет (рис. 1).

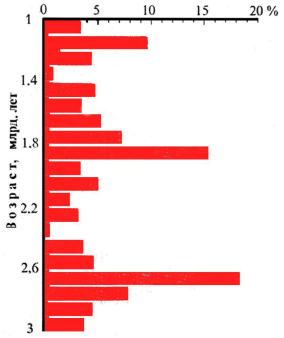


Рис. 1. Этапность формирования континентальной коры. По К. Конди (2000), из [15].

Если к этому ряду добавить цифру 0,32 млрд. лет (становление последней, вегенеровской Пангеи), то длительность циклов выстраивается в такой ряд: 0,8, 0,7 и 0,88 млрд. лет соответственно, в среднем 0,79±0,09 млрд. лет. Сами же суперконтиненты ниже фигурируют в виде «числового» ряда (рис. 2).

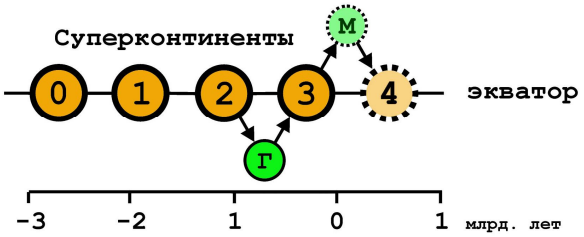
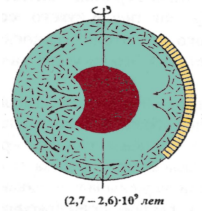


Рис. 2. Геодинамические циклы 0-го и 1-го рангов. По В.Е. Хаину и М.А. Гончарову[14].

Однако Н.А. Божко оценивает среднюю продолжительность цикла ровно вдвое меньшей цифрой – 0,395 млрд. лет [1]. А.М. Никишин [6] также принимает примерно вдвое меньшую цифру (0, 375 млрд. лет) по критерию наступления крупнейших океанских трансгрессий. Дело в том, что в промежутках времени между существованием суперконтинентов (рис. 2), существовали «не полностью собранные» скопления сиалических масс, которые по терминологии В.Е. Хаина [например, 13] получили наименование «мегаконтинентов» (в частности, Гондвана).

Геодинамический цикл 0-го ранга. Суперконтиненты отличаются от мегаконтинентов не только «степенью собранности» сиалических масс. Другое существенное отличие – это расположение центров суперконтинентов в экваториальной зоне.

Такое расположение Пангеи-0 реконструировано посредством как теоретического анализа (рис. 3), так и по геологическим данным (рис. 4).



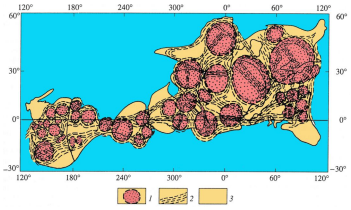


Рис. 3. Формирование Пангеи-0 в экваториальном поясе Земли. По [7].

Рис. 4. Реконструкция Пангеи-0 в экваториальном поясе Земли. По [2].

При распаде Пангеи-0 континенты «разошлись» не очень далеко, поэтому и последующая Пангея-1 также располагалась вблизи экватора [14]. Реконструкции Пангеи-2 (Родинии) (рис. 5) и вегенеровской Пангеи-3 (рис. 6) также указывают на аналогичное расположение. Тем самым подтверждается версия «глобального фиксизма» [14], когда континенты при своих перемещениях «привязаны» к оси вращения Земли.

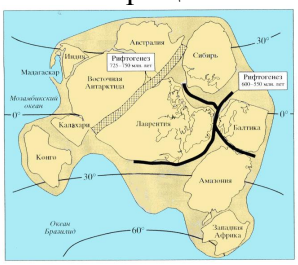


Рис. 5. Реконструкция Пангеи-2 (Родинии). По Т. Торсвику и др. (1996), из [15].

На мегаконтиненты «экваториальная привязка» не распространяется. Распад Пангеи–2 (Родинии) происходил в обстановке южнополярного меридионального дрейфа континентов; этот дрейф завершился объединением части континентов в расположенный в Южном

полушарии мегаконтинент Гондвана («Г» на рис. 2; рис. 7). После этого направление дрейфа изменилось на северополярное; это направление сохранилось и во время созидания и распада Пангеи-3 Вегенера и завершается объединением части континентов в предполагаемый будущий мегаконтинент («М» на рис. 2), расположенный в Северном полушарии.

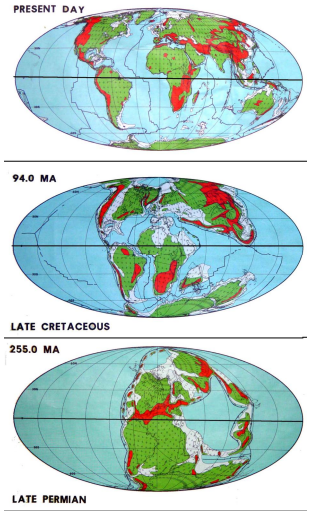


Рис. 6. Северная компонента дрейфа континентов после распада Пангеи-3 Вегенера. По [18].

Экстраполяция описанного сценария созидания и распада суперконтинентов и их меридионального дрейфа на будущее дает основание утверждать, что и центр будущего суперконтинента Пангеи-4 также расположится в экваториальной области (см. рис. 2). Т.е. существует цикл меридионального дрейфа континентов (ГЦ-0, см. *Таблицу*) общей продолжительностью около 1,6 млрд. лет – от созидания Пангеи-2 (Родинии) до созидания будущей Пангеи-4.

Возможный механизм сочетания созидания и распада суперконтинентов с меридиональным дрейфом континентов. Такое сочетание обеспечивается интерференцией соответствующих этим циклам конвективных геодинамических систем нулевого ранга (ГС–0) и 1-го ранга (ГС–1), см. *Таблицу*. ГС–0 – это *одноячейковая* конвекция в мантии, ответственная за меридиональную компоненту дрейфа континентов; подробности содержатся в тезисах другого доклада на данной Конференции [4]. ГС–1 – это *двухъячейковая* конвекция в мантии с восходящими потоками в виде двух антиподально расположенных в экваториальной области суперплюмов – Африканского и Тихоокеанского – и общим для них нисходящим потоком в меридиональной полосе со средним меридианом 100° в.д. – 80° з.д. [3, 5, 14].

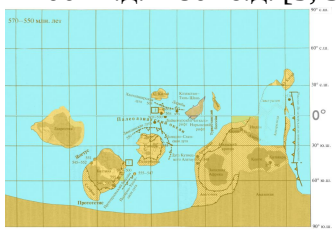


Рис. 7. Расположение континентов в Южном полушарии в начале фанерозоя. По [16].

Все континенты располагаются в пределах Индо-Атлантического сегмента Земли, совпадающего с Африканской ячейкой. Конвекция в этой ячейке привела к распаду Пангеи-3 Вегенера, «разбеганию» континентов (за исключением Африки) в разные стороны от Африканского суперплюма и их сосредоточению в названной меридиональной полосе [17], преимущественно в Северном полушарии. Это «разбегание» происходило в соответствии с моделью «тектоники плавающих континентов» [9] и было обусловлено действием так называемой «drag force» (силой волочения) со стороны нижележащей конвектирующей мантии. Надвигание же континентов на Тихоокеанский сегмент Земли приводило, в соответствии с этой моделью, к возникновению по периферии Тихого океана зон субдукции в широком смысле этого термина, когда общий нисходящий поток обоих конвективных ячеек – Африканской и Тихоокеанской – отклонялся по мере своего углубления в сторону «меридионального кольца» континентов, в том числе в нижней мантии, безотносительно к опускающимся слэбам в верхней мантии.

Возможные причины распада и созидания суперконтинентов и их меридионального дрейфа. В связи со сказанным возникают вопросы о причинах всех перечисленных явлений: 1) Почему распадаются «настоящие» (в нашем с В.Е Хаиным понимании [14]) экваториальные

суперконтиненты? 2) Почему при таком распаде значительные континентальные массы оказываются попеременно то в Южном, то в Северном полушарии? 3) Почему при последующей «сборке» нового суперконтинента его центр снова оказывается вблизи экватора? 4) Почему при этой «сборке» мегаконтиненты типа Гондваны не теряют своей целостности?

Насчет причины распада суперконтинента мнение почти единодушно – это накопление «избыточного» тепла под суперконтинентом ввиду его значительной ширины и низкой теплопроводности. Однако мегаконтинент Гондвана обладал этими качествами и не распался в палеозое. Современный суперплюм зафиксирован под Африкой – далеко не самым обширным континентом. Под Евразией же суперплюм отсутствует; под ней фиксируются только отдельные адвективные плюмы, в частности, под Тянь-Шанем и Байкальской рифтовой зоной. В.П. Трубицын [8] прогнозирует появление со временем такого суперплюма под тем мегаконтинентом, который обозначен на рис. 2 буквой «М». Однако если опираться на «опыт» Гондваны, то неизвестно, будет ли этот суперплюм достаточно мощным, чтобы обеспечить распад этого мегаконтинента. Вероятно, помимо «континентального теплового экрана», существует и другая причина формирования суперплюмов – экваториальный «горячий пояс» не только ранней, но и современной Земли [2]. К этому «поясу приурочен, в частности, Тихоокеанский суперплюм, антиподальный по отношению к Африканскому суперплюму и расположенный на удалении от континентов; оба они находятся в экваториальной зоне, к их центрам приурочены восходящие потоки двухъячейковой конвекции в ГС–1 (см. выше). Это означает, что для распада суперконтинента недостаточно его «теплоэкранного» эффекта; необходимо, чтобы суперконтинент оказался в экваториальном «горячем поясе» Земли.

В результате вырисовывается следующий сценарий цикла Вилсона. В экваториальной зоне еще с архея существует «горячий пояс» (см. рис. 4), обусловленный ротационным фактором – вращением Земли вокруг ее оси (см. рис. 3). При появлении в этом поясе суперконтинента под последним возникает восходящий поток в виде суперплюма, «раскалывающего» суперконтинент, а также восходящий поток – антиподальный суперплюм на другом конце Земли; оба восходящих потока компенсируются нисходящим потоком в субмеридиональной полосе. Т. е. возникает конвективная ГС–1 с двумя ячейками. Затем континенты концентрируются в зоне нисходящего потока, со смещением в сторону Южного (при распаде Родинии) или Северного полюса (распаде вегенеровской Пангеи); за такое смещение ответственна другая геодинамическая система – ГС–0 (см. выше). Половина цикла Вилсона заканчивается формированием мегаконтинента, расположенного либо в Южном (Гондвана), либо в Северном («будущая Гондвана») полушарии. Под мегаконтинентом накапливается «избыточное» тепло, в результате чего ГС–1 ослабевает [8]. Однако этого тепла оказывается недостаточно для распада мегаконтинента. В то же время, в силу «ослабевшей» ГС–1, в действие вступает ротационный фактор, который стремится привести поверхность Земли к форме эллипсоида вращения. В первой, «деструктивной» половине цикла Вилсона этому фактору противостояла и превосходила его ГС–1, а с ее ослаблением он «заработал» в полную силу. В результате континенты, которые уже находились в упомянутой субмеридиональной полосе, «устремляются» к экватору и собираются в суперконтинент (см. рис. 5–6). И начинается новый цикл Вилсона.

Выводы: 1) суперконтиненты формируются с периодичностью около 800 млн. лет, центры их масс располагаются в экваториальной области; 2) после их распада возникают мегаконтиненты попеременно в южной и северной приполярных областях, образуя цикл

меридионального дрейфа около 1600 млн. лет (см. рис. 2); 3) главными факторами такой организации являются *суперплюмы*, расположенные в «горячем» экваториальном поясе Земли (распад суперконтинентов), *дрейф земного ядра* попеременно в сторону Южного и Северного полюсов (попеременный меридиональный дрейф континентов [4]) и направленный к экватору *центробежный эффект вращения Земли* (созидание суперконтинентов).

Литература

1. *Божко Н.А.* Орогенические пояса докембрия: типизация и место в суперконтинентальных циклах // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2005. Т. 1. С. 60–65.
2. *Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.* Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С. 3–15.
3. *Гончаров М.А.* Количественные соотношения геодинамических систем и геодинамических циклов разного ранга // Геотектоника. 2006. № 2. С. 3–23.
4. *Гончаров М.А., Разницин Ю.Н., Баркин Ю.В.* Особенности деформации континентальной и океанской литосферы как свидетельство северного дрейфа ядра Земли // Наст. сб.
5. *Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С.* Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 496 с.
6. *Никишин А.М.* Суперконтинентальные циклы, эвстатические колебания уровня Мирового океана и геологическая история воды на Земле // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. М.: ГЕОС, 2006. Т. 2. С. 67–71.
7. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А., Сорохтин Н.О.* Глобальная эволюция Земли и металлогения раннего докембрия // Отеч. геология. 1999. № 5. С. 56–63.
8. *Трубицын В.П.* Этапы глобальной тектоники и тектоническая модель современной Земли (структура мантийных течений под континентами и океанами во всей мантии, восстановленная по данным глобальной сейсмотомографии) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2005. Т. 2. С. 288–291.
9. *Трубицын В.П., Рыков В.В.* Мантийная конвекция с плавающими континентами // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 7–28.
10. Хаин В.Е. О непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 6. С. 26–44.
11. *Хаин В.Е.* Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // Геотектоника. 2000. № 6. С. 3–14.
12. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. 2-е изд. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
13. *Хаин В.Е.* Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 753–760.
14. *Хаин В.Е., Гончаров М.А.* Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга: их соотношение и эволюция в истории Земли // Геотектоника. 2006. № 5. С. 3–24.
15. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 560 с.
16. *Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.* Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5–28.
17. *Pavoni M., Müller M.V.* Geotectonic bipolarity, evidence from the pattern of active oceanic ridges bordering the Pacific and African plates // Jour. Geodyn. 2000. Vol. 30, N 5. P. 593–601.
18. *Scotese C.R., Golonka J.* PALEOMAP Paleogeographic Atlas. Department of Geology, University of Texas at Arlington. 1993. 28 maps.

ОСОБЕННОСТИ ДЕФОРМАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ И ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО СЕВЕРНОГО ДРЕЙФА ЯДРА ЗЕМЛИ

Гончаров М.А. [а], **Разницин Ю.Н.** [б], **Баркин Ю.В.** [в]

[а] *Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва (m.a.gonch@mail.ru)*
[б] *Геологический институт РАН, Москва*
[в] *Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга при МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва*

«Кроме чередования в истории Земли периодов возникновения и разрушения Пангей отмечается закономерность… Она заключается в общей тенденции перемещения континентов в течение позднего фанерозоя в *северном направлении с их откалыванием от Антарктиды. Кроме того, в течение палеозоя и мезозоя шло откалывание микроконтинентов от Гондваны с их последовательным причленением к Лавразии… В мезозое и кайнозое* в *северной половине Тихоокеанской области по обе стороны океана шло смещение микроконтинентов и океанских поднятий в северном направлении»* (В.Е. Хаин [18, с. 516]).

Северная компонента дрейфа континентов и субмеридиональное сжатие литосферы. В рамках Международной программы «Литосфера» составлена Мировая карта напряжений в литосфере [23]. На карте выделены *региональное* и *локальное* поля напряжений. Региональные напряжения – это напряжения горизонтального сжатия. Их ориентация согласуется: либо с направлением расхождения литосферных плит от осей спрединга, либо с перпендикуляром к простиранию коллизионных орогенов. Локальные отклонения от регионального поля напряжений имеют место в рифтовых зонах.

Однако такая *иерархия* полей напряжений в литосфере спорна. Так, Африканская плита ограничена с запада и востока зонами спрединга и поэтому подвержена сжатию на уровне литосферы. Растяжение же в Восточно-Африканской рифтовой системе в концепции [23] – это всего лишь «локальное отклонение». Однако, после распада Пангеи, от Африки «отодвигались» в разные стороны не только континенты, но и расположенные между ними зоны спрединга. Обширная область, простирающаяся от Америки до Австралии и включающая, с учетом «корней» континентов, почти всю верхнюю мантию, подверглась растяжению *более крупномасштабного ранга*. Т.е. растяжение названной рифтовой системы – это не «локальность», а «окно выхода» более крупномасштабного поля напряжений.

Если общее поле напряжений определяется дрейфом континентов, то следует принять во внимание, что, помимо дрейфа от распада Пангеи, существуют еще западная и северная компоненты дрейфа.

Западная компонента обусловлена отставанием более верхних геосфер при общем вращении Земли вокруг оси [22; и др.], что подтверждено экспериментально [4]. Однако этот дрейф не изменяет расстояние между континентами и поэтому не влияет на поле напряжений.

Северная составляющая дрейфа континентов характерна для всего фанерозоя, от формирования мегаконтинента Гондвана в Южном полушарии, через амальгамацию континентов в Пангею с центром в экваториальной области, по настоящее время, когда бλльшая часть континентальных масс оказалась в Северном полушарии.

Океанская литосфера также участвует в направленном к северу тектоническом течении (дрейф микроконтинентов и океанских поднятий, Гавайско-Императорская цепь вулканических построек в Тихом океане). Если считать линейное вулканическое поднятие Китового хребта в Атлантике следом горячей точки, то обнаружится не только *восточный* дрейф

Африканской плиты в связи с процессом спрединга, но и *северный* дрейф этой плиты.

Северная компонента дрейфа должна приводить к сближению континентов вдоль меридианов по мере все более плотной «упаковки» континентов в области Северного полюса. Т.е. создавать общее напряжение меридионального сжатия.

Структуры субмеридионального сжатия на фоне других структурных парагенезов континентов. В Северном полушарии, на *фоне* разнобразных локальных ориентировок осей напряжений, также доминирует субмеридиональное сжатие. Его часто приписывают *локальному* воздействию инденторов (Аравийского и Индостанского), которые якобы распространяют свое влияние на самые северные области Евразии, иногда «перескакивая» через слабо деформированные регионы. Между тем сами эти инденторы – это лишь звенья в цепи общего направленного к северу тектонического течения литосферы, о чем свидетельствует, в частности, недавно открытый структурный парагенез субмеридионального сжатия *в тылу* Индостанского индентора.

К северу от Альпийско-Гималайского орогенного пояса, зафиксированы надвиги с северной вергентностью [12], а также другие проявления субмеридионального сжатия [10].

Однако такое сжатие проявляется и на достаточном удалении от этого пояса. Многие исследователи не без оснований полагают, что байкальский рифтинг имеет пассивную компоненту, обусловленную субмеридиональным сжатием. Недавно в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты обнаружен структурный парагенез, также свидетельствующий о субмеридиональном сжатии в новейшее время [11]. Такое сжатие зафиксировано и на Балтийском щите [9].

Сжатие и надвигообразование, ориентированные по направлению ЮЮЗ-ССВ в обширной области Западной и Центральной Европы, к северу от неогенового Альпийско-Карпатского надвигового фронта, происходило в позднемеловую эпоху, *до альпийского орогенеза* [20].

Структуры субмеридионального сжатия на фоне других структурных парагенезов океанов. На большей части океанов, за исключением узких приосевых зон СОХ и узких трансформных долин, формируются структуры не растяжения, «естественные» в процессе спрединга, а структуры сжатия, в первую очередь надвиги [14]. Это сжатие ориентировано вкрест простирания как рифтовых долин, так и трансформных долин.

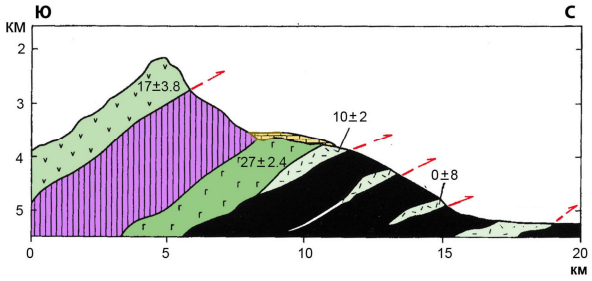


Рис. 1. Схематический разрез южного трансверсивного хребта разлома Вима [14]. Красными линиями показаны надвиги северной вергентности. Цифры – возраст пород (млн. лет).

На этом фоне во всех океанах широко представлены надвиги с отчетливо выраженной *северной* вергентностью [15] (пример – на рис. 1. Выявлены три основных этапа их формирования: позднеюрский-позднемеловой, позднемиоценовый и современный.

Меридиональная конвекция в Земле. Поскольку на всей поверхности Земли обнаруживается северная компонента движения континентов и океанических плит, то такая компонента должна быть характерна и для течения подлитосферной мантии. Перемещение цепочки элементарных объемов вещества вдоль меридиана в северном направлении происходит от Южного до Северного полюса. Северная часть этого потока испытывает субмеридиональное *сжатие*. Южная же часть потока подвергается тоже субмеридиональному, но *растяжению*. Вследствие сферичности Земли элементарные объемы в южной части *расходятся* вдоль меридианов и тем самым подвергаются также и субширотному растяжению. В северной же части

меридианы *сходятся*, обеспечивая субширотное сжатие. Таким образом, поверхность Южного полушария расширяется, а поверхность Северного полушария сокращается, что подтверждается данными GPS (см. ниже).

Расхождение масс от Южного полюса компенсируется восходящим потоком в мантии, который поддерживает высокое стояние Антарктического материка. Схождение масс к Северному полюсу компенсируется весьма нисходящим потоком и интенсивным прогибанием аномально широкого шельфа Арктического океана (антипода Антарктиды по своим очертаниям); в результате такого прогибания накопились мощные нефтегазоносные осадочные толщи.

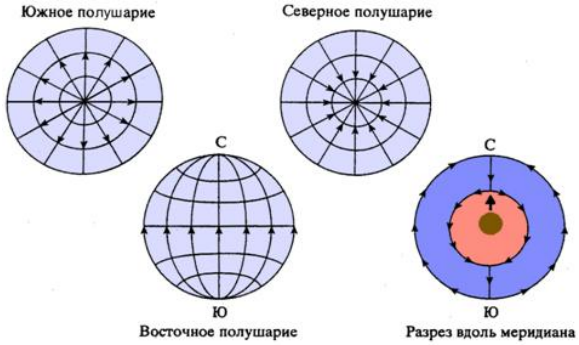


Рис. 2. Меридиональная конвекция [6].

Названные три потока замыкаются направленным к югу глубинным противопотоком (рис. 2). Таким образом, в мантии осуществляется одноячейковая конвекция [6], на фоне которой функционируют более мелкомасштабные конвективные геодинамические системы, образуя иерархию [5, 7]. Концепцию иерархической геодинамики поддержал В.Е. Хаин, увязав ее с иерархией геодинамических циклов [17].

Возможная причина конвекции во внешнем ядре. Такой причиной представляется северный дрейф земного ядра, обусловленный гравитационным воздействием ближнего Космоса [2]. Этот дрейф «выжимает» по горизонтали вещество «жидкого» внешнего ядра на фронте своего движения, вынуждая это вещество «обтекать» внутреннее ядро и заполнять в тылу движущегося внутреннего ядра освободившееся пространство. Это перетекание и возбуждает нижний горизонтальный поток в мантии (см. рис. 2).

В этой концепции предусматривается не просто дрейф ядра к Северному полюсу, а периодическое возвратно-поступательное смещение ядра в этом направлении. В соответствии с этим меридиональная конвекция также должна периодически менять направление течения вещества мантии и внешнего ядра. В настоящее время вещество мантии как бы «втекает» внутрь Земли на Северном полюсе и «вытекает» на Южном полюсе. Но именно то же направление демонстрируют и силовые линии современного магнитного поля. Поэтому не исключено, что магнитные инверсии в геологическом прошлом также обусловлены инверсиями возвратно-поступательного дрейфа ядра.

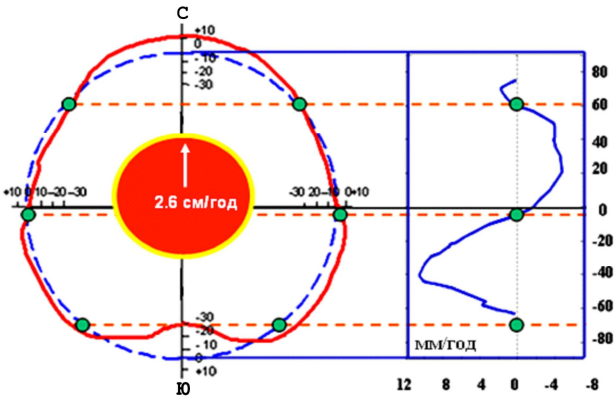


Рис. 3. Грушевидная форма геоида [19].
Справа – скорости удлинения (+) и укорочения (–) параллелей на разных широтах, по данным GPS.

Количественная и качественная проверка гипотезы. В работе [19] выведена формула, связывающая скорость изменения длины параллели на поверхности идеально сферической Земли со скоростью дрейфа ядра: $l'_\lambda = -0.399462 \times \rho' \times \sin\varphi \cos\varphi$,
где ρ' – скорость дрейфа ядра, φ – географическая широта. Разделив *скорость изменения длины* параллели l'_λ на длину самой параллели $l_\lambda = 2\pi R\cos\varphi$ (R – радиус Земли), получаем *скорость деформации изменения длины параллели*: $\varepsilon'_\lambda = -(A/R)\sin\varphi$, где $A = (0.399462 \times \rho')/2\pi$ является постоянной величиной относительно переменной широты φ. Эта формула в точности аналогична формуле скорости

деформации удлинения параллели, выведенной на основе приведенных выше *чисто кинематических* соображений [6]. Поскольку изменение длины параллелей реально фиксируется с помощью GPS (рис. 3), то в работе [19] на основе приведенной выше формулы была оценена скорость дрейфа земного ядра в настоящее время (2.6 ±0.4 см/год) по направлению к северу.

Сопоставление следствий из модели с геологическими данными. Восходящий поток под Южным полюсом, имеющий своим источником нижнюю мантию и даже ядро, является причиной нарушения изостатического равновесия литосферы Антарктиды [8]. Этот восходящий поток обусловил аномально высокое (3 км) стояние Антарктического материка.

На поверхности идеально сферической Земли скорость деформации вдоль меридианов равна скорости деформации вдоль параллелей [6]. Однако это равенство легко нарушается под влиянием несферичности Земли. В Антарктиде скорость удлинения параллелей превышает скорость удлинения меридианов и возникают резко доминирующие меридиональные (радиальные по отношению к Южному полюсу) мегатрещины отрыва (рифты и другие линеаменты) [1, 16]. А на удалении от Антарктиды скорость удлинения меридианов больше скорости удлинения параллелей. В результате возникает субконцентрическая (по отношению к Южному полюсу) система спрединга. На еще большем удалении от Антарктиды снова преобладает субмеридиональная система «мегатрещин» – спрединг в виде трех его «стволов» через примерно 90°.

В простейшей модели (см. рис. 2) скорость северного дрейфа литосферы зависит только от широты и не зависит от долготы. Однако в действительности столь равномерного течения не бывает. В глобальном масштабе вдоль разных меридианов имеет место разная скорость северного дрейфа литосферы. Наиболее выразительна меридиональная полоса со средним меридианом 100° в.д. Вдоль этой полосы сосредоточена основная масса континентальной литосферы [21]. В этой полосе − максимальная скорость дрейфа и деформации литосферы, следствия из которой таковы: максимальное удлинение Антарктического континента в Южном («растянутом») полушарии; максимальное укорочение Арктического океана в Северном («сжатом») полушарии; в Южном («растянутом») полушарии к этой меридиональной полосе приурочена максимальная скорость спрединга в Юго-Восточном Индийском СОХ; демаркационные межокеанские тектонические разделы сдвиги глубинного заложения [13] ограничивают с двух сторон литосферу Индийского океана, смещенную к северу; в Северном («сжатом») полушарии к меридиональной полосе 100-го градуса приурочены: максимальные северные компоненты скорости горизонтальных перемещений по данным GPS; максимально широкий и глубокий (до 400 км) мантийный диапир – Зондский; максимально высокий ороген − Гималаи; максимально широкое и высокое плато − Тибет; максимально длинный и глубокий рифт – Байкальский; вблизи этой меридиональной полосы находится Индостанский индентор, на его фронте − Гималаи, Тибет и более удаленный Байкал, в его тылу − зона внутриплитных деформаций субмеридионального тоже сжатия. По уточненным расчетам Ю.В. Баркина, земное ядро дрейфует не просто в северном направлении, но конкретно в направлении п-ва Таймыр, который также располагается в полосе 100-го градуса.

Выводы: 1) установлено явление северного дрейфа и субмеридионального сжатия континентальной и океанской литосферы; 2) это сжатие не носит стационарного характера, но проявляет себя во времени дискретно, накладываясь на процессы коллизионного орогенеза и платформенных деформаций континентальной литосферы и аккреции океанской коры в зонах спрединга; 3) выявлено три основных этапа субмеридионального сжатия океанской литосферы: меловой, позднемиоценовый и современный, такая же этапность

намечается и для континентальной литосферы; 4) посредством представления о компенсационной организации тектонического течения в теле Земли переброшен «мост» между структурами меридионального сжатия литосферы и северным дрейфом ядра Земли.

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (гранты РФФИ 06-05-64547, 07-05-00246, 09-05-00150 .

Литература

1. *Анохин В.М., Одесский И.А.* Характеристики глобальной сети планетарной трещиноватости // Геотектоника 2001. № 5. С. 3–9.
2. *Баркин Ю.В.* Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности. // Известия секции наук о Земле РАЕН. 2002. Вып. 9. М.: ВИНИТИ. С. 45–97.
3. *Баркин Ю.В.* Вынужденные колебания системы ядро – мантия Земли и их отражение в геологических, геодинамических и геофизических процессах // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Том. 1. М.: ГЕОС, 2010. С. 42–46.
4. *Бобряков А.П., Ревуженко А.Ф., Шемякин Е.И.* Приливное деформирование планет: опыт экспериментального моделирования // Геотектоника 1991. № 6. С. 21–35.
5. *Гончаров М.А.* Количественные соотношения геодинамических систем и геодинамических циклов разного ранга // Геотектоника 2006. № 2. С. 3–23.
6. *Гончаров М.А.* Кинематическая модель северной компоненты дрейфа континентов как причины расширения Южного и сокращения Северного полушариев Земли // Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 279–286.
7. *Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С.* Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 496 с.
8. *Грушинский А.Н., Строев П.А., Корякин Е.Д.* Строение литосферы Антарктики и ее изостатическое состояние // Отечественная геология. 2004. № 2. С. 30–36.
9. *Зайцев А.В.* Дизъюнктивная тектоника и новейшее напряженное состояние геопространства Кольской сверхглубокой скважины: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2009. 22 с.
10. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005. 340 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 552.)
11. *Короновский Н.В., Гогоненков Г.Н., Гончаров М.А., Тимурзиев А.И., Фролова Н.С.* Роль сдвига вдоль горизонтальной плоскости при формировании структур «пропеллерного» типа // Геотектоника 2009. № 5. С. 50–64.
12. *Попков В.И.* Складчато-надвиговые дислокации (Закаспий, Предкавказье, Азовско-Черноморский регион). М.: Научный мир, 2001. 136 с.
13. *Пущаровский Ю.М.* Тектоническое строение и геодинамика раздела Атлантического и Северного Ледовитого океанов // Геотектоника 2010. № 3. С. 30–39.
14. *Разницин Ю.Н.* Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов / Тр. Геол. Ин-та, вып. 560. М., Наука, 2004, 270 с.
15. *Разницин Ю.Н., Баркин Ю.В.* Субмеридиональное сжатие океанской литосферы как результат северного дрейфа ядра Земли // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Том. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 186–190.
16. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
17. *Хаин В.Е., Гончаров М.А.* Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга: их соотношение и эволюция в истории Земли // Геотектоника 2006. № 5. С. 3–24.
18. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. 2-е изд. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 560 с.
19. *Barkin Yu.V., Shatina A.V.* Deformations of the Earth's mantle due to core displacements // Astronomical & Astrophysical Transactions. 2005. Vol. 24. Is. 3. P. 195–213.
20. *Kley J., Voigt T.* Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision // Geology. 2008. V. 36. N 11. P. 839–842.
21. *Pavoni M., Müller M.V.* Geotectonic bipolarity, evidence from the pattern of active oceanic ridges bordering the Pacific and African plates // Journal of Geodynamics. 2000. Vol. 30, No. 5. P. 593–601.

22. *Smith A.D., Lewis Ch.* Differential rotation of lithosphere and mantle and the driving forces of plate tectonics // Journal of Geodynamics. 1999. Vol. 28. No. 2/3. P. 97–116.
23. *Zoback M.L.* First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World stress map project // J. Geoph. Res. 1992. V. 97. P. 11703–11728.

МОНИТОРИНГ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛИТЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Горбунова Э.М.[а], Иванченко Г.Н.[а], Макаров В.И.[б], Щукин Ю.К.[а]

[а]*Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия*
(gorbunova@idg.chph.ras, ivanchenko@idg.chph.ras.ru, schuk@idg.chph.ras.ru)
[б]*Институт геоэкологии РАН, г. Москва, Россия*
(makarov@geoenv.ru)

Центральная часть Русской плиты характеризуется достаточно своеобразной структурой верхней коры, которая формировалась в изменяющихся геодинамических условиях. Архейский фундамент региона осложнен Пачелмским, Подмосковным и Среднерусским авлакогенами рифей-вендского возраста. На уровне осадочного чехла - это область сопряжения Воронежской антеклизы с юго-западным склоном Московской синеклизы, которая отличается конседиментационным пологим ступенчатым погружением палеозой-мезозойских отложений в северо-восточном направлении.

В неотектоническом отношении к центральной части Русской плиты тяготеет Окско-Московская, достаточно широкая, депрессионная полоса. На севере она сопряжена со столь же широким Смоленско-Дмитровско-Ветлужским трансплатформенным широтным неотектоническим валом, а на юге – с устойчиво развивающимся древним сводом Воронежской антеклизы. Рассматриваемая депрессионная полоса очень полого снижается в восточном направлении и раскрывается к Окско-Донскому меридиональному прогибу.

С позиций современной геодинамики особое положение занимает исследование закономерностей проявления глубинной гетерогенности на уровне неотектонической структуры и рельефа земной поверхности, которая в осадочном чехле представлена лишь пликативными зонами локализации деформации [2]. Низкие градиенты платформенных дислокаций затрудняют неотектонический анализ. Для оценки новейших структурно-геодинамических условий центральной части Русской плиты наряду с традиционными структурно-геологическими и структурно-геоморфологическими исследованиями, по мнению авторов, эффективным методом является специализированный анализ космических изображений земной поверхности.

В результате автоматизированного дешифрирования снимков системы Landsat по программе “LESSA” [5] в пределах территории исследований выделяются малые фотолинеаменты, которые используются для построения протяженных линеаментов, линеаментных форм, полей плотности и роз-диаграмм малых фотолинеаментов. Изменения преимущественной ориентировки и форм роз-диаграмм привлечены для выделения “кольцевых” образований. Статистический анализ малых фотолинеаментов и положение линеаментных форм подтверждают структурную дискретность территории, выраженность региональных блоков и межблоковых зон в ландшафте [1] (рис. 1).

Составленная схема статистической плотности поля малых фотолинеаментов сопоставлена со схемой глубины залегания поверхности Мохоровичича и со схемой строения поверхности кристаллического фундамента. В пределах рассматриваемого поля прослеживаются области с различной плотностью малых фотолинеаментов, соответствующие разным структурно-фациальным районам. Центральные области северного и южного мегаблоков характеризуются высокой плотностью распределения малых фотолинеаментов. Следует отметить, что под рассматриваемыми областями переуглубление поверхности Мохоровичича

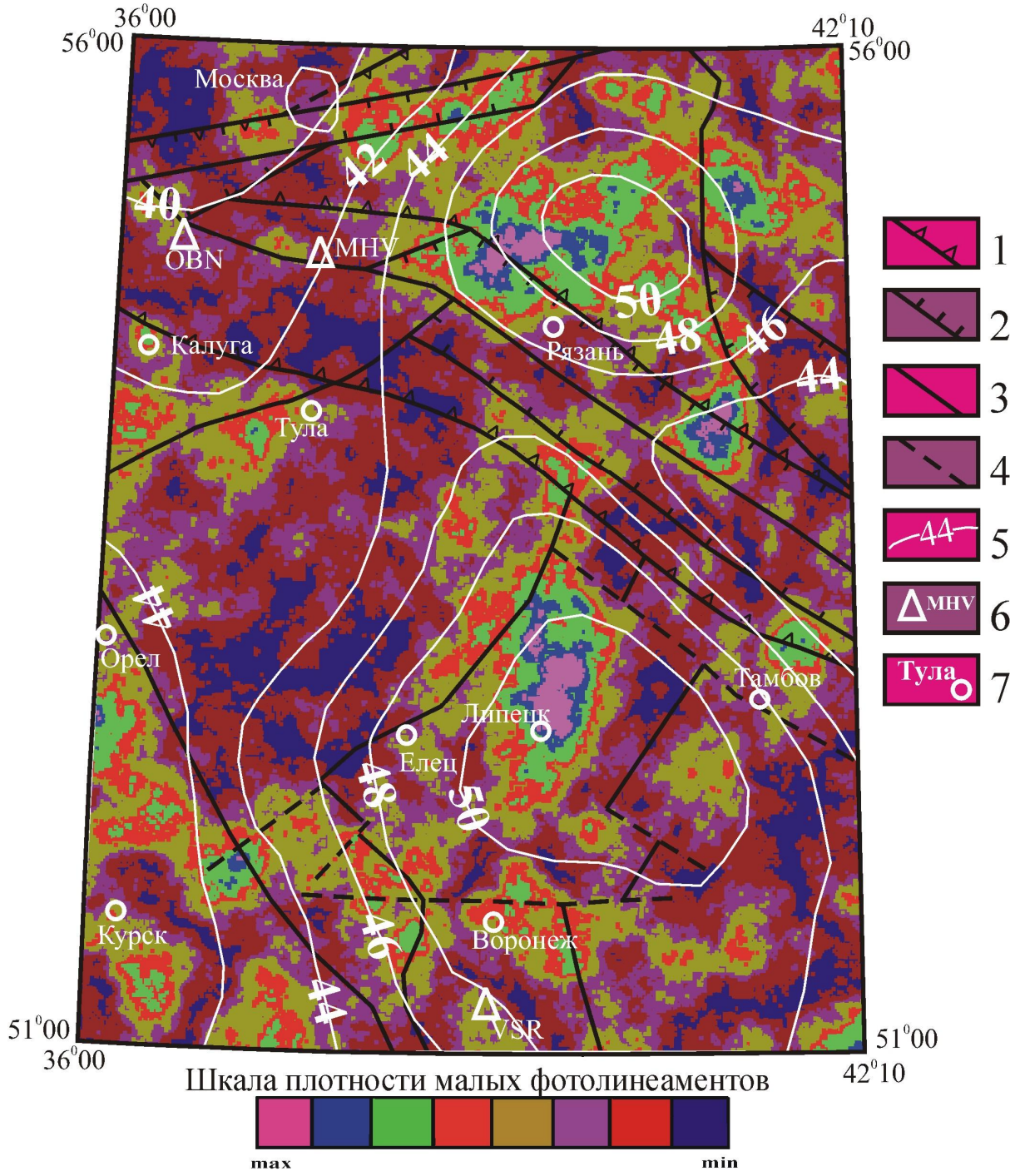


Рис. 1 Схема статистической плотности поля малых фотолинеаментов
(1 – границы мегаблоков и мобильных зон, соответствующие глубинным разломам корово-мантийного заложения; 2 – разломы, ограничивающие рифей-вендские структуры; 3 – границы геоблоков; 4 – разломы разного порядка; 5 – изолинии глубины залегания поверхности Мохоровичича, км; 6 – геофизические обсерватории: MHV – "Михнево", OBN – "Обнинск", VSR – "Сторожевое"; 7 – города)

достигает 50 км [4]. По направлению к границам геоблоков прослежены высокоградиентные зоны изменения плотности малых фотолинеаментов.

Погребенные авлакогены отличаются неоднородным распределением плотности малых фотолинеаментов. Окско-Цнинская система валов и прогибов проявляется в виде субмеридиональных участков повышенной плотности в отличие от субширотной границы между Московской синеклизой и Воронежской антеклизой, которая не выражена в поле плотности и в рисунке линий анизотропии (рис. 2).

Соответственно, высокоградиентные изменения плотности малых

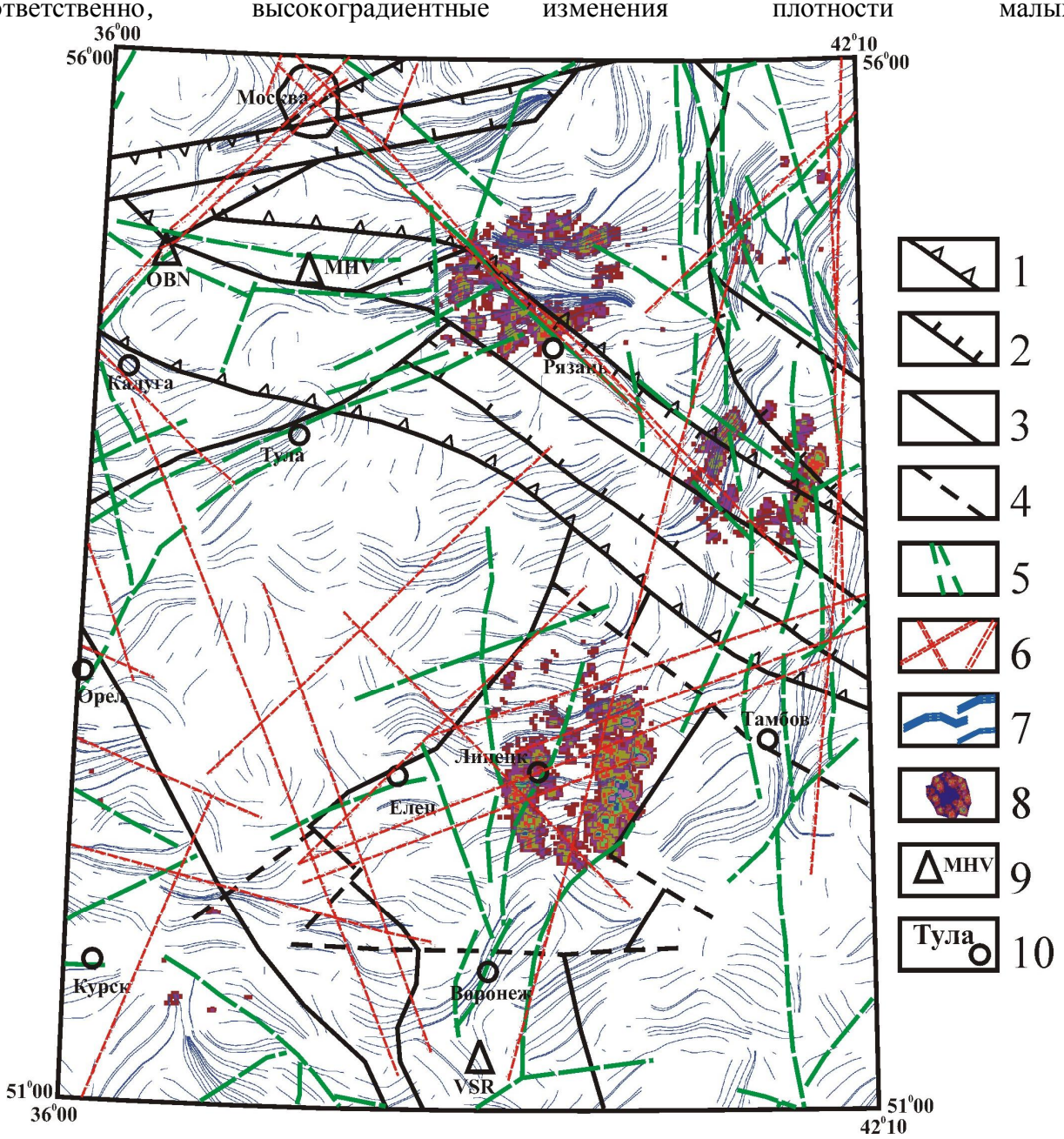


Рис. 2 Схема протяженных линеаментов и линеаментных форм
(1 – границы мегаблоков и мобильных зон, соответствующие глубинным разломам корово-мантийного заложения; 2 – разломы, ограничивающие рифей-вендские структуры; 3 – границы геоблоков; 4 – разломы разного порядка; 5, 6 – протяженные линеаменты, выделенные: 5 – визуально, 6 – по результатам автоматизированного дешифрирования; 7 – линии анизотропии; 8 – "кольцевые" образования; 9 - геофизические обсерватории: MHV – "Михнево", OBN – "Обнинск", VSR – "Сторожевое"; 10 – города)

фотолинеаментов, вероятно, маркируют зоны рассеянных дислокаций над глубоко погребенными региональными разломами фундамента.

В процессе последующей обработки роз-диаграмм выделены доминирующие направления осей анизотропии – линии анизотропии, которые группируются в компактные прямолинейные или плавно изогнутые линеаментные зоны разной ширины и протяжённости – зоны анизотропии (рис. 2). Предположительно, они отражают некоторым образом проявленную на поверхности вещественно-структурную, реологическую и

геофизическую анизотропию свойств геологической среды [3].

Совмещение схем линеаментных форм разных типов и пространственного распределения их плотности с разновозрастными структурно-геологическими планами территории исследований показало, что выделенные протяженные линеаменты, линии и зоны анизотропии среды на отдельных участках согласуются с разломами фундамента, составляя с ними некоторые парагенетические образования и представляя своего рода поверхностный след погребённых структур.

В пределах центральной части Русской плиты выделены серии разноориентированных линеаментных зон. Преобладают зоны СВ-ЮЗ направления, соответствующие, в целом, общему геолого-структурному плану территории (рис. 2). Вкрест простирания основных структур трассируется линеаментная зона ЮВ-СЗ простирания – Москворецкий линеамент, состоящая из серии субпараллельных протяженных линеаментов, на которой замыкается часть протяженных линеаментов северо-восточного направления.

В области сопряжения ЮВ-СЗ зоны с СВ-ЮЗ протяженными линеаментами установлено изменение плана линий тока, разворот северо-восточного плана простирания на северо-западный. Фрагментарно Москворецкий линеамент соответствует положению границы переходной зоны на уровне осадочного чехла и межблоковой зоны корово-мантийного залегания ЮВ-СЗ простирания, косвенно свидетельствуя о геодинамической активности отдельных участков, проявляющейся на разновозрастных структурных планах.

Вдоль восточной границы территории исследований прослежена вытянутая в субмеридиональном направлении область сгущения линий анизотропии, приуроченная к Окско-Цнинской системе валов и прогибов (рис. 2). Ортогональное положение линий анизотропии по отношению к простиранию погребенных авлакогенов (Пачелмского, Подмосковного) подчеркивает поперечную сегментацию отрицательных структур.

“Кольцевые” образования тяготеют к ключевым участкам дискордантного соотношения разновозрастных структурных планов и приурочены к пересечению зон динамического влияния глубинных разломов, к участкам изменения ориентировки региональных разломов и повышения интенсивности пликативных деформаций осадочного чехла (рис. 2).

Субмеридиональный линеамент, трассирующий размещение серии “кольцевых” образований, занимает особое положение в современном поле напряжений. Вдоль него наряду с четко выраженными восточной и южной “кольцевыми” структурами прослежен ряд второстепенных “кольцевых” образований. Выявленная закономерность, вероятно, свидетельствует об активности протяженного субмеридионального линеамента, контролирующего смену рисунка линий анизотропии.

Таким образом, в современном ландшафте центральной части Русской плиты протяженные линеаменты и линеаментные формы (линии и зоны анизотропии, “кольцевые” образования) с различной степенью достоверности отражают отдельные элементы глубинных структур (прежде всего их ориентировку) и способствуют структурно-геодинамическим реконструкциям.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 07-05-00454-а и 10-05-00917-а).

Литература

1. *Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н.* Идентификация геодинамически активных структур центральной части Русской плиты // Динамические процессы в геосферах. Сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2010. С.132-140.
2. *Макаров В.И.* Актуальные проблемы изучения четвертичной геодинамики платформенных территорий // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Мат-лы V

Всерос. сов. по изуч. четвертичного периода. М.: ГЕОС, 2007. С.244-247.

3. *Макаров В.И., Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н., Щукин Ю.К.* Современная геодинамика центральной части Русской плиты (Окско-Московское междуречье) // "Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы". XVI международная конференция. Воронеж, 20-25 сентября 2010 г.: в 2-х т. Воронеж: Научная книга, 2010. Т.II. С.39-43.
4. *Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И.* Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 300 с.
5. *Zlatopolsky A.* Program LESSA (Lineament extraction and stripe statistical analysis) Automated linear image features analysis - experimental results // Computers and Geosciences, 1992. Vol. 18, No. 9. P. 1121 - 1126.

СОВРЕМЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Логвинов И.М., Тарасов В.Н.

Институт геофизики имени С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина
(tarig@igph.kiev.ua)

Введение

Кратко представлены результаты исследований процесса современной активизации (СА) Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), выбранной в качестве объекта в связи с ее сравнительно детальной изученностью. Здесь пробурены глубокие скважины, определены геодинамические, гидрохимические и другие параметры среды, имеется густая сеть профилей ГСЗ, установлены около 2500 значений глубинного теплового потока (ТП), выполнены площадные магнитотеллурические зондирования, гравимагнитные съемки, изучена изотопия газов подземных вод и др. [1-5].Как показано рядом исследователей (в том числе – авторами для регионов Украины) последние активизации авлакогенов и некоторых других структур Восточно-Европейской платформы (ВЕП) начались в позднем плиоцене-плейстоцене. Соответствующие глубинные процессы (тепломассоперенос в тектоносфере) вызвали аномалии физических свойств пород коры и верхней мантии, приведшие к геологическим событиям в приповерхностной (доступной прямому изучению) зоне и аномалиям физических полей. Используя принятую авторами схему глубинного процесса их можно спрогнозировать на количественном уровне и сопоставить с экспериментальными данными. Это позволяет приблизиться к пониманию процесса, изучение которого затруднено по сравнению с предшествующими именно его незавершенностью.

Современная активизация ДДВ по геологическим данным.

1. Прогнозные поднятия поверхности в области СА за последние 3 млн. лет невелики – 100-200 м. За период около 25 млн. лет поднятия в ДДВ не выявляют особенностей, характерных для впадины. Принципиально такая же (менее контрастная) картина наблюдается для последних 5 млн. лет. И только поднятия последних 3 млн. лет [2] уже демонстрируют наличие на территории ДДВ существенных отличий от соседних регионов (рис.1А). Намечается ответвление зоны поднятий на север примерно вдоль 34^0в.д. за пределы впадины и поднятие юго-восточной части склона Воронежского массива.

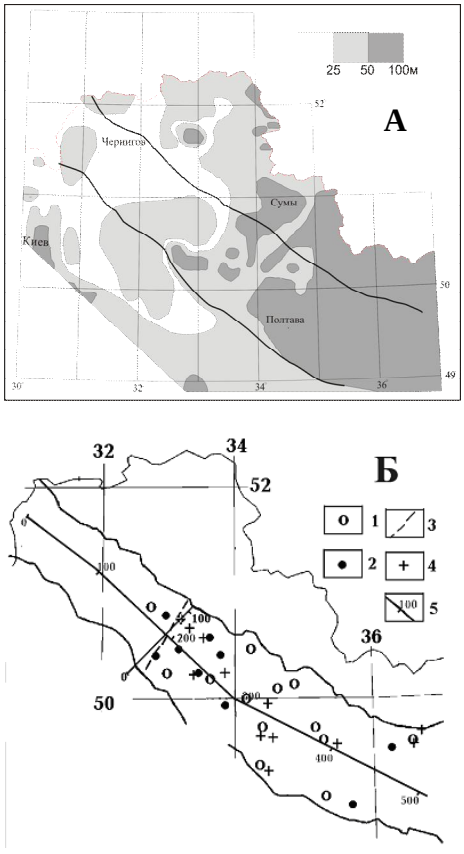


Рис. 1. А - Амплитуды поднятий поверхности Земли за последние 3 млн. лет [2]. Б - 1.19. Пункты определения изотопии He, расположение некоторых молодых месторождений углеводородов с АВПД и граница зоны гидрохимической инверсии в ДДВ. 1, 2 - пункты определения изотопии He (со значениями $^3He/^4He$ [3]: 1 - фоновыми, 2 - аномальными), 3 - северо-западная граница распространения зоны гидрохимической инверсии [4], 4 - месторождения

углеводородов с АВПД, для части которых установлен возраст менее 1 млн. лет [1, 4], 5 – линии продольного и поперечного профилей.

2. Фиксируются прогнозируемые активизация разломов (продольных и поперечных) и сейсмичность. Но первая широко распространена как во впадине, так и за ее пределами. Вторая мало проявлена в ДДВ, хотя, не исключено, что слабые землетрясения еще недостаточно изучены.

3. Верхнему (и наиболее молодому, возрастом в первые сотни тыс. лет) этажу принятой схемы СА отвечает циркуляция глубинных высоконапорных горячих флюидов с составом растворенных солей и газов, отличным от определяемого осадочным чехлом. Она происходит по проницаемым зонам активизированных разломов, в основном – древнего заложения. ДДВ разделена на два бассейна – юго-восточный (Днепровский-ДНб) и северо-западный (Деснянский-ДСб), в первом из которых распространены зоны аномально высоких (с коэффициентом аномальности 1,7-1,9) пластовых давлений (АВПД), отсутствующие во втором. Анализ “выживания” зон при обычных значениях проницаемости вмещающих пород показывает, что без подпитки они не могут существовать более десятков тыс. лет. В ДНб, где флюиды достигают глубин бурения, вместо хлоркальциевых рассолов (с средним содержанием солей около 140 г/л) вышележащих толщ они представлены менее минерализованными (менее 10 г/л) гидрокарбонатно-натриевыми водами с высокой температурой, добавками бора, ртути, повышенной концентрацией углекислого газа, углеводородов (УВ), гелия. В ДНб изучена изотопия гелия ($R = {}^3He/{}^4He \cdot 10^8$). Фоновое значение R, соответствующее расчетному коровому, близко к 2. Наличие пунктов, где $R \geq 6$, указывает на недавнее поступление в кору впадины мантийных пород и перенос гелия с мантийной меткой флюидами на небольшие глубины. В единственном изученном месте локального изменения R видно, что аномалия исчезает на расстоянии около 1 км от местного разлома.

4. Согласно нашей модели месторождения УВ – одно из проявлений верхнего и самого молодого этажа процесса СА [3, 5]. Область их распространения приблизительно совпадает с ДНб. Для некоторых месторождений по прямым и непрямым признакам установлен возраст формирования - менее 1 млн. лет [4]. Если отнести к месторождениям углеводородов, обусловленных СА, те, в которых наблюдается АВПД, определен постплиоценовый возраст, установлены аномалии изотопии гелия и гидрохимическая инверсия, то окажется, что их запасы составляют 1,952 млрд. т условного топлива. Очевидно, что эта оценка - минимальна, т.к. учтены явно не все месторождения с признаками СА. Суммарные запасы месторождений углеводородов ДДВ и северной части Донбасса - 3,46 млрд. т условного топлива [1]. Таким образом, нефтегазоносность региона сама по себе может служить признаком активизации. Она практически отсутствует в ДСб.

Современная активизация ДДВ по геофизическим данным [3, 5].

Мантийный этаж СА представляет собой перегретый и частично расплавленный объем вещества в интервале глубин около 50-100 км и охлажденный – глубже. Коровый – зону частичного плавления на глубинах около 20 км (мощность – первые километры, содержание расплава - около 2%), над ней - область флюидизации мощностью до 10 км, выше которой флюиды распространены только в зонах активизированных проницаемых разломов. Эти объекты должны проявляться в аномалиях физических полей.

1. Возмущения теплового потока в ДДВ связаны почти исключительно с зонами локальных разломов, по которым происходит инжекция глубинных флюидов (доказанная геологическими методами на некоторых структурах). Площадной прогрев от глубинных источников еще не

достиг приповерхностной области, где измеряются температуры в скважинах. Интенсивность аномалий согласуется с расчетной – около 20 мВт/м^2. Можно предполагать, что в зонах крупных разломов произойдет повышение концентрации таких возмущений вместе с ростом удельной нефтегазоносности (последняя определялась как сумма запасов месторождений в поперечной к ДДВ попосе шириной 25 км, отнесенной к единице площади полосы). Но этот эффект оказался слабо заметен (рис. 2).

2. Отрицательные скоростные аномалии в коре и верхних горизонтов мантии ДДВ могут нивелироваться влиянием базификации пород коры и попаданием в мантию эклогитизированных блоков коровых базитов. Вместе с недостаточной изученностью это приводит к лишь спорадическому обнаружению таких возмущений под впадиной. Например, на продольном профиле в юго-восточной части впадины фиксируется зона значительного сокращения V_p на глубинах около 8-12 км, отвечающих интервалу флюидизации над чагом частичного плавления.

3. Расчет показывает, что отрицательная мантийная гравитационная аномалия в зоне СА впадины должна несколько превышать 20 мГл. Этот уровень возмущения (20 мГл) примерно отвечает внешней границе мантийного теплового разуплотнения. Соответствующий контур приведен на рис. 2, где сопоставлен с размещением месторождений углеводородов. Согласование достаточно полное.

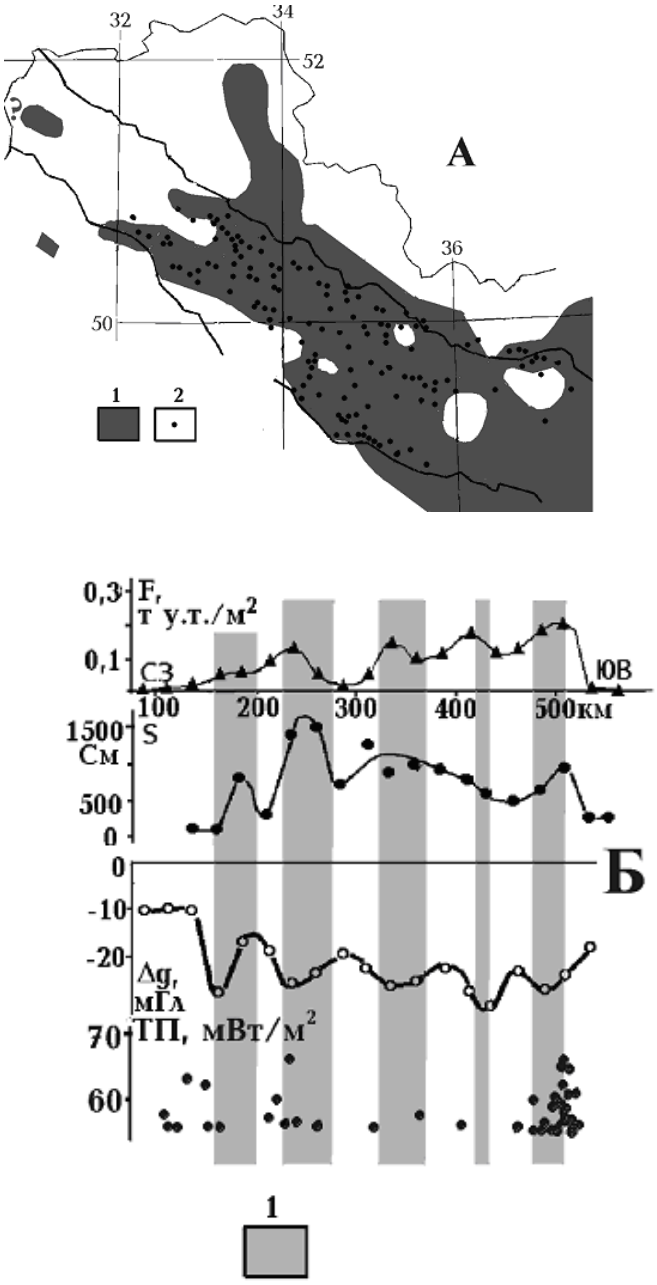


Рис. 2. А – Сопоставление мантийной гравитационной аномалии интенсивностью более 20 мГл (1) и месторождений УВ (2). Б – Сравнение вариаций удельной нефтегазоносности (F) с изменениями суммарной продольной проводимостью слоя в нижней части осадочной толщи и консолидированной коре (S), мантийной гравитационной аномалии (Δg), повышенных значений ТП по продольному профилю (рис. 1). 1 – активизированные поперечные глубинные разломы.

Методика определения аномалии ведет к тому, что она включает и эффекты элементов коровой модели, не учтенных при расчете. Ими оказываются разуплотненные проницаемые зоны флюидоносных разломов, не

проявляюшиеся на скоростных разрезах коры на поперечных профилях. Их эффект должен составлять несколько мГл и приводить к флуктуациям аномалии (рис. 2). Они неплохо согласуются с изменениями удельной нефтегазоносности.

4. Отмеченная зона флюидизации над зоной частичного плавления в коре на глубине около 10 км и более заметно понижает удельное электрическое сопротивление (у.э.с., ρ) пород нижней (катагенетически и метаморфически измененной, мало отличающейся по свойствам от кристаллических пород) части осадочного слоя и верхней части консолидированной коры. Расчетные значения составляют 10-n·10 Ом·м. Дополнительный рост проводимости может быть связан с наличием в рифейской части осадочного слоя (погружающейся на юго-восток вдоль впадины) проводящих элементов из углеродистого вещества. Слой частичного плавления существенно не дополняет S коры. Интерпретация экспериментальных данных геоэлектрики осложнена распространением у поверхности мощного слоя проводящих осадков. Устранив его эффект, можно надеяться на выявление одного наиболее интенсивного проводника в средней части коры. Проводник, отвечающий мантийной астеносфере, не диагностируется при реальной величине его S.

Результаты оценки проводника приведены на рис. 2. Диапазон его глубин отвечает прогнозу. Значения S явно увеличиваются в зонах проницаемых роазломов, приводя к корреляции S и F.

Описанные сопоставления геофизических данных с удельной нефтегазоносностью были проведены и для поперечного профиля через ДДВ (рис. 3), где все величины определены в виде средних для продольных полос во впадине (рис. 1) средней шириной 12,5 км.

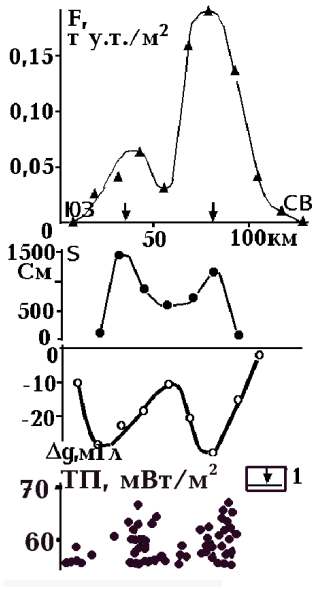


Рис. 3. Сравнение вариаций удельной нефтегазоносности (F) с изменениями суммарной продольной проводимостью слоя в нижней части осадочной толщи и консолидированной коре (S), мантийной гравитационной аномалии (Δg), повышенных значений ТП по поперечному профилю (рис. 1). 1 – активизированные продольные разломы на границах внутреннего (рифейского) грабена ДДВ.

В этом случае все параметры фиксируют значительную роль краевых разломов внутреннего грабена. Она настолько велика, что нивелирует влияние активизированных разломов, обрамляющих герцинский грабен.

Выводы

Приведенные данные позволяют констатировать, что:

1. Геолого-геофизические аргументы в пользу современной активизации Днепровско-Донецкой впадины и связи ее нефтегазоносности с этим процессом выглядят достаточно убедительно.

2. Принятая авторами для ДДВ (и опробованная во многих других регионах) схема глубинного процесса – тепломассопереноса в тектоносфере – позволяет на количественном уровне объяснить многие экспериментальные данные, относящиеся к современной активизации впадины.

3. Проведенный комплекс региональных геолого-геофизических исследований может быть привлечен для изучения формирования УВ и их месторождений и перенесен на более

локальный уровень для дополнения методики, обычно употребляемые для выделения наиболее перспективных районов нефтегазоносных бассейнов.

Литература

1. Атлас родовищ нафти і газу України. Т. I-VI. Під ред. М.М. Іванюти та ін. - Львів. - 1998.
2. Верховцев В. Новітні вертикальні рухи земної кори території України, їх взаємовідношення з лінійними та кільцевими структурами // Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання. – К.: КНУ. – 2006. – С.129-137.
3. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др. Днепровско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы). – К.: Корвін пресс. – 2006. – 142с.
4. Лукин А.Е. Литолого-динамические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах. - К.: Наук. думка. - 1997. - 224 с.
5. Gordienko V.V., Gordienko I.V., Zavgorodnjaja O.V., Logvinov I.M. Process of recent activization, physical fields and old and gas potential // Proceedings of the Institute of fundamental studies/ - 2008. – 13. – P.17-22.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕННАНТИТА И ТЕТРАЭДРИТАВ ЗОЛОТЫХ РУДАХ ДАРАСУНСКОГОВУЛКАНОГЕННО- ПЛУТОНОГЕННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Городецкая М.Д.

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Геологический ф-т
(Lutix01@mail.ru)

Введение. Минералы группы блеклых руд Дарасунского месторождения изучались многими исследователями [3,5] и данная работа посвящена уточнению механизма формирования этих минералов.

Блеклые руды. Структура минералов группы блёклых руд представляет увосьмеренную ячейку типа сфалерита, осложненную комплексными анионами $(AsS_3)^{3-}$ и $(SbS_3)^{3-}$ зонтичного типа [1]. Общая формула: $Me^{1+}{}_{10}Me^{2+}{}_2X_4Y_{13}$, где Me^{1+} - Cu^{1+}, Ag, Tl, Au; Me^{2+} - Zn, Fe^{2+}, Cu^{2+}, Hg, Cd, Pb, Mn, Ni, Co; X - As, Sb, Bi, Te, Ge, Sn, In; Y - S, Se. Пределы изоморфизма между одно- и двухвалентными катионами в группе блеклых руд являются широкими. При изоморфных замещениях среди катионов, вместе с размерами ионных радиусов, важное значение имеют координационные числа элементов. В группе блеклых руд замещению подвергается медь, обладающая четверной координацией. Она может замещаться элементами, характеризующимися в сульфидах координационным числом четыре – Fe, Zn, Cd. При этом до половины атомов меди с координационным числом четыре в элементарной ячейке могут свободно замещаться при процессах дифференциации рудоносных гидротерм в условиях восстановительной обстановки при понижении окислительного потенциала и падения кислотности растворов до слабощелочных [3]. При этом происходит замещение сфалеритоподобной структуры халькопирита сульфосольной структурой с зонтиками AsS_3 – SbS_3. Изоморфизм между Cu и Ag связан с замещением одновалентной меди, также находящейся в четверной координации.

Месторождение Дарасун. Дарасунское месторождение расположено в мезозоидах Восточного Забайкалья в краевой части древнего блока метаморфитов и гранитоидов. Приурочено оно к Даурскому сводовуму поднятию. Находится в узле пересечения Дарасуно-Восходинского разлома восток-северо-восточного простирания и Балейско-Дарасунского разлома северо-западного простирания. Месторождение парагенетически связано с позднеюрским орогенным вулкано-плутоническим латит-монцонитовым комплексом и контролируется ничтожными по размеру паукообразными телами монцонитов и граносиенитов и трубкой взрыва латитов. Дарасунское месторождение принадлежит гидротермальной вулканогенно-плутоногенной золото-сульфидно-кварцевой формации. Послемагматические гидротермальные образования представлены дозолоторудными кварц - турмалиновой и молибден-медно-порфировой минерализацией, Au-Bi-Sb-As минерализацией, послезолоторудными Sb-As и безрудной кварц-кальцитовой минерализацией [2]. Руды Дарасунского месторождения обогащены мышьяком, большая его часть связана в арсенопирите. Основная масса арсенопирита образуется совместно с ранним пиритом золоторудной стадии.

Блеклые руды месторождения Дарасун. Самые ранние выделения блеклых руд представлены теннантитом, характерным для глубоких горизонтов месторождения, а тетраэдрит характерен для менее глубоких горизонтов [4]. С глубиной количество блеклых руд уменьшается и она наблюдается лишь в

виде отдельных гнезд, проявляется спорадически в прожилках и в целом развита незначительно. Блёклые руды развиты в жилах Центрального и Восточного участков в ассоциации с халькопиритом и образовались в продуктивную золото-сульфидно-сульфосолевую стадию минералообразования, накладывающуюся на более ранние пирит-арсенопиритовую и галенит-сфалеритовую. В месторождении Дарасун блёклые руды развиты в составе двух минеральных ассоциаций: в сульфидных агрегатах с халькопиритом, пиритом, арсенопиритом и в сфалерит-галенитовых агрегатах. В агрегатах с халькопиритом они присутствуют в виде гнёзд и образуют с ним сложные прорастания, реже правильные кристаллы.

Из микропримесей самой распространенной является примесь серебра, варьирующая в целом в пределах 1.10 -14.58 мас.%. При этом в теннантите содержание Ag менее 1 мас.%. Примеси Bi, Se и Te незначительны – редко достигают десятых долей процента.

Механизм формирования минералов группы блеклых руд.

Блеклые руды образуются при замещении халькопирита, при этом избыточное железо сбрасывается в пирит: $10CuFeS_2 + 2As_2S_3$р-р + 3Sp-p → $Cu_{10}Fe_2As_4S_{13} + 8FeS_2$. Новообразованный пирит выделяется в виде зональных агрегатов радиально-лучистого строения. Зональность обусловлена присутствием мышьяка в отдельных зонах кристаллов (рис.1 а, б). Кристаллизация группы блеклых руд начинается с теннантита. В процессе минералообразования растворы обогащаются сурьмой и из этого сурьмяно-мышьякового раствора кристаллизуются блеклые руды смешанного состава. Далее происходит накопление сурьмы относительно мышьяка и происходит изменение состава блеклых руд – последним кристаллизуется тетраэдрит.

Блеклые руды Дарасунского месторождения отличаются от блеклых руд других плутоногенных месторождений осцилляционной зональностью, обусловленной различными соотношениями мышьяка и сурьмы, железа и цинка (рис. 2), при этом в целом блеклые руды являются более железистыми, менее цинкистыми. В кристаллах происходит чередование зон теннантита, блеклой руды смешанного состава и тетраэдрита.

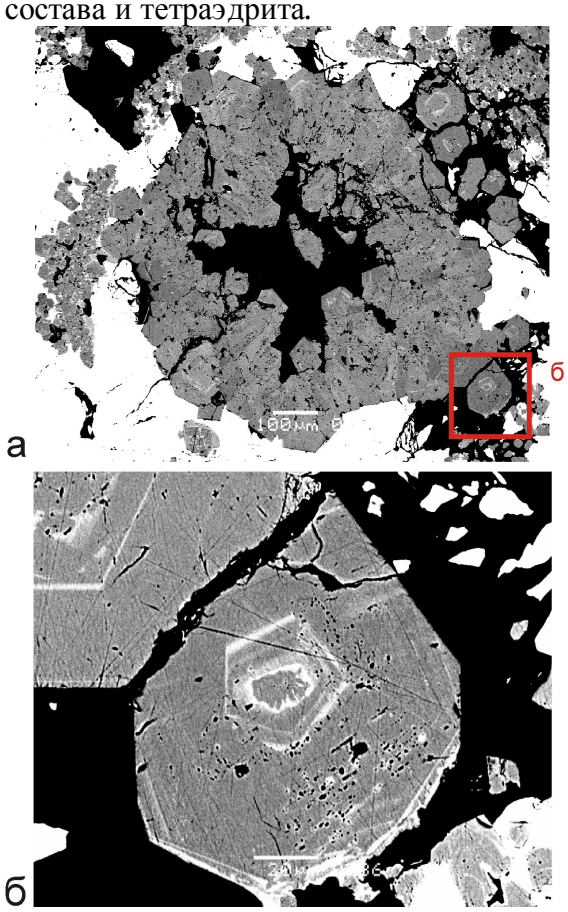


Рис. 1. а – Агрегаты зональных кристаллов пирита: светлые зоны обогащены мышьяком, б – фрагмент рис а. Фотографии в отраженных электронах.

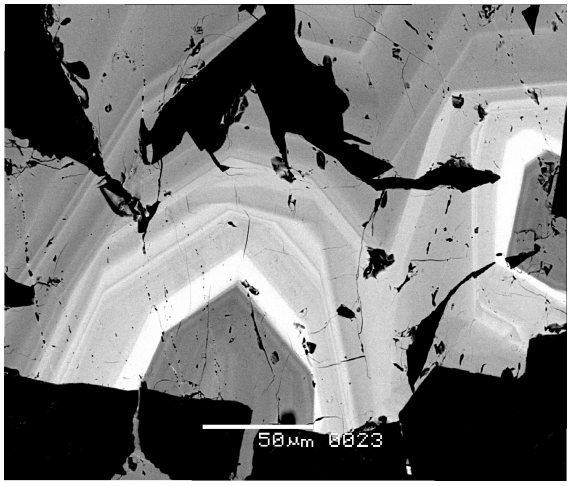


Рис. 2. Осциляционная зональность блеклых руд: светлые зоны - тетраэдрит, серые зоны – теннантит. Фотографии в отраженных электронах.

Таким образом, в процессе формирования блеклых руд Дарасунского месторождения возрастала их сурьмянистость. Кристаллизация блёклых руд началась с теннантита, постепенно сменяясь тетраэдритом. При этом кристаллы блеклых руд характеризуются резкой осцилляционной зональностью, связанной с изменением условий рудобразования.

Массовое замещение халькопирита блеклыми рудами происходит при росте восстановительного потенциала в растворах, что в дальнейшем приводит к образованию минерализации с самородным золотом.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 10-05-00674)

Литература

1. Белов Н.В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз// Изд. АН СССР, 1947, с. 191
2. Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А., Спиридонов Э.М. Джонасонит $AuBi_5S_4$ – первая находка в Восточном Забайкалье //Докл. РАН. 2008. Т. 420. № С. 368–371.
3. Сахарова М.С. Основные вопросы изоморфизма и генезиса блеклых руд // Геология рудных месторождений. 1966. № 1. С. 23-40.
4. Сахарова М.С., Демидов В.Г., Здорик Н.Б., Кривицкая Н.Н. Об особенностях минерального состава руд золота на глубоких горизонтах Дарасунского месторождения // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита. 1968. Вып. 3(5),с.43-53
5. Спиридонов Э.М., Куликова И.М., Филимонов С.В. Минералы группы блеклых руд – индикаторы рудогенеза // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии, М: ИГЕМ РАН, 2008. С. 356-359

ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ ЮГО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Горожанин В.М.

Институт геологии УНЦ РАН, г.Уфа, Россия
(gorozhanin@ufaras.ru)

Рассмотрены особенности накопления УВ в крупных перикратонных структурах юго-востока Восточно-Европейской платформы – Прикаспийской впадине, Предуральском краевом прогибе – в которых в конце ранней перми накопились мощные толщи кунгурских эвапоритов . Наиболее крупными местами локализации залежей УВ и объектами нефтепоисков считаются структуры осадочного происхождения – рифы, атоллы и крупные карбонатные платформы (Астраханское месторождение, Тенгиз, Карачаганак и др.), перекрытые региональным соляным флюидоупором. Кунгурская соль испытала сильный диапиризм, что накладывает определенные ограничения на сейсмический метод - основной метод поиска нефтегазоносных структур. Структуры, перспективные на нефть и газ, предполагаются как под соляными валами, так и в межкупольных депрессиях. Из-за разности скоростей в солях и межсолевых осадочных толщах, поиск органогенных построек карачаганакского типа становится непростой задачей; аномалии, установленные по принципу «прозрачности» волнового поля, квалифицируемые как «органогенная постройка» или «аномалия типа риф», при последующем бурении чаще всего не подтверждаются.

Под соляными валами также выявляются положительные структуры с аномальной сейсмической записью, что давало основание прогнозировать их в качестве «органогенных построек». Разбуривание этих структур показало, что они являются антиклинальными структурными валами, связанными с тектоническими нарушениями сдвигового типа и представляют собой горстовидные структуры – структуры «цветка положительного типа» (рис.1).

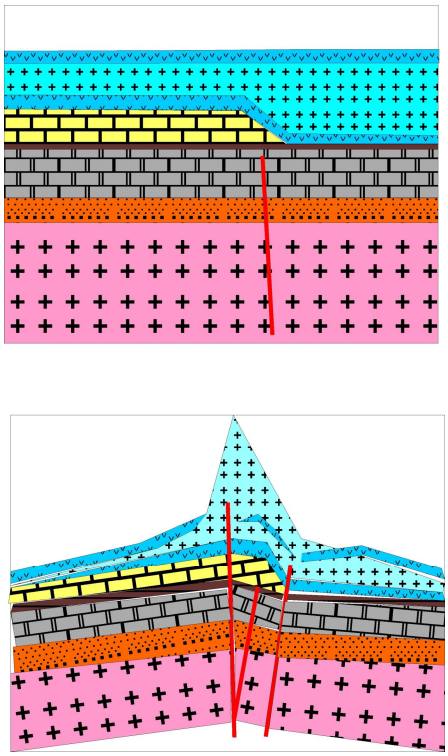


Рис.1. Модель развития подсолевой горстовидной структуры в бортовой зоне Предуральского прогиба

Зоны разломов, ограничивающие горстовидные структуры, образуют зоны разуплотнения; в них циркулируют растворы, благодаря выщелачивающему действию которых в карбонатных толщах формируется пустотное пространство, достаточное для формирования скоплений углеводородов, иногда в промышленных масштабах. При этом приразломные структуры могут закладываться независимо от распределения фаций – как в зоне бортового уступа, маркируемого ассельскими рифовыми постройками, так и в зоне депрессионных ассельских отложений. Наиболее благоприятными для нефтегазонакопления являются структурные зоны, образованные разломной тектоникой в телах обширных карбонатных платформ. Эти платформы сложены

разнофациальными карбонатными отложениями – фациями рифов и их шлейфов, лагун, иловых впадин, намывных песков мелководных отмелей, которые слагаются зернистыми оолитовыми и биокластовыми разновидностями известняков. При тектоническом воздействии эти зернистые разновидности карбонатов наиболее легко подвергаются выщелачиванию с созданием зон вторичной пористости. Распределение вторичной пористости по разрезу часто субвертикально и не зависит от фациальных особенностей карбонатов, т.е. имеет приразломный характер. Наиболее наглядно это продемонстрировано на примере месторождения Карачаганак (рис.2), но фиксируется также на многих других месторождения Прикаспия и Предуральского прогиба. Следует отметить, что на некоторых месторождениях (Тенгиз и др.) наибольшие и устойчивые дебиты нефти получены из трещиноватых известняков [5], что указывает на их связь с зонами тектонических разломов.

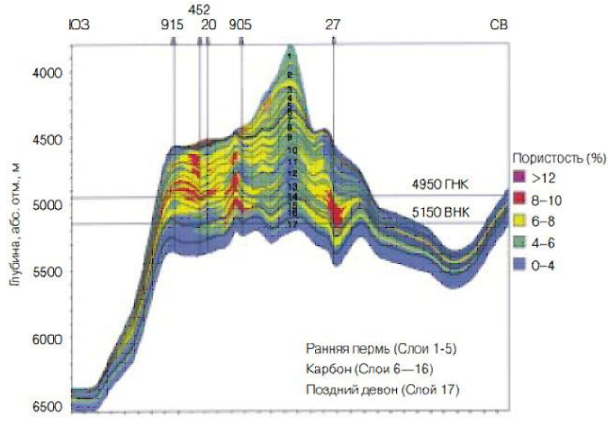


Рис.2 Распределение вторичной пористости по профилю через месторождение Карачаганак. По [3]. Зоны максимальной пористости развиты в зонах разломов, пересекающих каменноугольнуюкарбонатную платформу

Зоны трещиноватости или повышенной вторичной пористости в подсолевых отложениях могут быть обнаружены, поскольку над такими зонами соль подвергается перераспределению в виде валов и диапиров.

Связь зон нефтегазонакопления с разломной тектоникой в подсолевых карбонатных толщах, маркируемой соляными валами, выявляется для большинства месторождений Прикаспийской впадины – Астраханского, Тенгиз, Карачаганак, месторождений Дарьинско-Деркульской и Кенкияк-Жанажольской зон нефтегазонакопления, а также месторождений в южной части Предуральского прогиба (Оренбургское, Нагумановское, Акобинское).

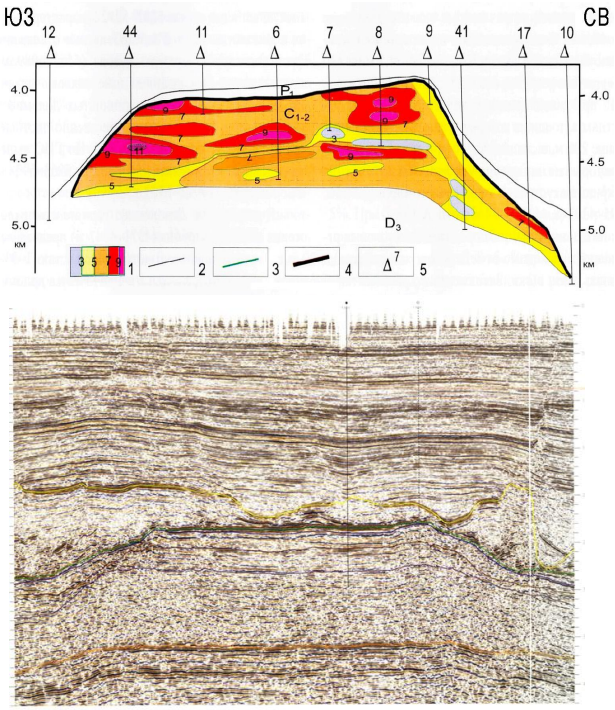


Рис.3. Распределение пористости (а) и сейсмический разрез (б) по профилю через Тенгизскую карбонатную платформу; а – по[1], б – по [5]

Изучение литературных данных показывает, что карбонатные отложения – не единственные, где может формироваться вторичная пористость. Подсолевые отложения цехштейна в Северо-Европейской впадине представлены каменноугольными песчаниками эолового и прибрежно-морского происхождения (формация ротлигендес), пустотное пространство которых представлено не только межзерновыми порами, которые чаще всего заполнены глинистыми минералами и битумом, но и пустотами от выщелачивания калиевых полевых шпатов в

зоне циркуляции растворов вблизи тектонических нарушений. Вероятно, схожий механизм образования пустотного пространства может быть привлечен и для других подсолевых терригенных коллекторов (Ковыкта и др.).

Таким образом, крупные газовые залежи формируются непосредственно под соляными покрышками в теле резервуаров большой мощности. В Прикаспийском бассейне это, в основном, зернистые карбонатные толщи мелководного шельфа (карбонатные платформы), в Северо-Европейском бассейне - песчаники эолового происхождения каменноугольного возраста. Однако, только наличия крупнообъемного резервуара в виде мощных толщ карбонатных или терригенных пород недостаточно для формирования крупных месторождений, необходимо еще, чтобы они попали в зону с активной тектоникой. При этом тектонические деформации должны быть достаточно интенсивными, чтобы обеспечить образование положительной структуры и циркуляцию растворов. По нашему мнению, тектоническую активность в подсолевых толщах солянокупольных областей следует оценивать по морфологии межсолевых мульд, а точнее – по степени их асимметричности. Как в Прикаспии, так и в Предуральском прогибе, межсолевые мульды выполнены верхнепермскими и триасовыми отложениями, залегание которых, как это установлено сейсморазведочными работами, в целом горизонтальное, но иногда оно приобретает заметный наклон (рис.4), вплоть до очень крутых углов. В межсолевых мульдах Прикаспийской впадины это явление описано под термином атектических поднятий [2] происхождение которых обычно связывают с проградацией сноса обломочного материала. Моделирование процессов галокинеза, а также реконструкция событий, проведенная по сейсмопрофилям на реальных объектах (бассейн Кванза, Ангола) [6] показали, что наклон осадочных толщ в межсолевых мульдах возникает после выхода соляного купола на поверхность и обрушения отложений мульды вниз вдоль края купола, из-за чего такие асимметричные мульды можно называть мульдами «обрушения». Эти явления указывают на режим растяжения. В случае Предуральского прогиба в момент образования куполов вряд ли осуществлялся режим растяжения, большинство геологов указывает на давление и режим сжатия со стороны Уральского орогена. По нашему мнению, они отражают локальные растяжения, возникавшие в сдвиговых зонах, вдоль которых режимы сжатия и растяжения нередко чередуются, формируя структуры «цветка» положительного и отрицательного типов.

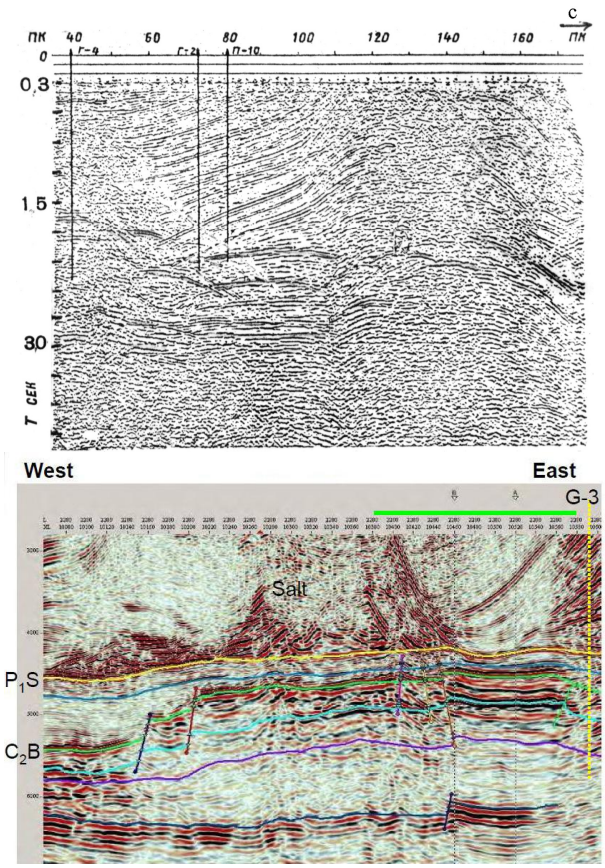


Рис.4. Асимметричные межсолевые мульды на месторождениях Карачаганак (Северный Прикаспий) и Бактыгарын (Восточный Прикаспий)

По современным структурно-тектоническим представлениям, именно в сдвиговых зонах формируются нефтегазоконтролирующие структуры [4]. В условиях Прикаспия и Предуралья сдвиговые деформации должны были

создавать чередование зон сжатия и разуплотнения в подсолевой толще. Чем интенсивнее был сдвиг, тем больше возможность для «обрушения» накопленных осадков, т.е. угол наклона слоев в мульде должен соответствовать интенсивности процесса и, соответственно, возможности создания зоны разуплотнения и циркуляции по ней растворов. Углеводороды, генерируемые в подстилающих нефтематеринских отложениях, будут мигрировать по разломным зонам и скапливаться в положительных структурах под соляными валами и диапирами. Взбросовый характер деформаций подсолевого ложа может обеспечивать вертикальную миграцию углеводородов из нефтематеринских толщ.

Мы полагаем, что интенсивность процессов отражается в степени наклона слоев в мульдах обрушения, т.е. их асимметричности, и при наличии условий генерации углеводородов, мощных толщ потенциальных коллекторов, разломной тектоники, региональных и локальных покрышек, именно асимметричность межсолевых мульд должна служить основным поисковым критерием зон нефтегазонакопления. Такие наклонные мульды фиксируются над всеми крупными зонами газонефтенакопления (Оренбург, Астрахань, Карачаганак, Гронинген).

Это правило можно сформулировать как критерий нефтегазоносности -в **областях с солянокупольной тектоникой зоны развития вторичной пористости в подсолевых толщах, благоприятные для накопления углеводородов, формируются тектоническими движениями, интенсивность которых определяется по степени асимметричности межсолевых мульд.**

Заключение. Изучение особенностей локализации залежей углеводородов в крупных осадочных бассейнах, содержащих толщи эвапоритов, приводит к следующим выводам:

1. Во всех рассмотренных осадочных бассейнах с толщами пермских солей, подверженных интенсивному диапиризму (Прикаспий, Предуральский прогиб, Северо-Германская впадина), отмечается приуроченность залежей углеводородов к тектоническим зонам, которые в вышележащей эвапоритовой толще маркируются соляными валами и диапирами.

2. Газовые залежи формируются непосредственно под соляными покрышками в теле резервуаров большой мощности.

3. Вторичная пористость формируется циркуляцией растворов в зонах относительного разуплотнения. Положение этих зон диагностируется по морфологии залегания слоев в межсолевых мульдах. Крутое залегание указывает на обрушение всего пакета слоев в режиме растяжения, которое в условиях сформированного породного бассейна, вероятно, может осуществляться только в виде тектонических сдвигов; для них характерно чередование участков относительного сжатия и растяжения. Межсолевые мульды с наклонным залеганием осадочных отложений являются, показателем интенсивности тектонических процессов, и соответственно, процессов формирования вторичной пористости

Литература

1. *Астраханский* карбонатный массив: Строение и нефтегазоносность. Под редакцией Ю.А. Воложа, В.С. Парасыны. М.: Научный мир, 2008. - 221 с.
2. *Волож Ю.А., Волчегурский Л.Ф., Грошев В.Г., Шишкина Т.Ю.* Типы соляных структур Прикаспийской впадины. Геотектоника, 1997, №3, с.41-55.
3. *Сильвестр Й.Ф., О'Хирн Т., Хсу Х., Элиот С., Версези Р.,* Гигантское месторождение Карачаганак – реализация его потенциала. Нефтегазовое обозрение,10, 1998, №2, с.5-15.
4. *Тимурзиев А. И.* Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: тектонофизический и флюидодинамический аспекты (в связи с нефтегазоносностью) Автореф. дисс. доктора геолого-минералогических наук. Москва, 2009.
5. *Шилин А.В., Банькин И.М.* Прогноз нефтегазоносности франско-фаменских отложений юго-восточной части Прикаспийской впадины на основе геологических аналогий. М-лы VI межрегион. науч.-практич. конф. «Геология, полезные ископаемые и проблемы

геоэкологии Башкортостана». Уфа: Дизайнполиграфсервис, 2006, с.179-180.
6. *Guglielmo, G. Jr., Schultz-Ela D. D., Jackson M. P. A.* Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola: the animation: 1997. Http: // www. utexas.edu/research/beg/mmedia/AGL95-MM-003

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТИПЫ И МОДЕЛИ БАССЕЙНОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПАЛЕОЗОЕ ЮЖНОГО УРАЛА И ПРИУРАЛЬЯ

Горожанина Е.Н.

Институт геологии, Уфимский научный центр РАН, г.Уфа,(gorozhanin@anrb.ru)

В палеозойской истории Южного Урала выделяется несколько геодинамических стадий, соответствующих циклу Вильсона [15] - от раскрытия Палеоуральского океана в ордовике до его закрытия в результате девонской субдукции и последующих коллизионных событий в течение карбона и перми [4,11,14]. Основные стадии: субдукция (D_{1-3}), столкновение дуги и континента (D_3-C_1), тектоническое затишье (C_1), начало коллизии континентов (C_2), столкновение Казахстана и Балтики (C_3-P).

На каждой геодинамической стадии возникали различные обстановки синтектонического осадконакопления, которым соответствовали бассейны тектонического происхождения, преимущественно с морской седиментацией. Геодинамические типы осадочных бассейнов определены по классификации, предложенной Ю.Г. Леоновым и Н.П. Чамовым для различных геодинамических обстановок [10,17].

По структурному стилю **синтектонические осадочные бассейны** подразделяются на два типа: 1 - **бассейны сжатия** синклинального типа, образующиеся при складчатых деформациях (передовые прогибы, впадины в тылу и на фронте надвиговых структур), 2- **бассейны растяжения** (рифты и грабены), образующиеся при разрывных деформациях сбросового и сдвигового типа (к ним относятся присдвиговые впадины пулл-апарт) [9,18]. Формирование разных типов бассейнов происходило синхронно, что связано с распределением напряжений на фронте и в тылу коллизии.

Надсубдукционные бассейны. Процесс внутриокеанической субдукции на Южном Урале сопровождался формированием осадочных бассейнов на фронте и в тыловой зоне вулканической дуги. После завершения бонинитового магматизма неаккреционная субдукция перешла в стадию аккреции с формированием зоны скучивания (аккреционной призмы). Размыв пород аккреционной призмы происходил синхронно с ее формированием и привел к накоплению турбидитовых осадков в серии впадин на фронте субдукции (туратская, ишкининская, актауская толщи) [2]. В тыловой зоне вулканической дуги образовалась рифтогенная впадина с грубообломочными отложениями в краевой части (гадилевская толща) и кремнистыми осадками, сопровождавшими подводный бимодальный вулканизм в центральной зоне (ярлыкаповская и карамалыташская свиты) [6]. Синхронно с осадками надсубдукционных бассейнов формировались осадки окраинного моря, отчлененного от океана поднятием ирендыкской островной дуги, а также склоновые и шельфовые отложения пассивной окраины Восточно-Европейского континента (рис. 1).

Синколлизионные бассейны. К ним относятся передовые и тыловые прогибы, образующиеся по типу прогиба на фронте и в тылу надвига. Они соответствуют бассейнам сжатия синклинального типа, образующимся при складчатых деформациях. Этот тектонотип бассейнов образуется при коллизии дуги с континентом на фронте и в тылу аккреционного поднятия (зилаирская свита D3fm в Зилаирском и Магнитогорском мегасинклинориях). В стадию стабилизации тектонического режима впадины компенсируются терригенно-карбонатными и карбонатными осадками. Им соответствует куруильская и иткуловская свита в Зилаирском

синклинории и турбидитовые толщи C_1t-v в зоне ГУР (Юлбарсово) [7]. В тылу орогена при косой коллизии возникают сдвиговые деформации, сопровождающие рифтообразование.

К рифтовому типу бассейна относятся отложения березовской свиты (C_1t-v) Магнитогорско-Богдановского грабена. В обрамлении рифта или грабена формируются шельфовые карбонаты.

Стадия коллизии дуги и континента (фамен-турне) сопровождалась ростом аккреционного поднятия Уралтау, образовавшегося в зоне сочленения вулканической дуги и пассивной окраины Восточно –Европейской платформы (ВЕП) и сложенного метаморфизованными породами. По обе стороны этого поднятия формировались впадины с характерным типом осадков (граувакковые турбидиты зилаирской свиты), которые по зарубежной классификации [19] относятся к особому типу тектонического бассейна унаследованного прогибания (successor basin), указывающему на сближение разнородных блоков. К востоку зилаирские осадки заполнили бассейн окраинного моря, к западу - фронтальный прогиб, наложенный на шельфовую окраину континента (рис. 2). В зоне вулканической дуги в это же время произошел раскол и формирование рифтовой зоны, связанный с прекращением субдукции и процессом деламинации литосферного клина. Для ранних осадков этой рифтовой зоны (Магнитогорско-Богдановского грабена [12]) характерно наличие глыбовых брекчий смешанного состава (сара-тюбинская толща) и карбонатных брекчий с переотложенной фауной [1, 8]. В зоне пассивной окраины ВЕП формировались шельфовые карбонаты. К этому же временному интервалу приурочено формирование Камско-Кинельской системы прогибов, и привнос песчаного материала в область сводов между зонами прогибания (орловские слои, колганская толща), что указывает на тектоническую активизацию окраины платформы в стадию коллизии с вулканической дугой.

В результате причленения островодужных террейнов к пассивной окраине ВЕП к раннему карбону были объединены западные и восточные зоны Южного Урала. В раннем карбоне отмечается тектоническое «затишье». Повсеместно на западном и восточном склонах Южного Урала в позднем визейское, и серпуховское и раннебашкирское время формировались карбонатные осадки.

Стадия континентальной коллизии (C_2-P) Казахстанского континента и окраины Восточно-Европейской платформы началась в башкирское время. Область западной палеоконтинентальной части Южного Урала вовлекается в складчато-надвиговые деформации передового пояса надвигов и складок, в тылу которого активизируется рост метаморфического поднятия Уралтау, которое, вероятно, служило жестким упором (рис. 3). Коллизия сопровождалась накоплением кластических осадков унбетовской, кугарчинской и золотогорской свит Зилаирского синклинория. Тектонотипы бассейнов осадконакопления в этой зоне соответствуют впадинам на фронте и в тылу надвигов (piggy-back basin), продвигающимся в сторону платформы, что фиксируется закономерным переотложением обломочного материала из подстилающих слоев [1].

В позднем карбоне на Восточно-Европейской окраине на фронте пояса надвигов и складок закладывается Предуральский передовой прогиб. Восточный борт прогиба представлял собой область накопления флишевых и олистостромовых осадков зианчуринской, абзановской, сюреньской и актастинской свит [16]. В центральной части прогиба формируются маломощные карбонатно-глинистые битуминозные осадки, по возрасту занимающие интервал от позднего карбона до артинского яруса нижней перми. В западной части в ассельское время формируются рифогенные постройки, маркирующие бортовой уступ.

Коллизионные процессы сопровождались надвиговыми и сдвиговыми деформациями

в палеоостроводужной области и на границах с блоками микроконтинентов [3,13]. Предполагается, что флишевые и

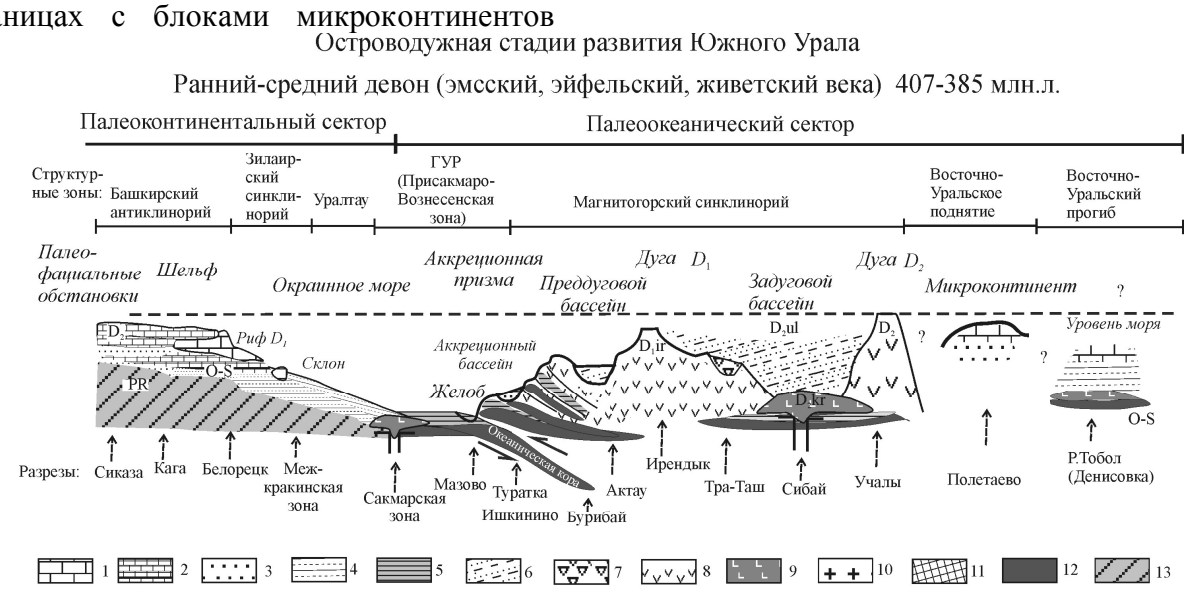


Рис. 1. Схематический палеофациальный профиль для островодужной стадии развития Южного Урала.

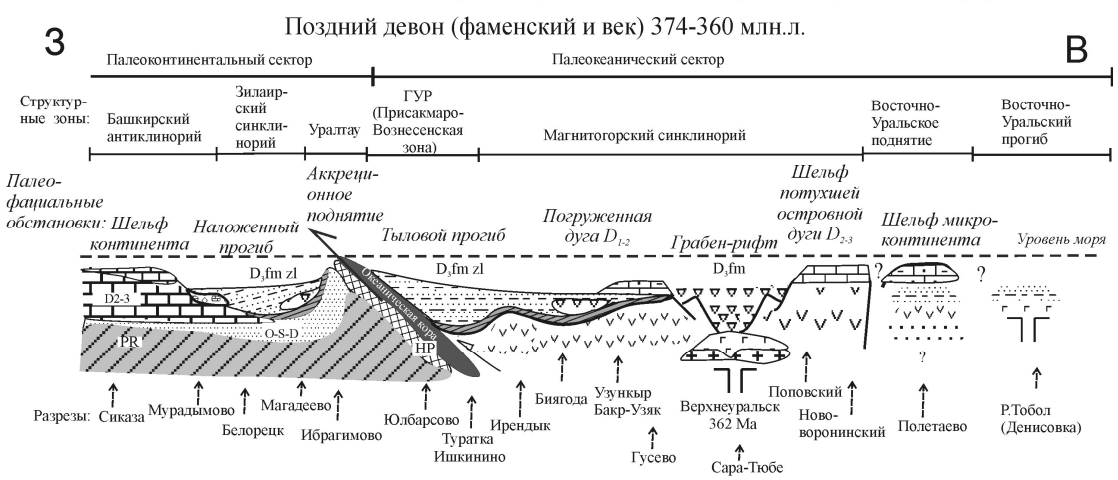


Рис. 2. Схематический палеофациальный профиль для стадии столкновения Магнитогорской дуги с пассивной окраиной Русской платформы.



Рис. 3. Схематический палеофациальный профиль для начальной стадии столкновения Восточно-Европейского и Казахстанского континентов

молассовые осадки среднего-верхнего карбона (уртазымская свита) в синклинальных зонах ромбовидной конфигурации в центральной части Магнитогорского мегасинклинория, формировались в присдвиговых впадинах, унаследовавших положение нижнекаменноугольного Магнитогорско-Богдановского грабена. Микроконтиненты в это время представляли собой область поднятий, связанных с внедрением крупных синколлизионных гранитных плутонов (Суундукский, Джабыкский массивы).

В кунгурское время отмечается ослабление тектонических подвижек. Изменение климата в сторону аридности и замыкание пермского бассейна в результате тектонических подвижек привело к повсеместному распространению соленакопления по юго-восточной и восточной периферии Русской платформы. Тип бассейна – эвапоритовая лагуна.

В поздней перми активизация тектонических процессов в области сочленения Урала и Казахстана и Сибири сопровождается накоплением мощных толщ красноцветных осадков молассового типа. Тип бассейнов– предгорные впадины, прибрежные равнины..

Диагностические признаки выделения синтектонических осадочных бассейнов: фациальный состав осадков (обломочные отложения смешанного состава - олистостромы, турбидиты, осадки конусов выноса и др., являются синтектоническими осадками; в стадию тектонического затишья или в удаленных зонах в приподнятых участках формируются шельфовые осадки - биогермные и биокластические органогенные известняки, в более глубоководных зонах - кремнистые и глинисто-карбонатные осадки -силициты и мергели) [5]; структурная позиция - бассейн сжатия синклинального типа или бассейн растяжения грабенового типа [9]; геодинамический режим - форландовый прогиб, приостроводужная впадина, пассивная окраина и т.д. [10]; характер подстилающих и перекрывающих пород и соотношения с ними, характер смены фаций по латерали.

Соотношение тектонического и эвстатического фактора. В стадию активизации тектонических движений влияние эвстатических колебаний уровня моря в осадках мало заметны. Они фиксируются в стадии ослабления активности.

Последовательность образования разных типов бассейнов. Смена типов бассейнов по латерали и вертикали определяется последовательностью тектонического развития территории. Отмечается унаследованность зон прогибания независимо от тектонического типа бассейна. Пример – зона Главного Уральского разлома являлась областью накопления синтектонических осадков от ордовика до нижнего карбона. При этом тип бассейна менялся от окраинного моря к преддуговой впадине и бассейну в тылу аккреционного поднятия. Зилаирский синклинорий существовал в виде склона пассивной окраины от ордовика до франского века позднего девона, фронтального прогиба в позднем девоне и раннем карбоне, зоны прогибов пояса надвигов и складок в среднем карбоне, передового прогиба, продвигающегося в сторону платформы в позднем карбоне. Зона Магнитогорского грабена развивалась в рифтовом режиме от среднего девона до верхнего карбона в сменяющихся обстановках задугового прогиба, рифтовой зоны и синсдвиговой впадины. Эти данные указывают на смену характера синтектонических осадков в зависимости от геодинамического режима территории.

Литература

1. *Горожанина Е.Н., Пазухин В.М., Пучков В.Н.* Палеогеодинамические условия переотложения конодонтов в осадках позднего девона-раннего карбона Южного Урала // Докл. РАН, 2010. № 2. С.210-214.
2. *Зайков В.В., Шавалеев Р.Р., Дунаев А.Ю.* Строение, магматизм и рудоносность аккреционной призмы Магнитогорской островодужной системы // Геологический

сборник №4 /ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2004. С.122-123.
3. *Знаменский С.Е.* Структурная эволюция Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) в позднем палеозое // Докл. РАН. 2008. Т. 420, №1. С. 85–88.
4. *Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Кузьмин В.Н.* и др. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит // История развития Уральского палеоокеана. М.: Изд-во Ин-та океанологии АН СССР, 1984. С. 6-56.
5. *Конюхов* А. И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра, 1987. 222с.
6. *Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2002. 199 с.
7. *Мизенс Г.А.* Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне- ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 200 с.
8. *Мосейчук В.М., Сурин Т.Н.* Фамен-турнейская базальт-пикритовая (сара-тюбинская) толща Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 1998. 111 с.
9. *Никишин А.М.* Механизмы формирования осадочных бассейнов. Соросовский образовательный журнал, 2001. Т.7. № 4. С.63-68.
10. Осадочные бассейны: методика изучения, строение, эволюция. / Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа. Тр. ГИН РАН. Вып. 543. М.: Научный мир, 2004. 526 с.
11. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000.146 с.
12. *Салихов Д.Н.* Верхнепалеозойский коллизионный этап на Южном Урале (стадии развития, фор-мации) // Ежегодник -1995. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1996. С.143-149.
13. *Тевелев Ал.В.* Средне -поздне-палеозойское развитие Урало-Казахстанской складчатой системы: Автореф. Дис. … докт. геол.-мин. наук / МГУ. Москва, 2003. 48 с.
14. Формирование земной коры Урала /С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. М.: Наука, 1986. 248 с.
15. *Хаин В.Е.* Крупномасштабная цикличность в тектонической истории земли и ее возможные причины // Геотектоника, 2000, № 6. С.3-14.
16. *Хворова И.В.* Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: Изд. АН СССР, 1961. 352с. (Труды/ ГИН АН СССР; Вып.37).
17. *Чамов Н.П.* Вопросы связи литологии и тектоники при изучении осадочных бассейнов // Литология и полезные ископаемые, 2008, № 4. С. 377-395.
18. *Einsele G.* Sedimentary basins: evolutions, facies and sediment budget. Springer Verlag Berlin, 2000. 792 p.
19. *Dennis A. J.* Cat Square basin, Catskill clastic wedge: Silurian-Devonian orogenic events in the central Appalachians and the crystalline southern Appalachians // Geological Society of America, Special Paper 433, 2007. Pp. 313-329.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ИМАНДРА-ВАРЗУГСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПРОЕКТА FAR-DEEP

Горохов И.М.[а], Кузнецов А.Б.[а], Мележик В.А.[б], Константинова Г.В.[а], Мельников Н.Н.[а], Турченко Т.Л.[а]

[а] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия (gorokhov@ig1405.spb.edu)
[б] Геологическая служба Норвегии, Тронхейм, Норвегия; Центр Геобиологии Бергенского Университета, Берген, Норвегия

Имандра-Варзугский зеленокаменный пояс, расположенный в осевой части Кольского полуострова, является одной из крупнейших структур карелид Балтийского щита. Осадочно-вулканогенный комплекс Имандра-Варзугской зоны представляет мощный разрез палеопротерозойских отложений, формировавшихся в интервале 2500-2000 млн. лет назад. Разрез включает несколько циклов, в которых небольшие пачки терригенно-карбонатных отложений чередуются с мощными вулканогенными толщами. Формирование пород этого зеленокаменного пояса совпадало с глобальными событиями раннего палеопротерозоя: завершением ультраосновного вулканизма, гуронским оледенением и "ятулийской углеродной аномалией". Одной из ведущих причин этих событий было критическое изменение в геохимическом составе океана и атмосферы, обусловленное, в частности, появлением свободного кислорода. Изучение изотопно-геохимических характеристик хемогенных осадочных пород, отлагавшихся в этот период, явилось главной целью проекта FAR-DEEP (Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project) Международной программы континентального бурения. В качестве одного из объектов исследований, вскрытого в рамках проекта несколькими скважинами, выступает осадочно-вулканогенный комплекс Имандра-Варзугской зоны.

Представления о стратиграфическом строении нижних и верхних горизонтов Имандра-Варзугского комплекса различаются. Однако строение средней части, содержащей пачки карбонатных пород, согласуется во многих существующих схемах. Это последовательность сейдореченской, полисарской и умбинской свит, которые в региональной стратиграфической схеме соответствуют трем надгоризонтам: сумийскому, сариолийскому и ятулийскому. Палеопротерозойские супракрустальные породы прорваны гранитами, сиенитами, субвулканическими телами и силлами основных пород, смяты в серию открытых складок и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой, реже эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Породы сейдореченской свиты распространены в северном крыле Имандра-Варзугской синклинорной структуры. Они согласно залегают на метавулканитах кукшинской свиты и несогласно перекрываются отложениями полисарской свиты. В разрезе свиты выделяются нижняя подсвита, сложенная преимущественно метаосадочными породами (полевошпатовыми и слюдистыми кварцитами, алевролитовыми филлитами и хлорит-слюдистыми сланцами, включающими линзы карбонатных пород), и верхняя – вулканогенная (базальты, метапорфириты, андезито-базальты и андезито-дациты с горизонтами туфогенных конгломератов). Согласно опубликованным U-Pb данным по цирконам, отложение сейдореченских осадков происходило в интервале 2500-2440 млн. лет назад. Первично-глинистые породы полностью перекристаллизованы,

в них отмечаются минеральные парагенезисы, соответствующие эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

В скважине 1А проекта FAR-DEEP нижняя осадочная подсвита состоит из трех пачек: песчано-алевритовой (40 м), мергелистой (6 м) и сланцевой (66 м). Для исследования были взяты 13 образцов - 1 из керна мергелистой пачки и остальные из этой же пачки, вскрытой в небольшом карьере в 5 км от скважины. Изученные карбонатные породы по составу представляют собой известковые и известковистые доломиты, реже – доломитистые известняки и включают значительную долю силикокластичекой примеси (обычно от 3.6 до 18.9%, а в одном образце даже 49.2%). В составе последней отмечены полевые шпаты, слюды, хлорит, тальк и кварц. Концентрации Fe и Mn в доломитах высоки (соответственно 0.5-3.8% и 2220-4380 мкг/г), в результате, несмотря на большое и не характерное для таких пород содержание Sr (414-1054 мкг/г), отношения Fe/Sr и Mn/Sr в них колеблются соответственно в интервалах 47.6-68.7 и 4.2-5.9. Измеренные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в доломитах варьируют в интервале 0.70808-0.71365. Доломитистые известняки также содержат много Fe и Mn (соответственно 0.65-0.88% и 1180-1300 мкг/г) и значительное количество Sr (814-860 мкг/г). Отношения Fe/Sr и Mn/Sr в доломитистых известняках составляют соответственно 7.7-10.2 и 1.4-1.5, а измеренные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ - 0.70666-0.70886. Содержание Rb велико в доломитах (0.22-2.48 мкг/г) и еще выше в проанализированных доломитистых известняках (7.67-11.8 мкг/г). Первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в доломитах колеблются в интервале 0.70777-0.71353. В доломитистых известняках, несмотря на большое содержание Rb, эти отношения ниже - 0.70598-0.70778.

Полисарская свита с размывом залегает на вулканогенных породах сейдореченской свиты. В составе свиты выделяются нижняя, осадочная подсвита, сложенная вулканомиктовыми конгломератами, псаммитами, диамиктитами, алевропелитовыми сланцами и карбонатными породами, и верхняя, вулканогенная подсвита (метапорфириты, шаровые лавы, лавобрекчии пикритов, пикрито-базальтов, андезито-базальтов и андезитов). На разных уровнях разреза свиты встречаются субвулканические пластовые тела основного и ультраосновного состава. В скважине 3А осадочная подсвита содержит (снизу вверх): доломито-известняковую (50 м), коматиитовую (45 м), известняковую (10 м) и диамикитовую (22 м) пачки. Из доломито-известняковой пачки (интервал глубин 177-252 м) изучены 10 образцов, а из известняковой (интервал 128-131 м) - 3 образца карбонатных пород. Породы представлены собственно известняками, доломитистыми и доломитовыми известняками и известковыми и известковистыми доломитами. Доля силикокластической примеси, составленной слюдой, хлоритом, кварцем и иногда тальком, колеблется в диапазоне 11.3-58.1%. Карбонатная составляющая пород содержит 0.84-3.78% Fe, 1710-4060 мкг/г Mn, 0.5-71.3 мкг/г Rb и 654-1360 мкг/г Sr. Отношения Fe/Sr и Mn/Sr в известняках всех видов варьируют соответственно в интервалах 7.0-14.9 и 1.7-3.6, а измеренные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ - в интервале 0.70530-0.71071. В доломитах отношения Fe/Sr и Mn/Sr колеблются в диапазонах 23.8-47.9 и 2.1-3.7, а измеренные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ - 0.70746-0.72651. В предположении, что возраст свиты равен 2.33 млрд лет, первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известняках составляют 0.70389-0.70790, а в доломитах - 0.70497-0.71657. В попытке получить информацию об исходном материале полисарских карбонатных осадков образец доломитистого известняка 3А-128.35 с самым низким отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Mg/Ca = 0.07, Mn/Sr = 3.4 и Fe/Sr = 14.9, содержания Rb и Sr - соответственно 0.57 и 860 мкг/г, измеренное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ - 0.70530) был изучен методом ступенчатого растворения в 0.5N HBr. В шести последовательных фракциях, несмотря на значительное уменьшение отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$ от 0.0019 до 0.0002,

измеренная величина $^{87}Sr/^{86}Sr$ менялась очень слабо - от 0.70530 до 0.70526. Таким образом, в отличие от карбонатных пород мезо- и неопротерозоя, где метод селективного растворения часто приводит к заметному обогащению образцов материалом, близким по составу к исходным карбонатным осадкам, в метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации породах полисарской свиты такая тенденция проявляется лишь в незначительной степени. Следует все же отметить, что селективное растворение и в этом случае ведет к удалению вторичных, постметаморфических карбонатных фаз, что проявляется в резком уменьшении содержания Rb в остаточном материале обр. 3А-128.35. Полученное для наименее измененного карбонатного материала обр. 3А-128.35 измеренное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляет 0.70526, а соответствующее первичное отношение - 0.70525.

Породы умбинской свиты согласно залегают на вулканитах полисарской свиты и с корой выветривания перекрываются породами ильмозерской свиты. Умбинская свита подразделяется на нижнюю метаосадочную подсвиту и верхнюю, представленную метавулканитами. В составе нижней подсвиты, вскрытой скважиной 4А, выделены (снизу вверх) песчано-сланцевая (43 м), доломитовая (60 м), сланцевая (55 м) и кварцитовая (24 м) пачки. Верхнеумбинская подсвита сложена базальтами, пикрито-базальтами, трахибазальтами и трахиандезитами, в верхних горизонтах - туфами и туффитами. Время отложения умбинских осадков на основании имеющихся изотопно-геохронологических данных оценивается как 2330-2320 млн. лет назад. Карбонатные породы, входящие в состав нижней подсвиты, обогащены изотопом ^{13}C ($\delta^{13}C$ до +4.3‰) и коррелируются с куэтсярвинской свитой Печенгского зеленокаменного пояса и ятулийскими доломитами Онежского бассейна. Из доломитовой пачки (интервал глубин 118-224 м) скважины 4А проанализированы 9 образцов доломитистых известняков и известковых доломитов нижней подсвиты. Доля силикокластической примеси, составленной хлоритом, тальком и кварцем, иногда со следами слюды, колеблется в диапазоне 3.7-56.7%. Карбонатная составляющая пород содержит 0.43-2.54% Fe, 120-2790 мкг/г Mn, 0.1-52.2 мкг/г Rb и 288-1132 мкг/г Sr. Отношения Fe/Sr и Mn/Sr в известняках варьируют соответственно в интервалах 3.9-5.8 и 0.9-3.4, а измеренные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ - в интервале 0.70964-0.71058. В доломитах диапазоны вариаций этих отношений составляют соответственно 12.9-78.7, 0.2-3.5 и 0.70518-0.71146. В одном известковом доломите (обр. 4А-159.6, Mg/Ca = 0.46, Mn/Sr = 0.9 и Fe/Sr = 14.1) с содержанием Rb - 0.58 мкг/г и Sr - 288 мкг/г измеренное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ равно 0.70518, а первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ (в предположении, что возраст свиты равен 2.1 млрд лет) составляет 0.70500. Этот образец так же, как и доломитистый известняк 3А-128.35 полисарской свиты, был исследован методом ступенчатого растворения в 0.5N HBr. В шести последовательных фракциях отношение $^{87}Rb/^{86}Sr$ уменьшалось от 0.0059 до 0.0037, а измеренное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ - от 0.70518 до 0.70493. Хотя здесь изменение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ было более заметным, чем для подвергнутого аналогичной процедуре образца полисарской свиты, однако и в этом случае ступенчатое выщелачивание не привело к сколько-нибудь серьезному обогащению образца первичным карбонатным материалом. Поскольку механизм селективного растворения предположительно заключается в удалении с поверхности минеральных зерен эпигенетических карбонатных генераций, для метаморфизованных карбонатных пород этот эффект, по-видимому, оказывается менее действенным. Можно полагать, что метаморфизм приводит к гомогенизации состава (в том числе изотопного) карбонатных минералов, а последующие контакты с поровыми флюидами не вызывают образования на поверхности зерен вторичных карбонатных генераций в

заметных масштабах. Тем не менее, селективное растворение и здесь, как и в образце доломитистого известняка полисарской свиты, ведет к снижению концентрации Rb в исследуемом карбонатном материале, что уменьшает величину поправки на накопление в нем радиогенного изотопа ^{87}Sr и сближает измеренное и первичное отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Более того, после удаления вторичных постметаморфических карбонатных фаз само по себе введение такой поправки с учетом предполагаемого возраста образца становится более обоснованным. Полученное для наименее измененного карбонатного материала обр. 4А-159.6 измеренное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляет 0.70493, а соответствующее первичное отношение - 0.70482.

Изотопно-геохимические характеристики большинства изученных карбонатных пород свидетельствуют о существенных нарушениях первичных Rb-Sr систем хемогенных осадков. Поскольку самые низкие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ обнаружены в образцах с минимальным содержанием силикатной примеси (в полисарской свите - 12%, а в умбинской - 5%), можно полагать, что перестройка Rb-Sr систем была связана с обменом радиогенным ^{87}Sr между карбонатной и силикокластической составляющими пород, вероятно, во время свекофеннского метаморфизма. Полученные с помощью метода ступенчатого растворения величины первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в доломитистом известняке полисарской свиты и известковом доломите умбинской свиты составляют соответственно 0.70525 и 0.70482. Эти величины определяют максимальные пределы отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в палеопротерозойском океане 2.4-2.3 млрд. лет назад.

Работа выполнена в рамках Программы ОНЗ РАН № 4 и при поддержке РФФИ (проект 08-05-00119).

ХОККАЙДО-САХАЛИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ

Гранник В.М.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск,
(gvm2564@mail.ru, grannik@imgg.ru)

Континентальная земная кора на большей части обрамления северо-западного сектора Тихого океана была сформирована в ларамийскую фазу интенсивного сжатия (поздний мел-палеоген) [6]. В это же время были сформированы также ларамийские складчатые сооружения на большей части Охотморского региона, включая Сахалин, Хоккайдо и дно прилегающих акваторий, подвергшиеся начиная с палеоцена деструкции. В результате отмеченных событий в конце мезозоя и в кайнозое на отмеченных территориях и акваториях были сформированы два структурных этажа [3]. Нижний этаж включает интенсивно дислоцированные палеозойские, мезозойские и датские океанские, окраинно-морские и островодужные образования, слагающие фрагменты структурных элементов раннемеловой и позднемеловой-палеогеновой континентальных тихоокеанских окраин Азии. Верхний этаж объединяет менее дислоцированные окраинно-морские и континентальные палеоценовые-четвертичные рифтовые, синсдвиговые и пострифтовые угленосные и нефтегазоносные отложения, а также вулканические и интрузивные образования сопряженных с рифтами и сдвигами вулканоплутонических поясов и локальных вулканических полей.

Сахалин и Японские острова длительное время развивались в составе континентальных тихоокеанских окраин Азиатского континента. Отделились они от Азиатского континента в неогене в связи с раскрытием Японского моря. Хоккайдо-Сахалинская складчатая область включает ларамийские складчатые системы, тектонические пояса, субдукционные сутуры (швы), микроконтиненты, океанские плато Сахалина, Хоккайдо и дна прилегающих акваторий, перекрытые кайнозойскими отложениями (1 – рис. 1) [3, 7, 8].

В складчато-блоковом и покровно-надвиговом геологическом строении о-ва Сахалин и дна прилегающих акваторий установлены: Западно-Сахалинская и Восточно-Сахалинская складчатые системы, Центрально-Сахалинская и Охотоморская субдукционные сутуры или палеозоны, Поронайский и Охотоморский микроконтиненты [1, 3].

Западно-Сахалинская складчатая система заложилась на восточном крае Восточно-Сихотэ-Алинского (Анюйского) микроконтинента. От мезозоид Сихотэ-Алиня она отделена Восточно-Азиатским вулканоплутоническим поясом, а от Восточно-Сахалинской системы - Центрально-Сахалинской субдукционной сутурой [3, 6]. Эта складчатая система включает Западно-Сахалинский и Ребун-Монеронский террейны, перекрытые залегающими с размывом кайнозойскими отложениями. Западно-Сахалинский террейн сложен отложениями преддугового прогиба и окраинного моря, представленными в нижней части альб-туронскими аргиллитами, алевролитами и песчаниками с редкими прослоями туффитов и туфов среднего-кислого состава и линзами глинистых известняков. На севере в верхней части этого разреза присутствуют континентальные угленосные и прибрежно-морские отложения. Верхняя половина разреза сложена сенон-датскими туфогенно-терригенными местами угленосными окраинно-морскими и континентальными отложениями. Ребун-Монеронский террейн (2 – рис. 1) является фрагментом раннемеловой Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинской ВОД (вулканической островной дуги). Сложен он переслаивающимися лаво-пирокластическими, вулканогенно-

осадочными и вулканомиктовыми отложениями.

Восточно-Сахалинская складчатая система располагается между Центрально-Сахалинской и Охотоморской субдукционными сутурами. Состоит она из западной зоны террейнов аккреционных призм, восточной зоны террейнов аккреционно-коллизионных комплексов, террейнов Охотоморской субдукционной сутуры и террейна океанской плиты. Перечисленные террейны перекрыты кайнозойскими отложениями, залегающими с размывом и структурным несогласием. Вальзинский, Гомонский, Набильский, Тонино-Анивский террейны Восточно-Сахалинского составного террейна западной зоны являются фрагментами апт-сеноманской или альб-сеноманской аккреционных призм когерентного и хаотического строения, перекрытыми вулканогенно-осадочными окраинно-морскими отложениями с турбидитами, олистостромами и зонами серпентинитового меланжа. Вальзинский террейн является фрагментом интенсивно дислоцированной и метаморфизованной аккреционной призмы, покровно перекрывшим Поронайский микроконтинент. Он состоит из Абрамовского, Витницкого и Тундровского тектонических блоков или субтеррейнов, имеющих внутреннее чешуйчатое строение. Блоки сложены юрскими-позднемеловыми метаморфизованными в фации зеленных сланцев вулканогенными, карбонатными, кремнистыми и терригенными породами. Гомонский террейн является фрагментом аккреционной призмы и глубоководного желоба, сложенным раннемеловыми и альб-сеноманскими кремнистыми, карбонатными, вулканогенными и терригенными отложениями и олистостромами, в том числе и меланжированными, которые перекрыты верхнемеловыми вулканогенно-осадочными окраинно-морскими отложениями. Набильский террейн является фрагментом аккреционной призмы преимущественно хаотического строения, сложенным юрскими-меловыми отложениями с преобладанием в составе брекчий, грейнитов и олистостром, перекрытыми позднемеловыми-палеогеновыми вулканогенно-осадочными окраинно-морскими образованиями. Тонино-Анивский террейн отделен от Озерско-Свободненского террейна (ТА, ОС – рис. 1) субширотно ориентированным пакетом надвиговых пластин и покровов шириной 5-8 км (Вавайский меланж). Он включает юрско-раннемеловую кремнисто-вулканогенно-теригенную скальную толщу (900-950 м), апт-сеноманскую аккреционную призму, сложенную олистостромами, турбидитами и тектоническими меланжами с чешуйчато-надвиговыми дислокациям (утеснинская толща, более 1000м), турон-маастрихтскую евстафиевскую свиту с пачками флишоидно переслаивающихся кемнисто-терригенных пород и флиша (2600 м). Охарактеризованные отложения перекрыты залегающей несогласно с размывом нижне-среднемиоценовой туфогенно-терригенной угленосной верхнедуйской свитой (450 м) [4].

Шмидтовский, Рымникский, Терпеньевский (Ш, ТР – рис. 1) террейны восточной зоны являются фрагментами позднемеловых-палеогеновых аккреционно-коллизионных комплексов (9 – рис.1), состоящих из серий надвиговых пластин, включающих образования раннемеловой Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинской (фрагмент мыса Марии) и позднемеловой-палеогеновой Восточно-Сахалинской островодужных систем, а также позднеюрской-раннемеловой Шельтингской или Восточного Сахалина энсиматической ВОД. Северо-Набильский (СН – рис. 1) и Озерско-Свободненский террейны являются перемещенными в центральную часть Сахалина фрагментами Охотоморской субдукционной сутуры. Озерско-Свободненский террейн с запада ограничен Мерейской шовной сдвиговой зоной (М – рис. 1) с левосдвиговыми и правосдвиговыми деформациями. Состоит он из крупноблокового меланжа, включающего различно ориентированные блоки пермско-сеноманской океанской коры, кампан-раннеэоценовой

аккреционной призмы, отложений позднемелового-палеоценового окраинного моря. Северо-Набильский террейн включает юрский-нижнемеловой вулканогенно-кремнистый океанский комплекс, перекрытый альб-сеноманскими кремнисто-терригенными и позднемеловыми кремнисто-вулканогенно-терригенными микститовыми отложениями (грейнитами, дресвяными брекчиями, олистостромами), осложненными Набильской зоной крупноблокового серпентинитового меланжа. Тюлений террейн установлен по данным драгирования и предположительно является фрагментом океанской плиты, перекрытым аккреционно-коллизионными комплексами [3].

Центрально-Сахалинская субдукционная сутура представлена зоной меланжированных крупноблоковых микститов шириной 65-70 км, ограниченной глубинными разломами. В зоне меланжа присутствуют крупные блоки и террейны триасовых–раннемеловых вулканогенно-кремнистых, нередко интенсивно метаморфизованных пород океанской плиты и более мелкие их фрагменты, перекрытые окраинно-морскими образованиями, сцементированные серпентинитовым меланжем и перетертыми обвально-оползневыми отложениями. В ее строении принимают участие также субдуцированные террейны палеозойско-раннемеловой океанской плиты, установленные по гравиметрическим данным. Поронайский микроконтинент (не менее 200-250х150-200 км), заблокировавший эту зону субдукции, установлен автором по геологическим и геофизическим данным. В районе расположения микроконтинента наблюдается максимальная для острова мощность земной коры (35-37 км), а также гранитного слоя (14-16 км). Западная часть микроконтинента погребена под позднемеловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями, а восточная - перекрыта покровом океанских и окраинно-морских пород небольшой мощности (не выраженных положительными аномалиями в гравитационном и магнитном полях – Вальзинский террейн) [3].

Охотоморская субдукционная зона состояла из нескольких сколовых поверхностей, имела мощность 80 км и угол наклона примерно 45° [3]. Субдукционная сутура этой зоны представлена мощной зоной серпентинитового меланжа, содержащего полный набор пород офиолитовой ассоциации, обычно сопоставляемой с океанской корой. Прослежена сутура на дне акватории Охотского моря вдоль восточной кромки Сахалина на расстоянии 1200 км и отчетливо проявлена в региональной Восточно-Сахалинской геофизической аномалии [3, 5]. Охотоморская субдукционная зона была заблокирована в позднемеловое-палеогеновое время одноименным микроконтинентом, состоявшим из океанского плато, аккреционных комплексов и Шельтингской энсиматической ВОД [3].

Мезозойские структурные элементы Хоккайдо на западе острова представлены террейном Осима (Ошима) (О – рис.1) – фрагментом юрско-раннемеловой аккреционной призмы, сложенным аркозовыми турбидитами и терригенными меланжами с блоками известняков, яшм, базальтов, кремнистых алевролитов позднекарбонового-юрского возраста, прорванными раннемеловыми гранитоидами (10 – рис.1) На остальной части острова выделяется шесть тектонических поясов (с запада на восток): Сорачи-Иезо, Идоннаппу, Хидака, Юбетсу, Токоро, Немуро (СИ, ИД, Х, Юб, Тк, Нм – рис.1). Кроме того, автором установлены две субдукционные сутуры или палеозоны: Камуикотан (К – рис. 1) и Токоро (Тк – рис. 1). Пояс Сорачи-Иезо включает террейны Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинской раннемеловой островной дуги (РК – рис. 1), баррем-палеоценового преддугового прогиба Иезо и окраинного моря, фрагмант юрского-раннемелового океанского плато Сорачи и субдукционную сутуру Камуикотан, сложенную серпентинитовым меланжем с жадеит-глаукофановым типом метаморфизма высокого давления и низкой

температуры. Пояс Идоннаппу представляет собой шовную сдвиговую зону. Сложен он меланжем, состоящим из пермско-триасовых и апт-альбских блоков кремней и известняков, погруженных в готерив-кампанский черный сланцевый матрикс. В структуре шовной зоны проявлены разновременные левосдвиговые (ранние) и правосдвиговые (поздние) деформации. Пояс или террейн Хидака сложен турбидитами, базальтами и меланжем позднемелового аккреционного комплекса. Пояс включает фрагмент земной коры островной дуги, породы которой метаморфизованы вплоть до гранулитовой фации. Охарактеризованные пояса в верхней части выполнены меловыми-палеогеновыми преддуговыми отложениями. Пояс или террейн Юбетсу (7 – рис.1) сложен кампан-эоценовыми турбидитами, перекрытыми пакетом надвиговых пластин, сложенных гемипелагическими красными сланцами переслаивающимися с черными сланцами. Пояс или террейн Немуро сложен кампан-эоценовыми флишевыми отложениями преддугового прогиба и вулканогенными образованиями позднемеловой-палеогеновой Палеокурильской или Малокурильской ВОД. Пояс Токоро включает субдукционную сутуру или палеозону Токоро, сложенную метаморфическими породами высокого давления и низкой температуры и офиолитами, а также верхнемеловые-нижнепалеоценовые турбидиты, конгломераты и кремнисто-вулканогенные отложения, считающиеся образованиями аккреционной призмы и преддугового прогиба [3, 7, 8].

Кайнозойские образования Сахалина и Хоккайдо и дна прилегающих акваторий сформировались в процессе деструкции континентальной земной коры в рифтовых, синсдвиговых и пострифтовых осадочных бассейнах, нередко осложненных многочисленными прогибами, связанными с перемещениями по конседиментационным разломам блоков фундамента. Развитие рифтов и сдвигов сопровождалось неоднократными проявлениями магматизма в интрузивной и вулканической форме.

Складкообразование в осадочных бассейнах характеризовалось конседиментационным развитием, формированием узких антиклинальных и широких синклинальных складок, сопровождавшимся смещением осей бассейнов осадконакопления от древних к более молодым образованиям. Наиболее интенсивная складчатость приурочена к разломам различного заложения, на удалении от которых наблюдается слабая дислоцированность отложений. Дополнительное осложнение формировавшихся складок происходило под воздействием вулканической, субвулканической и интрузивной деятельности и сейсмичности, сопровождавшей перемещения по разрывным нарушениям и вызывавшей оползневые явления [3].

Изверженные породы Сахалина и Хоккайдо представлены океанскими, окраинно-морскими, островодужными, континентальными рифтовыми и синсдвиговыми образованиями, а также офиолитами и гранитоидами [3].

Сопоставление структурных элементов Сахалина и Хоккайдо показало, что продолжением Западно-Сахалинской складчатой системы на Хоккайдо является система Сорачи-Иезо (Езо, Эдзо) (3 – рис. 1), Центрально-Сахалинской субдукционной структуры – сутура Камуикотан (4 – рис.1), Восточно-Сахалинской складчатой системы – тектонический пояс Хидака (6 – рис.1), Охотоморской субдукционной сутуры - сутура Токоро (8 – рис. 1), Мерейской шовной зоны – шовная сдвиговая зона Идоннаппу (5 - рис. 1). Установленные особенности геологического строения Сахалина, Хоккайдо и дна прилегающих акваторий, а также проведенное сопоставление их структурных элементов подтверждает правомерность объединения охарактеризованных складчатых сооружений в единую Хоккайдо-Сахалинскую складчатую область [2, 3].

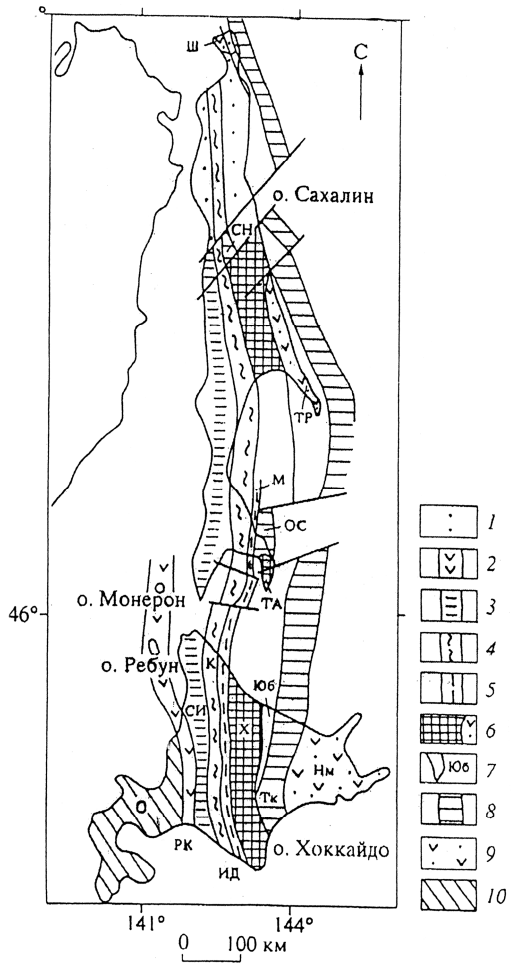


Рис. 1. Сопоставление структурных элементов Сахалина и Хоккайдо [2, 3, 8].

Конвергентное и трансформное взаимодействие литосферных плит в позднем мезозое и кайнозое сопровождалось заложением и развитием раннемеловой, позднемеловой-палеогеновой и кайнозойской континентальных окраин, проявлением надсубдукционного магматизма и субдукционного метаморфизма пород, формированием аккреционных призм и аккреционно-коллизионных комплексов. Периодические блокировки субдукционных сейсмоактивных зон микроконтинентами и океанскими плато завершались образованием субдукционных сутур и миграцией субдукционных зон в сторону океана [3].

В кайнозое на территории Хоккайдо-Сахалинской складчатой области происходила деструкция континентальной земной коры, зарождение и развитие рифтовых, синсдвиговых и пострифтовых осадочных бассейнов, рифтогенных и синсдвиговых вулканоплутонических поясов и зон локального вулканизма. Все ранее образовавшиеся разрывные нарушения были трансформированы в правые сдвиги, взбросо-надвиги, сбросы и взбросы со сдвиговой компонентой, которые вызвали дислокации кайнозойских отложений и существенно усложнили ларамийские структурные элементы нижнего структурного этажа. Проявление интенсивного сжатия в плиоценовое-четвертичное время (сахалинская фаза) положили начало формированию альпийской Хоккайдо-Сахалинской складчатой области, но не завершили формирование ее геологической структуры, которое продолжается в настоящее время совместно с развитием структурных элементов дна Японского и Охотского морей, Курило-Камчатской и Тохоку-Хонсю островодужных систем [3].

Литература

1. *Гранник В.М.* Древние сейсмофокальные зоны Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 2003. 121 с.
2. *Гранник В.М.* Сопоставление структурных элементов Сахалина и Хоккайдо // Докл. РАН 2005. Т. 400, № 5. С. 654-659.
3. *Гранник В.М.* Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
4. *Жаров А.Э.* Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное издательство, 2004. 192 с.
5. *Красный М.Л.* Геофизические поля и глубинное строение Охотско-Курильского региона. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 162 с.
6. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000 / отв. ред.: Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М., 2000. 193 с.
7. Geology of Hokkaido and geological resources / geoenvironment. Geological survey of Hokkaido, 1992. 23 p.
8. *Kimura G.* Cretaceous episodic growth of the Japanese Islands // The Island Arc, 1997. V. 6. P. 52-68.

ТЕКТОНИКА ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Гранник В.М.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск,
(gvm2564@mail.ru, grannik@imgg.ru)

Главными структурными единицами литосферы Земли считаются континенты и океаны, характеризующиеся различным составом и мощностью земной коры (континентальной и океанской). Между отмеченными структурными элементами располагаются зоны перехода континент-океан (континентальные пассивные, островодужные, активные и трансформные окраины), обладающие более разнообразным составом, строением и мощностью земной коры, которые обычно включают в состав континентов. Эти зоны характеризуются проявлением активных специфических геологических процессов, в ходе которых океанская кора и земная кора с промежуточными свойствами превращаются в континентальную земную кору складчатых поясов, наращивающих континенты.

Зоны перехода Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП) включают окраинные моря с тыловыми впадинами, островные вулканические дуги, глубоководные желоба или окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса и глубоководные желоба. Исследования горно-складчатых сооружений тыловой части пояса в отмеченном секторе, аккретированных с востока к Сибирскому (Северо-Азиатскому), Северо-Китайскому и Южно-Китайскому кратонам Евроазиатского континента, показали, что их геологическая структура и земная кора также сформировались в результате развития аналогичных разновозрастных переходных зон в течение позднерифейского-кайнозойского времени [2].

Дальневосточный сектор Тихоокеанского подвижного пояса (ДВ сектор ТПП) соответствует Центральному сектору Азиатского сегмента Тихоокеанского тектонического пояса [5] или Западно-Тихоокеанского пояса [8]. ДВ сектор ТПП включает массивы кристаллических пород (Гонжинский, Мамынский, Туранский, Малохинганский, Цзямусы, Ханкайский, Наним, Кенги, Сабэксан), разновозрастные аккреционно-коллизионные складчатые системы и области (Амуро-Охотскую, Сихотэ-Алинскую, Хоккайдо-Сахалинскую, Курило-Камчатскую, Японскую, Имджиган, Окчхон, Туманган), структурные элементы дна Охотского и Японского морей, Курило-Камчатскую и Тохоку-Хонсю островодужные системы, глубоководный желоб Нанкай. В пределах ДВ сектора ТПП происходит торцовое сочленение структур Тихоокеанского подвижного, Центрально-Азиатского (ЦАСП) и Монголо-Охотского (МОСП) складчатых поясов, входящих в состав внутриконтинентальной зоны Евроазиатского континента. На рис. 1 [7] видно, как структурные элементы и зоны (1 - цифры в кружках: 1 – Байкальская, 2 – Становой вулканоплутонический пояс, 3 – Монголо-Охотский складчатый пояс, 4 – Танлу-Курская, 5 – Сихотэ-Алинская, 6 – Танлу-Гобийская, 7 – Яншанская), хребты (3 – рис. 1), впадины и прогибы (4 – цифры на схеме: 1 – Амуро-Зейская, 2 – Среднеамурская, 3 – Сунляо, 4 – Великая Китайская, 5 – Далайнорская, 6 – Алашанская) меняют свою ориентировку при приближении к Пограничной трансрегиональной гравитационной ступени (7 – рис. 1), отделяющей внутриконтинентальную зону Евроазиатского континента (5а, – рис. 1) от ДВ сектора ТПП с промежуточным типом земной коры (5б – рис. 1). Границей ДВ сектора ТПП и Тихого океана являются осевые линии глубоководных желобов (2 – рис. 1), которые одновременно разделяют

области с промежуточной и океанской (5в – рис. 1) земной корой. ДВ сектор ТПП дополнительно подразделен на две зоны: тыловую (окраинно-континентальная зона Евроазиатского континента) со сформированной складчатой структурой и фронтальную (зона перехода от океана к континенту), формирование складчатой структуры которой не завершено

Аккреционно-коллизионные складчатые системы, области и тектонические пояса ДВ сектора ТПП включают фрагменты (террейны) окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов (ОКВПП - от S до Q), вулканических островных дуг (ВОД – от S до Q), окраинных морей (от S до Q), преддуговых прогибов (от T1 до Pg), аккреционных призм (от Cm2 до Pg), субдукционных сутур (палеозон) (от K1 до Pg), офиолитовых ассоциаций различного происхождения (от V до Pg), океанских плато (J3-K1), микроконтинентов (от J3 до Pg). Выявленные особенности состава и строения складчатых систем, областей и тектонических поясов подтверждают тесную взаимосвязь формирования их геологической структуры с развитием разновозрастных переходных зон континент-океан или континентальных окраин.

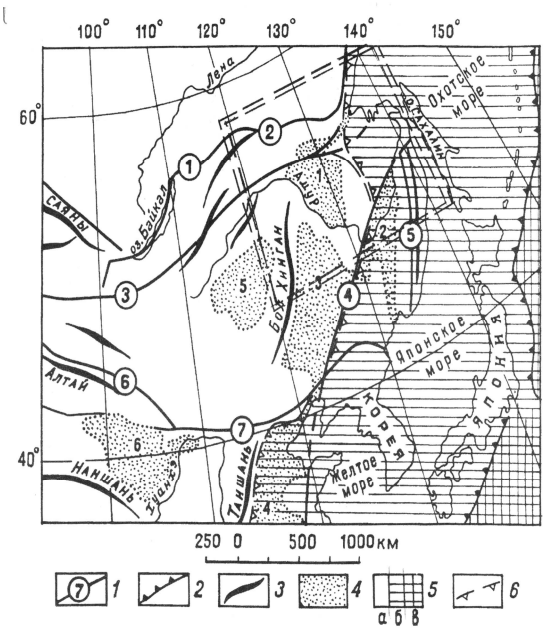


Рис. 1. Типы земной коры и ориентировка структурных элементов области сочленения ДВ сектора ТПП, Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского складчатых поясов [7].

По геофизическим характеристикам земной коры, соответствующим петрофизическим свойствам сформировавшихся горных пород, тыловая и фронтальная зоны ДВ сектора ТПП располагаются в одной и той же области с промежуточным типом земной коры (рис.1), несмотря на то, что по особенностям строения они существенно различаются между собой. Земная кора тыловой зоны ДВ сектора ТПП характеризуется резким преобладанием гранитно-метаморфического слоя над базальтовым. Максимальная ее мощность достигает 40 км, но при этом она на 12-15 км меньше мощности байкальских и каледонских складчатых областей [4] и на 8-10 км – восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, расположенного во внутриконтинентальной зоне Евроазиатского континента [7]. Мощность земной коры Охотоморского региона ДВ сектора ТПП фронтальной зоны, ее базальтового, гранитно-метаморфического и вулканогенно-осадочного слоев испытывает значительные колебания, вплоть до полного выклинивания гранитно-метаморфического слоя в Курильской (Южно-Охотской) глубоководной впадине. Максимальная ее мощность не превышает 35-37 км [1]. Земная кора Камчатки, расположенной в этой же зоне, характеризуется значительной латеральной неоднородностью и блоковым строением, что обусловлено разным составом пород и их петрофизическими свойствами, обусловленными влиянием современного активного вулканизма [9]. Здесь установлены три типа петрофизических комплексов, соответствующих гнейсово-гранитному (мощностью до 20 км), сланцево-базитовому (мощностью до 30 км) и гранулито-габбровому (мощностью до 10 км) геофизическим слоям. Первый слой расположен под Срединным и Ганальским хребтами, второй слой – в основании Восточно-Камчатского и частично Центрально-Камчатского блоков. Третий

(гранулито-габбровый) слой земной коры залегает на глубинах 20-30 км и на поверхность нигде не выходит. О его составе можно судить по ксенолитам и включениям основных гранулитов, пироксеновых и оливиновых габброидов, встречающихся в пирокластических породах и лавах островных дуг.

Верхняя мантия под Охотоморским сектором фронтальной зоны ТПП, согласно результатам геолого-геофизического моделирования [6], характеризуется горизонтальными и вертикальными неоднородностями. Она несколько разуплотнена (обладает пониженными скоростями сейсмических волн) по сравнению с мантией Тихого океана. Астеносфера, выделенная по геотермическим данным (за ее верхнюю поверхность принята изотерма 1000-1200°), располагается в верхней мантии под Охотским морем на глубине 50-70 км, а под Северо-Западной котловиной Тихого океана – 100 км. От астеносферы отходят диапиры частичного плавления вещества, которые достигают глубины 20-30 км под южной частью Татарского пролива, впадинами Дерюгина, Тинро и Курильской котловиной. Именно с аналогичными диапирами связывают формирование рифтовых структур, рифтовых и пострифтовых осадочных нефтегазоносных бассейнов, развитие задуговых магматических и гидротермальных процессов, происходивших в течение кайнозойского времени.

Таким образом, геологическая структура и земная кора ДВ сектора ТПП сформирована и продолжает формироваться в геодинамических обстановках континентальных окраин или зон перехода континент-океан, аналогичных современным геодинамическим обстановкам тихоокеанского обрамления.

Выполненные исследования позволили восстановить и охарактеризовать позднерифейскую-раннепалеозойскую, девон-пермскую, среднеюрскую-раннемеловую, позднеюрскую-раннемеловую, раннемеловую, ранне-позднемеловую, позднемеловую-палеогеновую и неоген-четвертичную переходные зоны [2].

Наиболее древняя позднерифейская-раннепалеозойская переходная зона разделяла Палеоазиатский и Пацифик океаны и представляла собой архипелаги микроконтинентов и вулканических островов, аналогичных тем, которые в современное время разделяют Индийский и Тихий океаны. Палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что эта переходная зона располагалась примерно на тех же широтах, что и современная переходная зона между Индийским и Тихим океанами.

Девон-пермская переходная зона отделяла Сибирский кратон от Пацифика и включала пассивную окраину Сибирского палеоконтинента, Агинскую ВОД, морской бассейн (залив), Центрально-Монгольский ОКВПП. Несколько южнее она была представлена Лаоелин-Гродековским эпиконтинентальным окраинным морем, одноименной ВОД, Ханкайским микроконтинентом, Западно-Сихотэ-Алинским ОКВПП и Муравьевской ВОД.

Среднеюрская-раннемеловая Верхнеамурская переходная зона включала край Сибирского палеоконтинента, осложненный системой рифтогенных морских бассейнов, Верхнеамурский ОКВПП, Хинганский морской бассейн, Буреинский микроконтинент, вошедший в состав Амурского супертеррейна.

Позднеюрская-раннемеловая Северокорейско-Хоккайдо-Сихотэ-Алинская переходная зона включала массив Наним, аккреционную призму Туманган, Северо-Корейский ОКВПП, субдукционную палеозону, превратившуюся в сутуру, разрушенную в неогене в процессе раскрытия Японского моря, Японский микроконтинент (Южный Китаками-Абукума и Хида), морской бассейн, отделявший Японский микроконтинент от палеоконтинента.

Раннемеловая Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинская переходная зона отделяла Буреинский микроконтинент от океана и включала юрские-раннемеловые аккреционные призмы (Самаркинскую, Таухинскую, Осима), Сихотэ-Алинское

окраинное море, Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинскую ВОД, Западно-Сахалинский и Иссикари-Румои преддуговые прогибы, Центрально-Сахалинскую и Камуикотан палеосубдукционные зоны, морской бассейн, отделявший Поронайский микроконтинент от ВОД.

Ранне-позднемеловая Хингано-Охотская переходная зона включала Хингано-Охотский ОКВПП, Амурскую субдукционную палеозону, морской бассейн, отделявший Восточно-Сихотэ-Алинский микроконтинент от Азиатского палеоконтинента. В южном направлении эта окраина сменялась трансформной переходной зоной, характеризовавшейся развитием сдвигов, синсдвиговых бассейнов, интенсивным терригенным осадконакоплением и вулканизмом.

Позднемеловая-палеогеновая Сихотэ-Алинь-Хоккайдо-Сахалинская переходная зона включала Восточно-Сихотэ-Алинский ОКВПП, Западно-Сахалинский и Иссикари-Румои преддуговые прогибы, Сахалинское окраинное море, Восточно-Сахалинскую, Палеокурильскую (Малокурильскую) ВОД, Восточно-Сахалинский, Хидака, Идоннаппу и Немуро преддуговые прогибы, Охотоморскую и Токоро субдукционные палеозоны, морской бассейн, отделявший Охотоморский микроконтинент от ВОД.

Неогеновая-четвертичная переходная зона отделяет Евроазиатский континент от Тихого океана и включает Японское море, Татарский пролив, остров Сахалин, Японские острова, Охотское море, Курило-Камчатскую и Тохоку-Хонсю (Японскую) ВОД, сейсмоактивные субдукционные зоны и глубоководные желоба.

Исследования аккреционно-коллизионных образований складчатых систем и поясов показали, что их структурная эволюция включает два главных этапа деформаций: субдукционный и коллизионный [3]. Субдукционный этап характеризуется формированием чешуйчато-надвиговых призм, зон разнообразных микститов, меланжей и динамометаморфизованных пород, в некоторых случаях – сдвиговых деформаций. Коллизионные процессы сопровождаются интенсивными пликативными и дизъюнктивными деформациями, магматизмом, метаморфизмом, надвигами и покровами, которые часто в значительной степени затушевывают структуры конвергентного взаимодействия литосферных плит. Многие исследователи считают, что в чистом виде нет ни аккреционных, ни коллизионных складчатых систем и поясов, а все они являются аккреционно-коллизионными.

По представлениям автора, конвергентное и трансформное взаимодействие литосферных плит сопровождается фрагментацией земной коры и периодическими блокировками субдукционных зон. В результате перемещений образовавшихся фрагментов (террейнов, тектонических блоков) по разрывным нарушениям различной природы, но в первую очередь по сдвигам и надвигам, и блокировок субдукционных зон происходит постепенное формирование наблюдаемой складчато-блоковой и покровно-складчатой структуры окраинно-континентальных структурных элементов. Деформации накапливающихся отложений происходят в процессе развития пассивных и активных окраин континентов постепенно, начиная с момента осадконакопления, и постоянно усложняются на всех этапах конвергентного, трансформного и коллизионного взаимодействия литосферных плит. Проявления эпизодических орогенных процессов на окраинах континентов в обстановке интенсивного глобального сжатия придает общие особенности структурным формам деформированных отложений и ориентировке их в пространстве.

Развитие перечисленных выше переходных зон также сопровождалось фрагментацией земной коры, развитием континентальных пассивных, активных и трансформных окраин с присущими им особенностями осадконакопления, магматизма, метаморфизма, дислокаций формировавшихся структурно-вещественных комплексов, слагающих охарактеризованные аккреционно-

коллизионные складчатые системы, области и тектонические пояса ДВ сектора ТПП. Происходившие при этом изменения петрофизических свойств горных пород запечатлены в составе и строении различных по геофизическим характеристикам типах земной коры. Формирование земной коры и структуры Тихоокеанского подвижного пояса продолжается в современное время.

Литература

1. *Гнибиденко Г.С., Хведчук И.И.* Основные черты тектоники Охотского моря // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 3-25.
2. *Гранник В.М.* Формирование геологической структуры Охотского сектора Тихоокеанского тектонического пояса // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2006. Т. 1. С. 185-190.
3. *Гранник В.М.* Формирование складчатых структур земной коры континентальных окраин // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: V Косыгинские чтения. Материалы конференции 24-27 января 2006, г. Хабаровск / Под ред. С.М. Родионова. Хабаровск: ИТИГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2006. С. 27-30.
4. *Попов А.А.* Сейсмические модели земной коры складчатых сооружений Казахстана и Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 192 с.
5. *Пущаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с. (Труды ГИН); Вып. 234).
6. *Родников А.Г., Забаринская Л.Н., Сергеева Н.А.* Глубинное строение континентальных окраин Дальнего Востока // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. С. 176-180.
7. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука. 1984. 200 с.
8. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Наука, 2001. 606 с.
9. *Шульдинер В.И.* Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 226 с.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ РУССКОЙ ПЛИТЫ (ТЕРРИТОРИЯ РОСТОВСКОЙ ОБЛАСТИ)

Грановский А.Г. [а], **Зеленщиков Г.В.** [б]

[а] *Южный федеральный университет, (granovskyag@mail.ru)*
[б] *ОАО «Южгеология», Ростов-на-Дону, Россия*

Изучение докембрия на территории Ростовской области затруднено тем, что породы фундамента на поверхности не обнажаются. Анализ опубликованных и фондовых материалов, в совокупности с данными по смежным территориям, позволяют уточнить районирование основных структур докембрия, выделить участки развития структурно-формационных зон, ориентировку и характер тектонических нарушений, реконструировать историю их развития и наметить элементы геодинамики территории, приведшей к современному расположению блоков земной коры.

Докембрийские образования Ростовской области располагаются к северу и югу от Донбасса. На севере они являются частью Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Это - Курский и Калачско-Эртильский мегаблоки, разделенные Лосевской шовной зоной [4], в пределах которой расположен архейский Варваринский купол [4]. С запада на восток выделяются: погруженная часть Павловского выступа, Западно-Воронежский антиклинорий, Восточно-Воронежский синклинорий, Хоперская антиклинорная зона.

Павловский выступ сложен архейскими образованиями и представляет собой структурный нос, ограниченный Краснодонским и Первомайским глубинными разломами. На его южном продолжении протягивается субмеридиональный Миллеровский вал, вплоть до Преддонецкого прогиба. Он сложен гнейсами, близкими по облику к породам обоянской серии архея.

Западно-Воронежская антиклинорная зона сложена гнейсово-мигматитовыми породами архей-раннепротерозойского возраста и слагает ступень в погружении склона ВКМ к востоку. Она ограничена с запада Первомайской, а с востока Лосевско-Мамоновской зонами разломов. К востоку расположена Восточно-Воронежская синклинорная зона, сложенная комплексом пород от архея до верхнего протерозоя и ограниченная Лосевско-Мамоновской и Суровикинской зонами разломов. Это погруженный докембрийский блок, активизированный в позднем протерозое и прорванный многочисленными интрузиями габбро-перидотитов и габбро-норитов, с которыми связана никелевая минерализация. В пределах описываемой структуры находится Варваринский купол - кольцевая структура, отделенная разломами от пород воронцовской серии, имеющая концентрическую зональность, связанную с раскислением пород от центра структуры. Кристаллическое основание юго-восточного склона Воронежской антеклизы погружается на юг от глубин 0,3 до 3-4 км.

На юге территории, в погруженной части Украинского щита, аналогично описанным выше структурам Воронежского блока, выделяется Приазовский мегаблок, который представляет собой южное продолжение Курского мегаблока, разделенные комплексами Донецкого складчатого сооружения (ДСС). Его восточной частью является Ростовский выступ. К востоку от него расположена Зерноградско-Мечётинская шовная зона, рассматриваемая как аналог и продолжение на юг Лосевской шовной зоны. В свою очередь, аналогом северного Калачско-Эртильского мегаблока является Сальско-Ремонтненский мегаблок с породами, близкими породам воронцовской серии [4].

Самой западной структурой южной части территории является Латоновский синклинорий, который относится к восточному ответвлению Приазовского

мегаблока. Они трассируются магнитными аномалиями, связанными с железорудными проявлениями. Западное крыло синклинория осложнено внедрением гранитов. Латоновский синклинорий ограничен с запада Еланчикским, с востока Миусским разломами, а в Матвеево-Курганской впадине структуры синклинория уходят под варисциды и байкалиды основания ДСС.

Наиболее крупным элементом Ростовского выступа является Азовский антиклинорий, южная часть которого представляет собой куполовидную структуру, сложенную породами архея и имеющую тектонические контакты. Архейские образования здесь слагают Носовский купол, а в восточном части Азовский купол. Как и Варваринский купол на севере области Азовский купол представляет собой массив концентрически зонального строения с чередованием амфиболитов, амфиболовых гнейсов, биотитовых гнейсов, гранито- и гранодиоритогнейсов. Отмечается три цикла поступления мантийного вещества, соответствующих раскислению слагающих купол пород. По данным сейсмики по профилю Батайск-Милютинская интерпретируется три положения границы Пра-Мохо в этом районе, причем Пра-Мохо-2 фиксируется на глубине всего 10 км, что может свидетельствовать об Азовском куполе, как о древнем мантийном диапире. Купол оконтуривается с юга и востока узкой полосой раннепротерозойских пород, включает Нижнедонской массив гранитоидов и ограничен Калиновским разломом. Сопоставляя Азовский антиклинорий со структурами южного склона Воронежской антеклизы можно отметить, что западному блоку антиклинория соответствуют структуры Миллеровского вала и Павловского выступа, а восточному блоку отвечает Западно-Воронежский антиклинорий.

Юго-восточнее Азовского антиклинория расположен Мечетинский синклинорий, ограниченный Калиновским и Эльбуздским разломами и сложенный породами нижнего и верхнего протерозоя, крутопадающими на восток-юго-восток и простирающимися на северо-восток, образуя Новочеркасскую моноклиналь. Мечетинский синклинорий по ориентировке структур соответствует Восточно-Воронежскому синклинорию.

Самые южные докембрийские блоки – Кущевский и Песчанокопский характеризуются широтным простиранием и кулисообразным расположением магнитных полей Песчанокопского блока, тяготеющих к дуге Бейсугского разлома. Это возможно связано с палеоостроводужной системой протерозойского возраста [4].

Докембрийские образования под наложенной впадиной ДСС до Северного шовного разлома сложены блоками погруженной части Воронежского кристаллического массива. Южнее, между Северным и Персияновским разломами, выделяется субширотный грабен, со слабометаморфизованными рифейскими образованиями мощностью порядка 10 км, под которыми, судя по сейсмопрофилям, залегают базальты или редуцированный гранитный слой [1]. Все древние разрывные структуры архей-раннепротерозойского возраста были оживлены в рифейский период активизации южной окраины ВЕП. При этом, блоки Украинского кристаллического щита по Бейсугскому разлому граничат с Западно - и Центральнопредкавказскими блоками Скифской плиты.

В докембрийском фундаменте территории выделяются три структурных этажа: архейский, позднеархейско-раннепротерозойский и позднепротерозойский [4].

Архейский этаж. На территории Ростовской области наиболее древними образованиями являются структурно-формационные зоны гранит-зеленокаменных областей архейского возраста, представленные амфибол-гнейсовыми и гранит-зеленокаменными породами, слагающими выступы метабазит-амфиболового основания и зоны плагиогранит-мигматитовых куполов. Они

связаны с выходами пород обоянского комплекса, которые четко выражены в гравитационном поле и контролируются системой кольцевых и радиальных разломов.

На юге территории этот тип формаций известен в пределах Ростовского выступа [6], а на севере слагают мегаблок курской магнитной аномалии и калачско-эртильский мегаблок, который является частью ВКМ**, а** также Варваринский купол, сложенный в центре пироксенитами и амфиболовыми гнейсами, а по периферии более кислыми метаморфитами, плагиогнейсами и амфиболитами обоянского комплекса [3].

Второй, архей-нижнепротерозойский этаж. В структуре второго этажа, выделяются вулканотектонические впадины, выполненные вулканогенно-осадочными железисто-кремнистыми метабазитами и мигматит-плагиогранитами михайловской и миусской серий. Они развиты в пределах Курского и Ростовского блоков. Во внутренней части гранит-зеленокаменных областей выделяются линейные наложенные впадины с развитием пород железисто-кремнисто-сланцевой и железисто-карбонатно-сланцевой формаций (курская и неклиновская серии), а также впадины трогового типа, как например Носовская впадина Ростовского блока с породами сланцево-амфиболовой метавулканитовой формации.

Другая группа структурно-фациальных зон представлена подвижными поясами и прогибами, которые развиты в северной части области в Лосевской шовной зоне и в Калачско-Эртильском мегаблоке, а на юге - в Зерноградско-Мечётинской шовной зоне и Сальско-Ремонтненском мегаблоке. В результате кратонизации и гранитообразования, соответствующих карельской эпохе складчатости, здесь образовались широкие поля мигматитов и гранитные интрузии Павловского и Приазовского комплексов. Вулканогенные толщи Лосевской серии сохранились в них в виде узких положительно намагниченных полос в восточной части шовной зоны в пределах ВКМ в районе Зерноградско-Мечётинских поднятий на юге.

В нижнем протерозое на востоке области (Калачско-Эртильский и Сальско-Ремонтненский мегаблоки) сформировался крупный наложенный прогиб, выполненный метаалевролит-метапесчаниковой формацией воронцовской серии. Тектонический контакт между Лосевской зоной и Калачско-Эртильским мегаблоком заложился в конце карельской фазы складчатости. По характеру осадконакопления, ограниченному развитию мигматитов и степени метаморфизма, формации восточных мегаблоков (воронцовская серия) резко отличаются от близких им по возрасту формаций курской серии. Возможно, мегаблоки восточной части принадлежат самостоятельной тектонической структуре.

Заложение вулканоплутонического пояса Лосевской и Зерноградско-Мечетинской шовных зон, с метабазальт-метариолитовой, метапесчаниковой, метатуфопесчаниковой формациями приурочено к границе архея и протерозоя. В самых восточных мегаблоках, Калачско-Эртильском и Сальско-Ремонтненском, выделяется нижнепротерозойский наложенный прогиб с метаалевролит-метапесчаниковой формацией воронцовской серии.

Образование раннедокембрийских структур завершилось формированием интрузивных комплексов эпикратонной фазы, соответствующих по времени карельской эпохе, когда образовались широкие поля мигматитов и гранитные интрузии Павловского и Приазовского камплексов. На севере это перидотит-габбровая формация мамонского и гранитные интрузии бобровского комплексов, а на юге - щелочные массивы еланчикского граносиенитового комплекса. В это время в Приазовском мегаблоке и на южном склоне Воронежской антеклизы заложилась ортогональная система разломов, к которой тяготеют вышеописанные интрузивы.

Таким образом, для раннего докембрия четко просматривается единство структур погруженной части Украинского щита и Воронежского кристаллического массива,

которое подчеркивается минерагенией соответствующих комплексов. В формациях обоянского и восточно-приазовского комплексов в высокоуглеродистых гнейсах отмечается минерализация ЭПГ и золота с содержанием более 0.5 г/т [2]. В позднеархейских комплексах Курского и Ростовского блоков, развита железисто-кремнисто-метабазитовая формация, а в комплексах раннепротерозойского этапа отмечается развитие пород железисто-кремнистой формации курской и неклиновской серий. С воронцовской серией ассоциируют руды золото-кварц-сульфидной платиносодержащей формации. Интрузивные комплексы этого этапа представлены перидотит-габбро-норитовой мамоновской серией с медно-никелевым и платинометальным оруденением [2].

Позднепротерозойский структурный этаж. Рифейский этап. Фаза рифтогенеза (растяжения). Позднепротерозойский этап активизации и рифтогенеза на территории Ростовской области характеризуется формированием линейных тектонических зон по ортогональной системе разломов [4]. В центральной части области, на месте Днепрово-Донецкого складчатого сооружения, образовалась субширотная рифтовая структура, которая наложилась на раннедокембрийские блоки коры континентального типа. Типичным раннерифейским СВК является трахиандезит-липаритовая формация синявской серии - самбекский комплекс [4], отличающаяся от аналогичных формаций, как раннего докембрия, так и фанерозоя присутствием голубого кварца во всех разновидностях пород. Образования комплекса изучены по галькам рифейских метаконгломератов, где эти породы слагают до 70% обломочного материала [3]. В это время на юге территории в районе Бейсугского разлома, отделяющего в настоящее время геоблоки ВЕП от Предкавказских, сформировался краевой бассейн, что подтверждается дугообразной цепочкой магнитных аномалий, сопровождающих зону разлома [3].

На породах трахиандезит-липаритовой формации залегает толща алеврито-сланцевой формации синявской серии, в кровле которой отмечаются покровы базальтов. В верхах формации присутствуют доломиты, указывающие на привнос в бассейн магния. Эти процессы связаны с расколом и растяжением южной окраины ВЕП по разломам Прадонецкого рифта и отрывом от неё южных мегаблоков. Это подтверждается отсутствием или существенным редуцированием «гранитного» слоя в центральной части рифта [1,4]. В это же время сформировалась дугообразная система трансформных разломов, секущих рифтогенную зону растяжения [3]. Они фиксируются по линиям смещения магнитных и гравитационных полей, а также по профилям КМПВ-ГСЗ. Вероятно, в это время на месте Днепрово-Донецкого складчатого сооружения существовал океанический залив типа современного Калифорнийского [5].

Над базальтами залегают конгломераты и песчаники пород синявской серии, имеющими отчетливо выраженный регрессивный характер, в связи с поднятиями в конце рифея. Отмечается также развитие позднерифейской дайковой формации основного состава, как по окраинам рифтовой зоны, так и в активизированных зонах меридиональных разломов Калачско-Эртильского мегаблока.

В образовании Прадонецкого рифта в рифее можно выделить ряд стадий, таких как предрифтовая (континентальная стадия), переходная к океанической и собственно океанические – красноморская, микроокеана и атлантическая [4].

Для геохимической индикации вулканитов различных геодинамических обстановок были использованы не только сами вулканические породы (часто недоступные для изучения), но и продукты их разрушения - валунно-галечниковый материал. Были использованы результаты 41 силикатного и 63 геохимических анализов валунов и гальки базальтов из конгломератов темерницкой свиты, венчающей разрез рифея [4]. Регрессивный

характер разреза указывает на общее поднятие территории к концу рифея, а наклон галек указывает на снос с севера-северо-запад, со стороны рифта.

На многокомпонентных диаграммах Пирса исследуемые базальты соответствуют обстановке близкой к океанической, хотя ряд точек смещается в область островодужных обстановок, что рассматривается как заведомо не реальное. Для выявления различий островодужных и океанических обстановок использован двухкоординатный график Ti/100 – Cr, основанный на высокой контрастности распределения титана в базитах различных обстановок. Из графика следует, что процесс рифтинга в рифее достиг, как минимум, красноморской стадии межконтинентального рифта. Произошел раскол материковой коры и формирование бассейна с корой океанического типа, сообщающегося с открытым океаном. При этом океаническое пространство и срединно-океанический хребет не были сформированы, а ширина морского бассейна не превышала 200 км

Минерагения СВК рифейского возраста в осевой части рифта соответствует этапу растяжения и характеризуется золото-серебряной и медной минерализацией, связанной с основными эффузивами, песчаниками, доломитами и конгломератами синявской серии.

В пределах южного склона Воронежского кристаллического масива, минерализация зон активизации рифейского возраста имеет другой характер и приурочена к Шумилинско-Новохоперской зоне. Она связана с дайками и трубками брекчий базальтоидного ряда пород и определяется находками алмазов в её Воронежской части.

Анализ приведенных материалов свидетельствует о том, что блоки фундамента погруженной части Украинского щита являются продолжением к югу блоков Воронежского массива. Перестройка в рифее привела к растяжению и отделению блоков юго-восточной части Украинского щита от смежных блоков ВКМ по системе субширотных растягивающих и диагональных трансформных разломов.

Таким образом, структуры фундамента Украинского щита и Воронежского кристаллического массива в дорифейский этап представляли собой единый фрагмент ВЕП, обладали близостью состава, структурных форм и прошли общий путь развития раннедокембрийской истории. Отрыв блоков южной части структуры от ВКМ произошёл в процессе рифейского рифтогенеза. Активизация и последующая коллизия рифтовой системы произошли уже в палеозое и привели к перемещению блоков по субмеридиональным дугообразным конформным разломам и определили существующее положение докембрийских структура.

Литература

1. *Н.И.Бородулин.* Система глубинных разломов Донбасса и их характеристика по данным глубинного сейсмического зондирования // Киев, “Наукова Думка”, т. 34, вып.5, 1972. С. 27-32.
2. *Б.М.Демченко., Н.И.Сычкин, В.И.Лосицкий и др.* Минерагения Воронежского кристаллического массива (ВКМ). // М.: Геологический вестник Центральных районов России, № 1-2, 1999. С. 18-27.
3. *В.В.Закруткин, А.В.Зайцев.* Докембрий юга Ростовской области (геолого-техническая схема).// Ростов на Дону, Известия СКНЦ ВШ, № 1, 1988. С. 71-80.
4. *А.В.Зайцев, А.Г.Грановский, Г.В.Зеленщиков, М.М.Рышков* Строение и геодинамика докембрийских структур в зоне сочленения Воронежского кристаллического массива и Ростовского тектонического выступа // Доклады АН, 2003, т. 392, №1. С.81 -84.
5. *В.А.Лихачев, Г.А.Терентенко, А.В.Зайцев* Основные черты тектономагматического развития и перспективы рудоносности Ростовского выступа и южной части Донбасса //В сб. “Геологическое строение и разведка полезных ископаемых Ростовской области”, Ростов на Дону, изд. РГУ, 1979. С. 76-84.
6. *Ю.А.Волош, М.П.Антипов, Ю.Г Леонов, А.Ф Морозов, Ю.А Юров* Строение кряжа Карпинского // Геотектоника, 1999, №1. С. 28-43.

7. *Н.М Чернышов, В.М.Ненахов* // В сб.: Материалы Междунар. конф. «Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов». Воронеж, 2001. С. 18-21.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ МЕТАСОМАТИТОВ ВИНЧИНСКОЙ СТРУКТУРЫ (СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС, БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

Громов П.А.[а], **Проскурин Г.Ю.**[б]

[а] *Санкт-Петербургский Государственный Университет, С-Пб, Россия (grom-22@bk.ru)*
[б] *ФГУП «ВСЕГЕИ», С-Пб, Россия (georgiy.pr@rambler.ru)*

Введение

Винчинская структура является частью Северо-Карельского зеленокаменного пояса, который лежит в зоне сочленения Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса (рис. 1). Северо-Карельский зеленокаменный пояс сформировался в неоархее, в составе Карельской гранит-зеленокаменной области, но в палеопротерозое он вместе с Беломорским подвижным поясом претерпел наложенные структурно-метаморфические преобразования. [4]

Винчинская структура сложена породами неоархея, метаморфизованными в среднетемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений. P-T условия метаморфизма определены как 600-650°C и 7-8 кбар. Современные метаморфические ассоциации возникли здесь в ходе свекофеннского метаморфизма. [1]

Северная и северо-западная части Винчинской структуры сложены биотитовыми, гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми парагнейсами. В центральной и в юго-западной части структуры развиты биотитовые и гранат-биотит-роговообманковые гнейсы – метавулканиты андезит-дацит-риолитовой серии. На юге и востоке преобладают амфиболиты (метабазальты). По всей описанной территории развиты метаморфогенные (связанные со свекофеннским метаморфизмом) кислотные метасоматиты [2,3], располагающиеся неравномерно, в виде отдельных линз и полос, развиваясь, вероятно, по ослабленным зонам в метаморфическом субстрате. Кроме того, в разных местах метасоматические изменения шли с разной интенсивностью, в результате чего можно наблюдать метасоматическую зональность, от зон начальных изменений, через переходные, до тыловых зон глубокой переработки, представленных ставролитовыми и гранат-кианитовыми кварцитами, без следа метаморфического субстрата.

Для выяснения некоторых закономерностей строения метасоматической зональности Винчинской структуры, в первую очередь – структурного контроля метасоматитов, было предпринято детальное изучение небольшого (150x100 м) участка расположенного в пределах крупной зоны проявления метасоматитов на юге Винчинской структуры.



Рис. 1. Географическое положение и геологическая позиция Винчинской структуры

Винчинская структура обозначена кружком с крестом.

Изучение минерального состава метасоматической зональности

Вещественный состав метасоматической зональности был изучен исключительно на петрографическом уровне, на основании полевых наблюдений и описания шлифов, отобранных из

каждой разновидности пород. В результате анализа ареалов распространения отдельных минералов и ориентируясь на работы предшественников [2,3] была составлена метасоматическая колонка (табл. 1) и схема метасоматической зональности детального участка (рис. 2). Метаморфический субстрат (*зона 0*) в пределах исследуемой территории представлен гранатовыми амфиболитами и вероятно гранат-биотитовыми гнейсами, однако неизмененные гнейсы в пределах участка не встречаются, поэтому их присутствие указано только предположительно. Начало метасоматических изменений проявляется в появлении в породах субстрата крупных, насыщенных включениями кварца порфиробластов граната (Grt_2) и мелких зерен ставролита (St) и турмалина (Tur_1) (*зона 1*). С продолжением метасоматоза начинается перекристаллизация роговой обманки (Hbl_1–>Hbl_2) и плагиоклаза (Pl_1–>Pl_2), проявляющаяся в существенном увеличении размеров зерен, изменении их формы и насыщении включениями кварца (*зона 2*). Зона 3 характеризуется появлением кианита (Ky) и жедрита (Ged), а также перекристаллизацией турмалина (Tur_1–>Tur_2) и биотита (Bt_1–>Bt_2) выражающейся в укрупнении зерен. В зоне 4 исчезают роговая обманка, жедрит, плагиоклаз, и появляется мусковит (Ms). В процессе прогрессивного метасоматоза постоянно возрастает количество кварца (Qtz) и ставролита. В тыловой зоне метасоматической колонки исчезает биотит, и остаются преимущественно ставролитовые кварциты и мусковит-ставролитовые кварциты (*зона 5*).

Таблица 1. Метасоматическая колонка

№зоны	0	1	2	3	4	5
Обязательн. минералы	Hbl_1 Pl_1 Qtz Grt_1	Hbl_1 Pl_1 Qtz St Grt_2	Hbl_2 Pl_2 Qtz St Grt_2	Hbl_2 Pl_2 Qtz St Grt_2	Qtz St Grt_2	Qtz St Grt_2
Вариативные минералы	Bt_1	Bt_1 Tur_1	Bt_1 Tur_1	Bt_2 Tur_2 Ky Ged	Bt Tur Ky Ms	Ms

Вариативные минералы – встречающиеся в соответствующей зоне не повсеместно.

Структурный контроль метасоматитов

В пределах всей Винчинской структуры метасоматиты развиты крайне неравномерно, как в смысле своей локализации, так и в смысле пространственного строения метасоматической зональности, то есть расположения зон, их размеров, плавности переходов между ними. Поэтому возникает предположение, что развитие метасоматитов контролируется размещением в исходных метаморфических породах неких локальных ослабленных зон тектонической природы, хорошо проводящих флюиды.

В связи с этим, возникла задача изучить зоны тектонических нарушений Винчинской структуры, и проследить их возможную связь с локализацией метасоматитов.

По нашим наблюдениям, для Винчинской структуры характерны крутопадающие (углы падения в среднем 70°) сдвиги, образующие сдвиговые зоны. В пределах детального участка, как и для всей Винчинской структуры, сдвиговый характер деформаций подтверждается многочисленными наблюдениями кинематических индикаторов (S- и Z-образные складки, порфиробласты граната спирального строения или с закрученными кварцевыми «хвостами»), которые встречаются и в масштабах обнажения, и в масштабах шлифа.

В связи с небольшими размерами исследуемого участка, в его пределах не выделяются отдельные сдвиговые зоны, а вся его западная часть относится, вероятно, к такой зоне, и в масштабах участка деформацию там можно считать проникающей, а метасоматоз (как явление, без рассмотрения интенсивности) – сплошным. Поэтому для детального участка имеет смысл рассматривать общую флюидопроницаемость деформационного генезиса, и расчленять слагающие его породы по ее интенсивности.

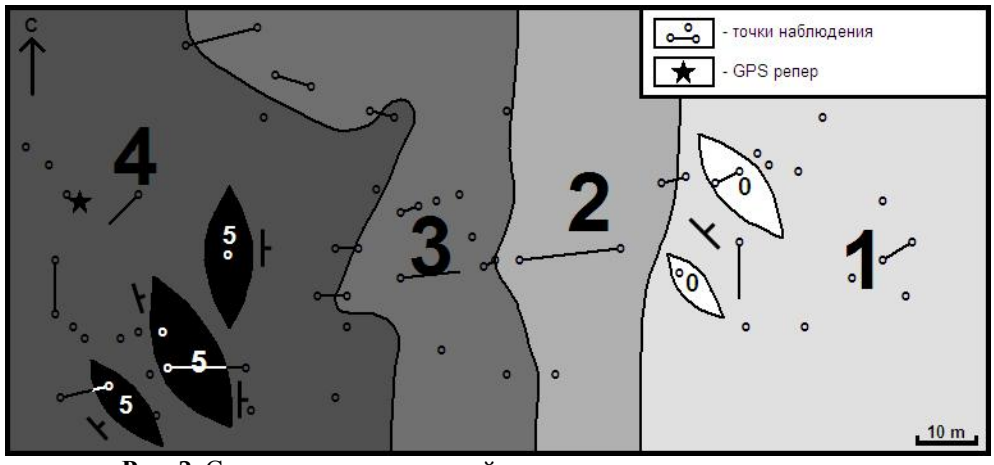


Рис. 2. Схема метасоматической зональности детального участка.
Координаты реперной GPS точки: N: 66°20,774' ; E: 32°08,061' («Пулково1942»)

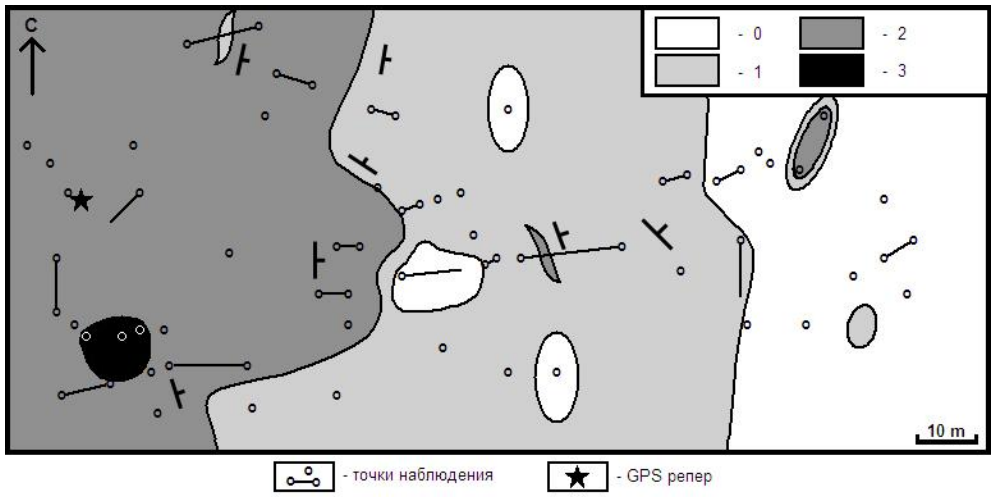


Рис. 3. Схема степени деформированности метаморфических парагенезисов пород детального участка.
Цифры в легенде – степень интенсивности деформации.

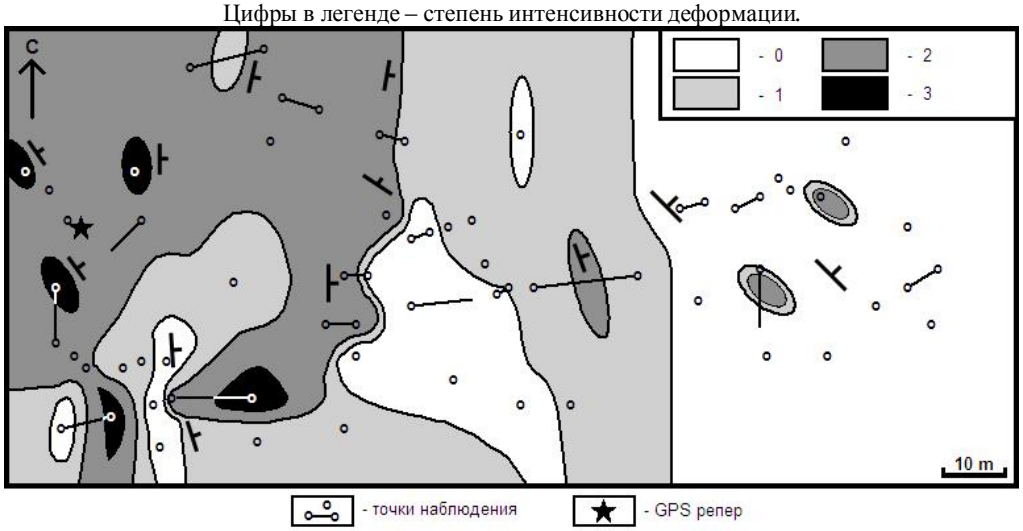


Рис. 4. Схема степени деформированности метасоматитов детального участка.

Поскольку интенсивность метасоматоза напрямую зависит от объема флюида проникшего в данную породу, то, соответственно, полученная степень метасоматических изменений (№ зоны), теоретически должна отражать флюидопроницаемость породы на момент начала метасоматоза.

Таким образом, для исследуемого участка речь идет не о контроле локализации метасоматитов в целом, а о возможной связи интенсивности метасоматоза, с интенсивностью деформации.

Также, очень большую роль здесь играет продолжительность деформационных процессов. В случае если порода деформирована до начала метасоматоза без продолжения тектонических движений во время его, интенсивный инфильтрационный метасоматоз будет идти только около каналов внедрения, а остальной объем породы метасоматизирован не будет. Метасоматозу также препятствует блокировка существующих каналов новокристаллизующимися минералами. Поэтому, для достижения высокой степени метасоматической переработки, необходимы синметасоматические тектонические движения, которые будут создавать все новые ослабленные зоны.

Кроме того, полевые и микроскопические наблюдения показали, что в пределах детального участка встречаются как недеформированные, так и существенно деформированные метасоматиты, а значит, иногда деформация заканчивалась до конца метасоматоза, а иногда – после.

В связи со сложностью данной ситуации, исследуемая территория расчленялась по интенсивности деформации (отдельно для метасоматитов, отдельно для метаморфического субстрата), чтобы проследить соотношения интенсивности деформации и метасоматоза. Для этого была выработана относительная система определения интенсивности деформации основывающаяся на полуколичественной оценке наблюдений структурных особенностей минералов в шлифах. Таким образом, было выделено четыре класса деформированности, по критериям указанным в таблице 2.

Все полученные данные были вынесены на две схемы – отдельно для метаморфических парагенезисов, отдельно для метасоматических. Схемы составлены путем формального (но с учетом элементов залегания) построения изолиний интенсивности деформации между точками наблюдения, для которых получены ее усредненные оценки.

Схема деформированности метаморфического субстрата (рис. 3) имеет довольно простое строение: на востоке находится меридиональная область преимущественного отсутствия деформации, в центре интенсивность деформации составляет 1 по описанной выше шкале, а в западной части возрастает до 2. Таким образом, эта схема хорошо коррелируется с схемой метасоматической зональности. Из этого следует, что интенсивность метасоматоза действительно контролируется исходной тектонической проработкой пород метаморфического субстрата, обуславливающей их первичную флюидопроницаемость.

Таблица 2. Критерии определения степени деформированности породы

Типы микроструктурных критериев	Класс деформированности			
	0	**1**	**2**	**3**
Качество ориентировки слюд (биотита и мусковита)	нет	плохо	средне	хорошо
Интенсивность дислокационных эффектов в кварце	нет	слабо	сильно	сильно
Удлиненность зерен кварца	нет	нет	нет	есть
Качество ориентировки крупных порфиробластов (St, Ky)	нет	нет	плохо	средне
Наличие микро-складочек и кинематических индикаторов	нет	нет	нет	есть
Наличие трещинноватости и дробления	нет	нет	нет	есть

Схема интенсивности деформации метасоматитов (рис. 4) проявляет более сложное строение, чем предыдущая схема, но, в целом, она сходна с ней. На востоке располагается область отсутствия деформации, в центре, в среднем, интенсивность деформации равна 1, а на западе доминирует интенсивность деформации 2, с пятнами сильно деформированных пород (интенсивность – 3). Участки недеформированных пород, встречающиеся в центральной и западной части участка, объясняются посткинематическим внедрением метасоматического флюида, маскирующим следы деформации. Таким образом, эта схема также хорошо коррелируется со схемой метасоматической зональности, что подтверждает предположение о влиянии продолжающейся во время метасоматоза деформации на его интенсивность.

Выводы и заключение

На исследуемом участке выделена метасоматическая зональность, принципиально не противоречащая схемам других исследователей [2,3].

Проведенные структурные исследования, показали четкую корреляцию между интенсивностью деформации и метасоматоза, что подтверждает предположение о контроле локализации и интенсивности метасоматоза исходными, предметасоматическими тектоническими нарушениями и синметасоматическими деформациями.

Закономерности установленные в данной работе для небольшого участка в дальнейшем могут быть использованы для уточнения геологического строения Винчинской структуры и других районов, с проявлениями сходных метасоматитов.

Литература

1. *Азимов П.Я., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А.* Условия и возраст метаморфизма и метасоматоза в Винчинской структуре Северо-Карельского зеленокаменного пояса (зона сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона) // “Магматизм и метаморфизм в истории Земли”, Т. 1. Материалы XI Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН. 2010. С.34-35.
2. *Бушмин С.А., Азимов П.Я., Лебедева Ю.М., Морозов М.В.* Минеральная зональность метасоматических пород в метаморфическом комплексе амфиболитовой фации высоких давлений (Винчинская структура, западный фланг Беломорского подвижного пояса) // “Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения”: тезисы докладов. Петрозаводск, 2005. С.125-129.
3. *Кулешевич Л.В.* Метасоматические образования горы Винга // Вопросы геологии, магматизма и метаморфизма докембрия Карелии: Опер.-информ. матер. Петрозаводск, 1994. С.55-59.
4. *Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А.* Беломорский подвижный пояс. // Ранний докембрий Балтийского щита / [отв. Ред. чл.-кор. РАН В.А. Глебовицкий] ;С-Пб, Наука, 2005, С.176–201.

ХАРАКТЕРИСТИКА СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ НА ОСНОВЕ ТРЕХМЕРНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Грохотов Е.И., Крыкова Т.Н., Мартынов Э.А., Родина Т.В.

ФГУП «Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт» (ВНИГРИ), г. Санкт-Петербург, Россия (eugenii@rambler.ru)

Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция, обладающая значительными сырьевыми ресурсами нефти и газа, является главным добывающим регионом на Северо-Западе России. Данная территория, расположенная в пределах двух субъектов Российской Федерации Северо-Западного Федерального округа – Республики Коми и Ненецкого автономного округа, определена в стратегических документах как регион развития и наращивания добычи углеводородов в период до 2020 и на последующие годы. Здесь осуществляется весь комплекс работ – поиски, разведка, разработка, переработка и транспортировка нефти и газа, определяющих содержание нефтегазового сектора экономики.

До недавнего времени изучение природных резервуаров сводилось к устоявшемуся за многие десятилетия приему, связанному с исследованием фильтрационно-емкостных свойств пород по керну и каротажу и с последующим построением структурных карт коллекторов и покрышек по этим данным. С появлением на рынке огромного количества программных продуктов, позволяющих собрать весь комплекс имеющейся геологической информации в единую интерактивную базу, возможности изучения природных резервуаров в значительной степени повысились. Это связано в первую очередь с тем, что с помощью предлагаемых программных продуктов можно провести анализ пространственного распределения физико-геологических параметров резервуара и оценить его качественные и количественные характеристики и, кроме того, визуализировать изучаемый природный резервуар в формате 3D.

Начальный этап создания геологической модели заключался в построении структурных поверхностей и карт эффективных и нефтенасыщенных толщин. Основу структурной модели составляли точки пластопересечений со скважинами, контрольные точки толщин и результаты интерпретации сейсморазведки 2D и 3D. По результатам бурения поисково-разведочных скважин, с учетом сейсмических данных и использования алгоритмов двумерной интерполяции были построены карты структурных поверхностей кровли и подошвы моделируемых пластов месторождений. (рис.1).

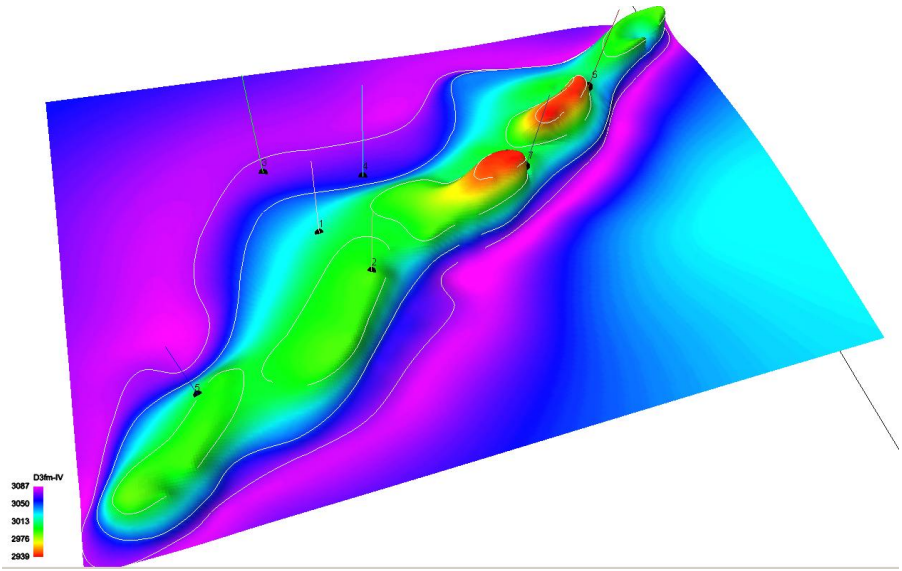


Рис.1. Структурная поверхность по кровле проницаемых карбонатов пласта D_3fm-IV Висового месторождения.

Для каждой залежи была построена своя поверхность водонефтяного контакта. При определении поверхности контакта использовались данные интерпретации ГИС и результаты опробования. По линиям пересечения этих поверхностей (структурной и поверхности ВНК) были нанесены контура нефтеносности.

В основу создания литологических и петрофизических моделей залежей месторождений были положены результаты обработки ГИС по скважинам с выделенными эффективными толщинами и поинтервальными параметрами (пористость, проницаемость, начальная нефтенасыщенность). Объемное распределение коллекторов моделируемых пластов строилось детерминистическим методом с применением элементов стохастического моделирования. Дополнительно при распределении проницаемых пород в межскважинном пространстве использовались трендовые поверхности распределения эффективных толщин и карты песчанистости (отношение эффективной толщины к общей толщине продуктивной пачки), построенные в процессе моделирования на основании скважинных данных и результатов обработки данных сейсморазведки 2D.

На этапе петрофизического моделирования осуществлялась трехмерная интерполяция фильтрационно-емкостных параметров коллекторов и характера их насыщения. Были построены карты пористости, песчанистости, проницаемости и нефтенасыщенности.

Сложнопостроенные природные резервуары Тимано-Печорской провинции (ТПП) были изучены с помощью современных программных комплексов на основе следующих месторождений: Коровинское газоконденсатное месторождение, Ванейвисское нефтегазоконденсатное месторождение, нефтяное месторождение им. А.Титова, нефтяное месторождение им. Р.Требса и группа месторождений, приуроченных к Центрально-Хорейверской зоне поднятий (ЦХП) (рис. 2).

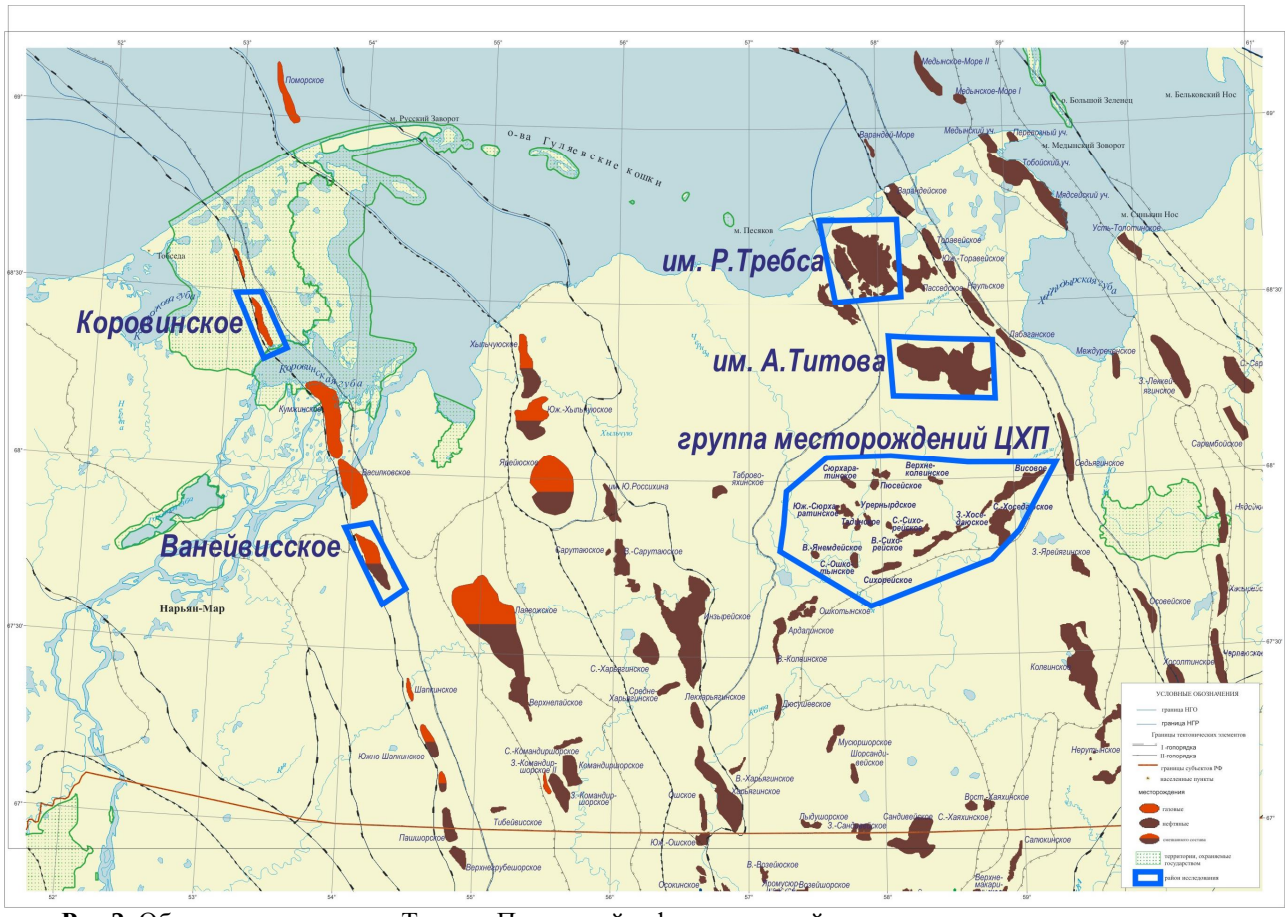
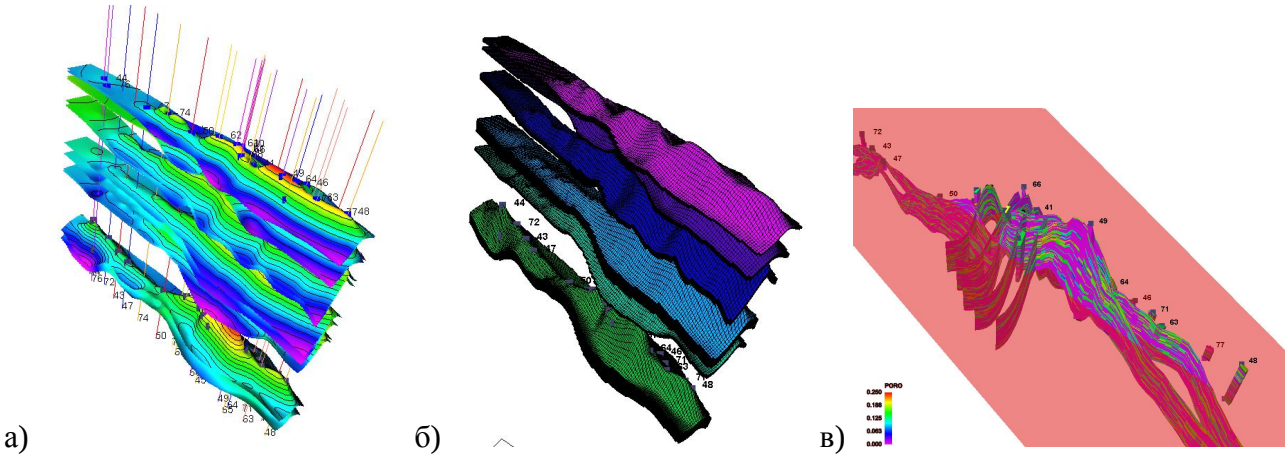


Рис.2. Обзорная карта севера Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.

Геологическая модель Коровинского месторождения была построена совместно с компанией ЗАО “СН-Инвест” в рамках выполненной работы для участия в конкурсе на право пользования Коровинским участком недр(рис.3). На месторождении выделяются 7 объектов разработки: P_1a+s+C_3 южный купол, P_1a+s+C_3 северный купол, $P_1к$, P_2u , P_2t южный купол, P_{2t} северный купол, T_1- б+ T_1 в. Коллектором залежей P_1a+s+C_3 служит мощная толща ассельско-сакмарского и верхнекаменноугольного возраста. Литологический состав коллектора — карбонатный, тип коллектора каверно-поровый. Тип резервуара — массивный. Залежь $P_1к$ кунгурского яруса нижней перми, также как и залежь P_2u уфимского яруса верхней перми, пластовая, сводовая, литологически ограниченная. В отложениях татарского яруса верхней перми выделяются две залежи - P_2t южный купол и P_2t северный купол. Залежи пластовые, сводовые, литологически ограниченные. Литологический состав коллектора всех четырех залежей — терригенный, тип коллектора поровый, тип резервуара — пластовый. Залежи нижнего триаса T_1-б и T_1-в планируется разрабатывать совместно как возвратный объект.



а) б) в)

Рис. 3. Структурные поверхности (а, б) и куб пористости (в) Коровинского месторождения

В нефтегазоносном отношении Ванейвисское нефтегазоконденсатное месторождение входит в Шапкина-Юрьяхинский нефтегазоносный район Печоро-Колвинской нефтегазоносной области. Месторождение имеет одну залежь в карбонатах средневизейско-нижнепермского НГК (рис.4). В этом комплексе на Госбалансе числится одна газоконденсатная залежь и одна подгазовая залежь (нефтяная подушка). Средне-верхнекаменноугольная газоконденсатная залежь (C_2+C_3) массивная, сводовая, литологически ограниченная высотой 267 м. Коллекторами являются известняки, покрышкой – глинисто-карбонатная толща нижней перми.

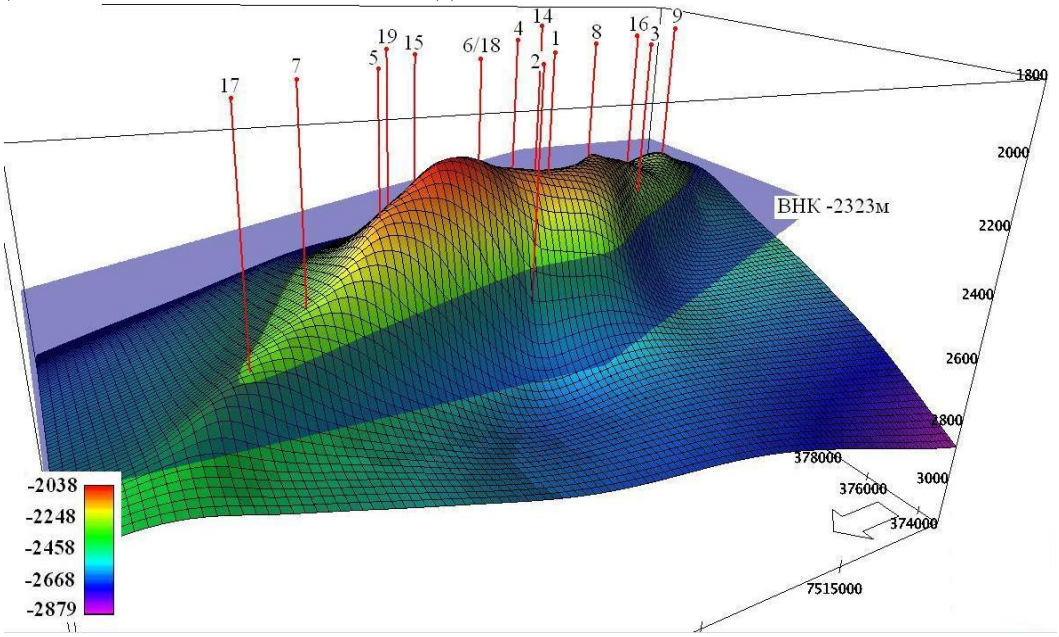


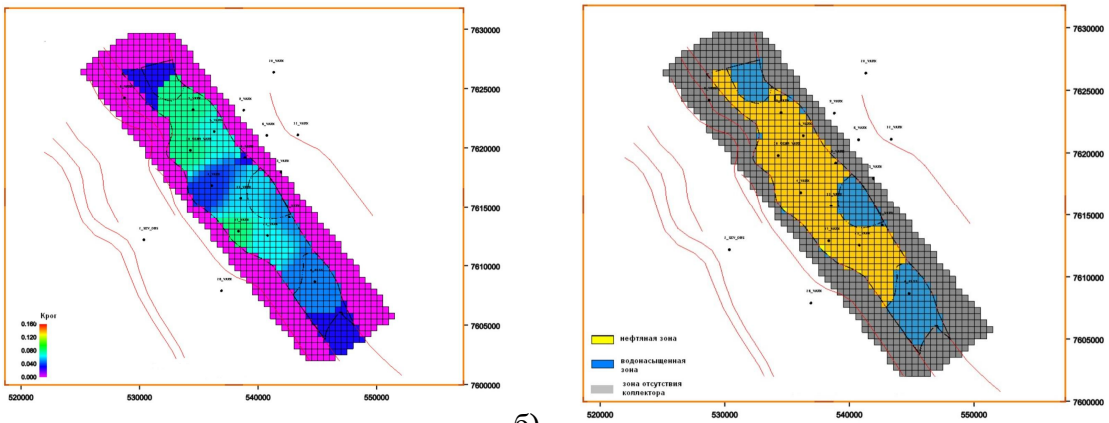
Рис.4. Трехмерная модель Ванейвисского месторождения с выделением поверхности ВНК

Лицензионный участок, включающий месторождения им. Р.Требса и им. А.Титова, расположен в северной части Колвависовского нефтегазоносного района (НГР) Хорейверской нефтегазоносной области (НГО).

Месторождение им. А.Титова содержит три залежи нефти, которые относятся к нижнедевонским отложениям. ***Залежь D_1-I*** приурочена к наиболее глубоко залегающему пласту продуктивных нижнедевонских отложений. Залежь пластовая, стратиграфически экранированная с трещинно-каверновым типом коллектора, который сложен слабоизвестковистыми реликтово-органогенными доломитами. ***Залежь D_1-II*** приурочена к восточной

части Оленьей структуры (западная граница пачки сдвигается на северо-восток по сравнению с пластом залежи D_1-I) и является пластовой, стратиграфически и литологически экранированной. Вмещающие отложения представлены вторичными доломитами тонкозернистыми, глинистыми с единичными остатками органических обломков, трещиноватыми, прослоями кавернозными. ***Залежь D_1-III*** является пластовой, стратиграфически и литологически ограниченной. Вмещающие отложения представлены плотными разностями вторичных перекристаллизованных органогенно-детритовых доломитов. Ловушка, с которой связана залежь нефти, характеризуется ограниченным распространением по площади, имеет северо-восточное простирание и на юго-западе экранируется поверхностью стратиграфического несогласия.

За период проведения поисково-разведочных работ в разрезе месторождения им. Р.Требса установлено несколько стратиграфических уровней нефтегазоносности и открыто 12 залежей нефти, среди которых залежь, приуроченная к пласту доломитов, который прослеживается в кровельной части отложений верхнего силура. Залежь пластовая, стратиграфически и тектонически экранированная, открыта в Центральном и Западном блоке месторождения. ***Залежь D_1-I*** открыта в пределах Центрального и Западного блоков месторождения. Залежь пластовая, стратиграфически и тектонически экранированная, наиболее крупная по запасам на месторождении ***Залежь D_1-II*** приурочена к пласту карбонатов, представленному в основном вторичными доломитами и реже доломитизированными известняками. Залежь по типу пластовая, сводовая, тектонически ограниченная с севера, северо-востока и юго-запада. В результате создания трехмерной геологической модели были получены кубы распределения параметра пористости и коэффициента нефтенасыщенности (рис.5). Продуктивный пласт ***залежи D_3dm*** приурочен к карбонатным отложениям доманикового горизонта верхнего девона. ***Залежи нефти в рифогенных известняках верхнего девона D_3src (I-V)*** приурочены к кровле сложно построенных рифогенных образований, различных по типу. Две залежи – пластовые, остальные – массивные. Коллектор представлен известняками светло-серыми, белесыми, с



а) б)

Рис. 5. а) Распределение параметра пористости по пласту D_1-II месторождения им. Р.Требса; б) Распределение параметра начальной нефтенасыщенности по пласту D_1-II месторождения им. Р.Требса

коричневато-черными пятнами за счет пропитки нефтью, скрыто-зернистыми, в основном пористыми, участками плотными, крепкими, массивными. Наблюдаются тонкие субвертикальные трещины, встречаются каверны.

В пределах ЦХП разведано и подготовленно к разработке 14 месторождений со значительными

запасами нефти. Это Северо-Хоседаюское, Висовое, Верхнеколвинское, Западно-Хоседаюское, Сихорейское, Восточно-Сихорейское, Северо-Сихорейское, Северо-Ошкотынское, Сюрхаратинское, Тэдинское, Пюсейское, Южно-Сюрхаратинское, Урернырдское и Восточно-Янемдейское нефтяные месторождения.

Залежи нефти во всех месторождениях приурочены к органогенным постройкам (рифам) главным образом верхнефраского и фаменского ярусов (задонский горизонт), отражающих протяженную (более 100км) зону нефтенакопления (рис.1) [2]. Ввод в освоение указанных месторождений, природные резервуары которых отличаются сложным (прерывистым) распространением, потребует создания и реализации современных технологий для их картирования. Одна из них связана с построением цифровых геологических моделей. Разведка месторождений с залежами нефти в рифогенных комплексах имеет свою специфику и требует нестандартных решений. Это в первую очередь связано со сложностью строения природных резервуаров, высокой неоднородностью их распространения и структуры порового пространства. В этих условиях возрастает значение комплексной интерпретации данных сейсморазведки 3D, ГИС, изучения керна. Именно такой подход позволяет выявить в рифовой постройке лито-фациальные зоны, контролирующие распространение резервуаров, различных по своим фильтрационно-емкостным свойствам (ФЕС), по площади и разрезу [1].

В результате построения трехмерных геологических моделей по месторождениям северной части Тимано-Печорской провинции удалось уточнить геологическое строение природных резервуаров, провести прогноз пространственного распределения физико-геологических параметров каждой отдельно взятой залежи и оценить их качественные и количественные характеристики, отразить неоднородность строения продуктивных толщ, достоверно спрогнозировать выработку запасов углеводородов и движение флюидов по продуктивной толще. В результате исследования верхнедевонских рифогенных объектов в ТПП следует отметить, что коллекторы с наиболее высокими ФЕС приурочены не к ядерной части (рифовое плато) органогенной постройки, а смещены к предрифовому склону, что существенно влияет на построение сетки эксплуатационных скважин, а также параметры освоения. Кроме того, построенные геологические модели являются интегрированной и интерактивной базой геолого-геофизической информации, отражающей степень геологической изученности месторождений. Такие модели могут служить основой для принятия решений по проектированию дальнейших мероприятий на месторождениях. В конечном итоге, создание адекватной модели, учитывающей разнородность свойств коллекторов в разных частях залежи, позволяет за счет неравномерной сетки скважин вести более эффективно освоение, что имеет практическое значение для экономики проекта в условиях невысоких цен на нефть на мировом рынке и снижения инвестиционного интереса компаний к мелким и средним по запасам объектам.

Литература

1. Сергеев А.Е. Обоснование методов ускоренной разведки на основе литолого-фациального подхода в изучении продуктивных горизонтов, приуроченных к органогенным постройкам Тимано-Печорской провинции. // Диссертация на соиск. ученой степени канд. геол.-мин. наук по спец. 25.00.12 – геология, поиски и разведка горючих ископаемых. Москва, 2007. – 109с.
2. Составление справочника-каталога месторождений нефти и газа на территории Ненецкого автономного округа // С.А. Данилевский Ухта, 2004.
3. Закревский К.Е. “Геологическое 3D моделирование”. М.:ООО «ИПЦ «Маска», 2009-376 с.

НОВЕЙШАЯ АКТИВИЗАЦИЯ РАЗЛОМОВБЕЛОРУССКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Губин В.Н.

Белорусский Государственный Университет, Минск, Республика Беларусь
(vngubin@mail.ru)

Введение

Белорусская антеклиза – крупнейшая положительная структура запада Восточно-Европейской платформы. Она занимает значительную территорию центральной и западной Беларуси и прилегающих регионов Польши, Литвы и Латвии. Отличительной чертой этой тектонической области является относительно неглубокое залегание кристаллического фундамента в пределах наиболее приподнятой ее части – Центрально-Белорусского массива. Изучение новейшей активизации разломов консолидированной земной коры и платформенного чехла антеклизы имеет теоретико-методическое и практическое значение в связи с неогеодинамическими реконструкциями платформенных бассейнов, прогнозированием месторождений полезных ископаемых и решением эколого-геологических проблем.

Космогеологические критерии новейшей активизации разломов

Активные в новейшее (позднеолиго-цен-четвертичное) время разломы консолидированной и осадочной части земной коры находят отражение в верхних горизонтах платформенного чехла в виде смещений стратифицированных горных пород и систем трещин, а на поверхности Земли такие зоны выражаются линейными формами рельефа и иными компонентами ландшафта, или линеаментами. В общем цикле изучения активных разломов Белорусской антеклизы важную роль играют космогеологические методы, позволяющие на основе комплексной интерпретации материалов дистанционного зондирования Земли из космоса и геолого-геофизических данных выявить закономерности дизъюнктивной неотектоники. Высокой тектонической информативностью отличаются космические снимки (КС) локального и детального уровней оптической генерализации, полученные оптико-электронными системами в спектральных диапазонах 0,7 – 0,8 и 0,8 – 1,1 мкм. Пространственное разрешение подобных космоизображений составляет от 15 – 30 м до нескольких метров. Технологическая схема космогеологического изучения новейших активных разломов объединяет следущие основные стадии: 1- компьютерная обработка КС и визуальное дешифрирование (структурное, геоиндикационное) космоизображений земной поверхности; 2- выяснение геологической природы линеаментов, их взаимосвязей с разломами земной коры путем комплексного анализа результатов дешифрирования КС и геолого-геофизических данных.

Ведущими показателями новейшей активизации дизъюнктивной тектоники Белорусской антеклизы на КС являются гидрографические индикаторы, объединяющие элементы строения естественных водных объектов, активно реагирующих на характер неогеодинамического режима. Системы рек и озер закладывались и формировались в ослабленных тектонических зонах платформенного чехла, что предопределило прямолинейную ориентировку отрезков гидросети. С простиранием активных дизъюнктивов увязывается также распределение речных палеодолин, поскольку неотектонические процессы контролировали положение и глубинную эрозию древних русел, условия заполнения долин осадочными толщами. Дешифрируемые на КС погребенные речные долины неогенового возраста нередко трассируются вдоль основных региональных разломов.

Важнейшими индикаторами активных разломов Белорусской антеклизы являются гляцигенные дислокации верхней части платформенного чехла складчато-чешуйча-

того типа и ледниковые ложбины. Развитие плейстоценовых оледенений контролировалась неотектоническим структурным планом региона и образованные ледником гляциодислокации сконцентрировались в пределах разломов (Северо-Припятского, Ляховичского и др.), испытавших позднеолигоцен-четвертичную активизацию. Складчато-чешуйчатые дислокации уверенно диагностируются по дугообразному параллельно-полосчатому рисунку космоизображения. В этом случае деформированные горные породы кембрий-четвертичного возраста выходят на земную поверхность или могут быть перекрыты покровными образованиями малой мощности. Индикаторами проявлений разрывных нарушений служат также ложбины ледникового выпахивания и размыва, представляющие собой системы полупогребенных отрицательных форм дочетвертичного рельефа, или «мегаложбины», дешифрирумые на КС.

Выяснение геологической природы выделенных на КС систем линеаментов – индикаторов разрывных дислокаций платформенного чехла и кристаллического фундамента осуществляется путем комплексного анализа геолого-геофизических и геодезических материалов. Картографические модели тектонического и геологического содержания, позволяют определить пространственное распределение активных разломов, их проявление в различных горизонтах платформенного чехла, а также изменение мощности основных структурных подразделений в различных частях дешифрируемых линейных структур и за их пределами. В качестве геологических признаков разломов рассматриваются: сгущение изолиний по поверхности кристаллического фундамента и маркирующим горизонтам чехла; системы коленообразных изгибов изолиний по указанным горизонтам; приуроченность к зонам разломов участков с аномальными мощностями осадочных образований.

Важная роль в установлении положения разломов принадлежит геофизическим методам. Еще в начале 60-х годов прошлого века В.Е. Хаин[4] подчеркивал особое значение гравитационных ступеней в качестве признаков глубинных разломов. При комплексной интерпретации данных дешифрирования особое внимание уделяется анализу геофизических (магнитных, гравитационных и сейсмических) материалов. В частности, вдоль зон разломов отмечается смена структуры и интенсивности простирания магнитных и гравитационных аномалий. Обращается внимание на приуроченность линеаментов к четким протяженным зонам градиентов, к осям линейных аномалий, резким закономерным сдвигам осей локальных аномалий, к небольшим изменениям физических полей и т.п., что позволяет отождествить подобные формы с разрывными дислокациями. Материалы сейсморазведки совместно с геолого-геофизическими разрезами помогают классифицировать дешифрируемые объекты по глубине заложения, выделить мантийные и коровые (структурообразущие, локальные) разломы, определить их кинематику.

Выявленные по КС разрывные нарушения интерпретируются совместно с материалами повторного высокоточного нивелирования вдоль определенных направлений (профилей). Активные зоны разломов отличаются высокими градиентами современных вертикальных движений земной коры. Ширина таких зон вкрест простирания разрывов измеряется от нескольких сотен метров до первых километров. В их пределах происходят скачкообразные изменения кривых, отражающих смещения земной поверхности. Эти явления интерпретируются как дифференцированные движения смежных блоков, разделенных разрывами. Скорости подобных перемещений составляют обычно от нескольких миллиметров до 2-3 см в год.

Системы новейших активных разломов Белорусской антеклизы

Белорусская антеклиза включает Центрально-Белорусский массив (с выходами пород кристаллического фундамента под четвертичные отложения) и отходящие от него погребенные выступы. Её платформенный чехол сложен

верхнепротерозойскими (рифейскими, вендскими), палеозойскими (кембрийскими, ордовикскими, силурийскими, девонскими) и мезо-кайнозойскими (юрскими, меловыми, палеогеновыми, четвертичными) отложениями. По времени формирования антеклиза является разновозрастной структурой, отдельные части которой образовывались начиная с рифея и до квартера включительно.Границы Белорусской антеклизы в одних случаях совпадают с разломами, в других – склоны антеклизы постепенно переходят в сопредельные отрицательные структуры. Разломные ограничения антеклиза имеет на границе с Подлясско-Брестской впадиной (Свислочский разлом), с Балтийской синеклизой (Сувалковский разлом), с Припятским прогибом (отрезки Ляховичского и Северо-Припятского разломов).

На основе космогеологических построений выяснены региональные закономерности тектонической делимости Белорусской антеклизы, проявленной на новейшем этапе развития земной коры. На КС наиболее отчетливо отражаются разломы консолидированного фундамента и платформенного чехла, образованные в условиях растяжения литосферного пространства. Повышенной трещиноватостью и проницаемостью земной коры, активностью проявления неогеодинамических процессов отличаются участки пересечения разрывных нарушений – узловые структуры. Согласно существующей классификации дизъюнктивных структур [3], выявленные на КС системы активных разломов разделены на три основных класса: I) суперрегиональные разломы, ограничивающие либо секущие Белорусскую антеклизу, вытянутые на многие сотни километров; 2) региональные, ограничивающие или пересекающие Центрально-Белорусский массив и структуры антеклизы более низкого порядка (Воложинский грабен, Бобовнянский выступ и др.), протягивающиеся обычно на десятки и первые сотни километров и 3) локальные разломы небольшой протяженности (единицы – первые десятки километров), осложняющие отдельные тектонические структуры антеклизы.

Белорусскую антеклизу в субмеридиональном направлении пересекает суперрегиональный Балтийско-Украинский линеамент земной коры[1], отчетливо выраженный на КС и в геофизических полях по линии Барановичи-Кореличи-Воложин. Здесь он совпадает с системой полосовых гравитационных и магнитных аномалий и интенсивного магнитного минимума, охватывающего Бобовнянский выступ. В осевой части Барановичского гравитационного минимума суперлинеаменту соответствуют протяженные выдержанные зоны высоких горизонтальных градиентов гравитационного и магнитных полей. Балтийско-Украинский линеамент земной коры является структурой древнего заложения и в целом совпадает с положением Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса в кристаллическом фундаменте. В пределах Центрально-Белорусского массива суперлинеамент выражен серией разломов платформенного чехла и консолидированной части земной коры.

Путем комплексирования космогеологических и геолого-геофизических методов наиболее полно изучены региональные разломы Белорусской антеклизы. Разрывные нарушения этой группы дизъюнктивов проявляются в структуре кристаллического фундамента и платформенного чехла. В пределах Центрально-Белорусского массива региональные разломы субмеридионального направления ограничивают тектонические зоны кристаллического фундамента (Слонимско-Новогрудскую, Дятловскую, Барановичско-Кореличскую, Каролинскую, Старицкую и др.), заложенные вдоль мантийных разломов и игравших ведущую рудоконтролирующую роль. Среди активных дизъюнктивов консолидированного фундамента выделяется Минский региональный разлом. Он пересекает диагонально Бобовнянский выступ антеклизы и выражен на КС системой линеаментов шириной 0,5-1,5 км. По материалам геофизических съемок этот

разлом фиксируется высокоградиентной зоной силы тяжести, локальными аномалиями и изменениями характера магнитного поля. В структуре кристаллического фундамента он разделяет верхнеархейские грабен-синклинали от нижнеархейского купола и выражается дайками диабазов, трещинными интрузиями гранитов, распространением локальных кварц-полевошпатовых метасоматитов и проявлением радиогенных газов. Это позволяет отнести дешифрируемый региональный разлом к дизъюнктивным структурам доплатформенного этапа заложения. Более поздние тектонические движения, синхронные с образованием нарушений платформенного чехла, сособствовали формированию вдоль Минского разлома поперечных сдвиговых деформаций, отразившихся также в рельефе земной поверхности и на КС.

К региональным дизъюнктивам относится Налибокский разлом, отделяющий Центрально-Белорусский массив от Воложинского грабена. Линейная структура дешифрируется на КС локального уровня оптической генерализации зоной эшелонированных ландшафтных аномалий шириной 2-4 км, трассирующихся по азимуту 315º на расстояние около 140 км. Неотектонические движения вдоль зоны разлома повлияли на формирование долины реки Неман (в верхнем течении) и прилегающей к ней Верхне-Неманской озерно-аллювиальной низины. Дизъюнктив прослеживается в породах консолидированного фундамента, верхнепротерозойских, меловых, палеогеновых и плиоцен-четвертичных отложениях. Представляет собой сброс с максимальной вертикальной амплитудой смещения по поверхности фундамента около 250 м.

Ляховичский и Свислочский региональные разломы, ограничивающие Белорусскую антеклизу с юга, выражены на КС спрямленными отрезками (до 5-6 км) долин рек Щара и Лань, сменой холмистого моренного рельефа плоскими водно-ледниковыми и озерно-аллювиальными низинами. В физических полях зоны разломов подчеркиваются горизонтальным смещением оси Ружанской положительной гравитационной аномалии. Примерно к тем же участкам приурочены резкие отклонения осей аномалий и высокие градиенты магнитного поля. По простиранию дизъюнктивных структур отмечаются коленообразные изгибы изогипс поверхности кристаллического фундамента, переуглубления в рельефе меловых отложений и узкие зоны отсутствия пород сеноманского яруса.

На территории Белорусской антеклизы широко развиты локальные разломы земной коры, имеющие небольшую протяженность, диагональное и ортогональное простирание. В структуре кристаллического фундамента они тяготеют к зонам дорифейской тектоно-магматической активизации: Каролинской, Старицкой и др., установленным при глубинном геологическом картографировании Бобовнянского гранито-гнейсового купола. Здесь по комплексу космогеологических и геолого-геофизических данных выделены системы локальных разломов фундамента: Ушанский, Ланский, Квачевский и др. Отчетливо обнаруживается на КС Ушанский разлом в виде зоны линеаментов шириной 0,5-2 км, трассирующейся на расстояние в несколько десятков километров. Разлом проявляется в магнитном поле в виде изометричных аномалий, причиной которых служит одноименная дайка диабазов. Контакты тела дайки разрушены с образованием кор выветривания. По краям разлома вмещающие гранито-гнейсы метасоматически изменены в лейкократовые разновидности (кварц-полевошпатовые метасоматиты). В водах трещинных зон пород кристаллического фундамента установлена высокая концентрация радиогенных газов: радона и гелия. Сходные дешифровочные признаки и длину имеет Ланский локальный разлом, с которым связано развитие мощных линейных кор выветривания, а также лейкократовых гранито-гнейсов, формирование которых вызвано локальным кварц-полевошпатовым метасоматозом. В узле пересечения Ланского разлома с Несвижской зоной дробления воды кристаллического

фундамента характеризуются аномально высокими содержаниями урана и радия. Рассматриваемые локальные дизъюнктивы, объединяясь общностью простирания, развития метасоматических процессов, контролируют в фундаменте Белорусской антеклизы положение зон тектоно-магматической активизации. Установление подобных структур космогеологическими методами имеет практическое значение в прогнозно-металлогенических целях.

Важную роль в разломной тектонике Белорусской антеклизы сыграли ротационные геодинамические процессы, связанные с изменениями скорости вращения Земли на протяжении геологической истории. В результате ротогенеза в земной коре сформировались регматические системы трещин, по которым происходило структурообразование на различных этапах формирования и развития антеклизы. Широко представлена на территории Белорусской антеклизы система дислокаций с азимутами простираний 45–315º. Дизъюнктивы подобной ориентировки играли ведущую роль в геодинамической эволюции региона. По этому направлению активизировались тектонические процессы в раннем и позднем докембрии, а также на новейшем этапе. В пределах Центрально-Белорусского массива с направлением 45º согласуется простирание Минского регионального разлома, разделяющего блоки кристаллического фундамента. По азимуту 315º трассируется Налибокский, Неманский и Савонский разломы. Следует отметить, что ортогональная сеть дислокаций 45–315º является кардинальной для линейных структур ротационной природы в пределах Восточно-Европейской платформы [1,2].

В системе планетарных трещин 17–287º к азимуту 17º тяготеют глубинные дизъюнктивы в пределах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса кристаллического фундамента. Среди них выделяются Кореличский, Ивенецкий и другие разломы, ограничивающие глубоко погруженные тектонические блоки. Подобные дислокации группируются в единую разломную зону, выраженную на КС довольно протяженным фрагментом Балтийско-Украинского суперрегионального линеамента. Ротационные структуры направлений 0–270º контролировала развитие в раннем докембрии широтных дизъюнктивов, ограничивающих крупные тектонические блоки консолидированной части земной коры. С этой сетью связана разрядка более поздних тектонических напряжений, которые отразились в платформенном чехле изменением фаций и мощностей отложений, разрывными дислокациями.

Заключение

В результате комплексной интерпретации космогеологических и геолого-геофизических материалов выяснены закономерности пространственной дифференциации новейших активных разломов Белорусской антеклизы. Дизъюнктивные структуры консолидированной части земной коры и платформенного чехла суперрегионального, регионального и локального класса находят отражение на земной поверхности в виде систем линеаментов. Новейшие разломы являются как унаследованными дизъюнктивами, так и вновь образованными дислокациями в верхних горизонтах осадочного чехла. Разрывные нарушения рассматриваемого типа активизировались в позднеолигоцен-четвертичное время. В пределах антеклизы доминирует ортогональная сеть дислокаций 45–315º, проявившаяся на различных этапах развития земной коры под воздействием ротационно-планетарных процессов. Синтез установленных особенностей распределения новейших активных разломов Белорусской антеклизы позволяет создать многофункциональную неогеодинамическую основу для обоснования и ведения в этой тектонической области геологической съемки, прогнозно-минерагенических и эколого-геологических исследований.

Литература

1. *Губин В.Н., Ковалев А.А.* Космическая геология Беларуси. Мн.: Лазурак, 2008.120с.

2. *Каттерфельд Г.Н.* Планетарная трещиноватость и линеаменты // Геоморфология. 1984, № 3. С. 3-15.
3. Разломы земной коры Беларуси / Под ред. *Р.Е. Айзберга.* Мн.: Красико-Принт, 2007.372с.
4. *Хаин В.Е.* Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры // Известия высш. уч. завед. геол. и развед., 1963, №3. С.13-29.

О ВЗАИМОСВЯЗИ ГЕОМАГНИТНЫХ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В МЕЛОВОМ СУПЕРХРОНЕ НОРМАЛЬНОЙ ПОЛЯРНОСТИ (БАРРЕМ – КАМПАН)

Гужиков А.Ю.

Саратовский Государственный Университет имени Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия (aguzhikov@yandex.ru)

Введение

Анализу особенностей временного распределения геомагнитных инверсий и их взаимосвязей с событиями геологической истории посвящено большое количество отечественной и зарубежной литературы. За неимением возможности привести в ограниченной по объему публикации представительный библиографический список работ, автор вынужден ограничиться перечнем фамилий некоторых исследователей, занимавшихся в разные годы подобными проблемами: А.Н. Храмов, Д.М. Печерский, Э.А. Молостовский, А.Н. Диденко, В.П. Апарин, Е.Е. Милановский, В.Е. Хаин, Н.Л. Добрецов, В.Э. Павлов, А.Ю. Куражковский, R.L. Larson, P. Olson, W. Marzocci, F. Mulagria, P. Paruolo и другие.

Наиболее детально исследована корреляция изменений магнитополярного режима с геолого-геодинамическими процессами за последние 150-180 млн. лет, которые примерно соответствуют возрастному диапазону современной океанской коры. Океаны являются важным, а подчас и единственным, источником информации о многих геологических событиях, а в линейных магнитных аномалиях, согласно распространенной точке зрения, зафиксирована наиболее полная и достоверная запись последовательности геомагнитных инверсий.

Рядом исследователей на основе анализа магнитохронологических шкал [11] установлена корреляция частоты геомагнитных инверсий с различными геологическими событиями мезозоя–кайнозоя, которая нарушается в апте-кампане из-за практически монополярного режима этого интервала. Авторский макет магнитостратиграфической шкалы меловой системы [3] позволяет проследить подобную корреляцию и в апте–кампане, а также выявить новые геолого-геофизические взаимосвязи.

Современные представления о палеомагнитной структуре апта – кампана

В магнитохронологической шкале [11] апту - началу кампана соответствует так называемый меловой суперхрон нормальной полярности ("Меловая спокойная зона") – один из трех фанерозойских суперхронов, т. е. длительных периодов времени (порядка десятков миллионов лет), когда частота геомагнитных инверсий была минимальной. Доминирующая прямая полярность (N) между магнитными хронами противоположенного знака (R) CM0 (начало апта) и CM 33 (нижний кампан) осложнена всего тремя кратковременными R-интервалами обратной полярности в среднем апте, среднем и позднем альбе.

В Общей магнитостратиграфической шкале (ОМСШ) [5] аналогом мелового (~ 83-105 млн. лет), суперхрона является гиперзона Nr-Джалал (верхний баррем - кампан). Режим нормальной полярности между R-магнитозонами в подошве апта и нижнем кампане (аналогами хронов CM0 и CM 33) нарушается четырьмя субзонами обратной полярности: по одной в середине апта и в коньякском ярусе, двумя – в низах альба.

В новом варианте магнитостратиграфической шкалы [3] впервые нашли отражение сведения о неоднократных инверсиях в позднем апте, позднем альбе и среднем–позднем сеномане. Наличие этих инверсий

установлено в опорных разрезах мела Северного Кавказа, Копетдага, Туаркыра, Крыма, Русской плиты, Средиземноморья, Западной Европы и других регионов [1, 4, 8, 9, 13, 14 и др.]. В результате анализа палеомагнитных данных, как по разрезам континентов, так и по керну скважин глубоководного бурения, уточнены привязки новых и выделенных ранее в пределах «Меловой спокойной зоны» субхронов и субзон обратной полярности к детальным подразделениям общей стратиграфической шкалы и их стратиграфический объем. Подошва хрона обратной полярности С33 (аналог R-магнитозоны «Кульджинская») перенесена из низов кампана в основание верхнего сантона. Таким образом, в новой версии шкалы гиперзона Rn-Джалал сохранилась в верхнем барреме – нижнем сантоне, но имеет более сложную палеомагнитную структуру, по сравнению с традиционными представлениями о практически монополярной структуре мелового суперхрона. Последние, в свою очередь, базировались на результатах интерпретации материалов о линейных магнитных аномалиях (ЛМА) и магнитостратиграфических данных по карбонатным и флишевым формациям мела Северного Средиземноморья. Между тем ни ЛМА, ни палеомагнитные данные по средиземноморским разрезам не могут считаться достаточной базой для реконструкций полярности мелового геомагнитного поля по целому ряду причин:

- экспоненциальное уменьшение величины первичной термоостаточной намагниченности аномалеобразующих базальтов (J_{rt}) с увеличением возраста океанской коры и, напротив, возрастание по такому же закону химической намагниченности (J_{rc}) за счет гетерофазного окисления титаномагнетитов и их превращения в магнетит и ильменит, приводит к занижению амплитуд магнитных аномалий, вплоть до полного их исчезновения при противоположных направлениях J_{rt} и J_{rc}, и возникновения ложных аномалий;

- серпентинизированные перидодиты вносят значительный вклад в амплитуду магнитных аномалий, а в эпохи быстрого спрединга (к которой относится среднемеловое время [12]) проявлений серпентинизации меньше и, следовательно, интенсивность магнитных аномалий на соответствующих участках минимальна [7];

- разновозрастные противоположнонамагниченные базальты слоя 2а океанской коры могут перекрывать друг друга и, таким образом, искажать истинную картину об аномалийной последовательности;

- неучет возможных вариаций скоростей мезозойского спрединга может привести к существенным ошибкам в оценке временной продолжительности аномалийных подразделений;

- отсутствие представительных сведений о магнитных свойствах ультраосновных пород океанической коры не позволяет учесть их вклад в наблюдаемую картину линейных аномалий.

Перечисленные причины, безусловно, осложняют изучение всех ЛМА, однако достоверность выделения кайнозойских аномалий, в целом, гораздо выше, чем меловых, в частности потому, что первичные титаномагнетиты в базальтах слоя 2а еще не успели претерпеть значимых гетерофазных изменений. (Как известно, наиболее ярко выражены олигоценовые-четвертичные ЛМА в пределах срединно-океанских хребтов). Кроме того, материалы по кайнозойским аномалиям гораздо представительнее, в том числе и по причине того, что площадь распространения океанской коры юрско-мелового возраста невелика, по сравнению с более молодой и, следовательно, результаты интерпретации достовернее.

Что касается разрезов мела Северного Средиземноморья, то постулируемое положение об их исключительной стратиграфической полноте, на самом деле, является дискуссионным, а выводы о

первичности намагниченности, в ряде случаев, представляются недостаточно обоснованными. Дело в том, что средиземноморские разрезы расположены в зоне интенсивного тектонического сжатия, зачастую представлены чрезвычайно сильно дислоцированными толщами, в которых присутствует множество разрывных нарушений. Некоторые породы несут следы метаморфизации (мраморизованные известняки). Все эти факторы увеличивает вероятность в них регионального перемагничивания.

Уточненная палеомагнитная структура гиперзоны Джалал [3] базируется на магнитостратиграфических данных по разрезам, которые выглядят более предпочтительными объектами для магнитостратиграфических исследований, чем их возрастные аналоги в Средиземноморье по ряду параметров:

- меньшая степень дислоцированности и катагенетических изменений пород, что снижает вероятность их перемагничивания;
- разнообразие структурно-фациальных зон, в которых расположены исследуемые разрезы, дифференцированность последних по литологическим, гранулометрическим и др. признакам дает возможность убедиться в независимости палеомагнитной зональности от перечисленных факторов, что является веским аргументом в пользу того, что выделяемые магнитозоны отражают полярный режим древнего геомагнитного поля;
- высокая насыщенность остатками руководящей фауны и большая детальность аммонитовой шкалы, по сравнению с используемыми в Средиземноморье фораминиферовой и нанопланктонной, позволяют, во-первых, надежно обосновать стратиграфическую полноту разрезов, во-вторых, сопоставлять региональные палеомагнитные схемы при надежном палеонтологическом контроле.

Тем не менее, и в некоторых средиземноморским разрезах получены данные о наличие инверсий в пределах мелового суперхрона (например, в альбе разреза Contessa [14]), которые согласуются с новым вариантом магнитостратиграфической шкалы мела [3].

Корреляция геомагнитных и геолого-геодинамических событий мелового периода

Е.Е. Милановским [6] и рядом других исследователей установлена значимая корреляция эпох учащения геомагнитных инверсий с понижениями уровня Мирового океана и фазами складчатости в юре – кайнозое. Исключение из этого правила представлял интервал времени от конца апта до начала кампана, в течение которого имели место как эвстатические падения, так и фазы усиления деформаций сжатия, но практически отсутствовали обращения полярности, судя по магнитохронологической шкале [11], которая принципиально не изменилась за последние десятилетия. В то же время авторский макет магнитостратиграфической шкалы меловой системы [3] согласуется с моделью о сопряженности частоты инверсий, фаз складчатости и эвстатических минимумов, в том числе и в апте – кампане, за счет включения в нее R-магнитозон «Клюевская» (коньякский ярус), «Гатань» (нижний альб) из ОМСШ и неизвестных ранее инверсий на рубеже апта и альба, в позднем альбе, среднем – верхнем сеномане (рис. 1).

Океанские аноксические события (OAE) – типичные явления для середины мелового периода (апт-сантон). В более раннее время они редки, а после сантонского века неизвестны, вплоть до конца палеоцена. Приуроченность среднемеловых OAE к меловому суперхрону отмечалась и ранее, но при их сопоставлении с новым вариантом магнитостратиграфической шкалы мела [3] намечается еще одна особенность во взаимосвязи OAE и режимом полярности поля: все глобальные аноксические события внутри суперхрона тяготеют к интервалам обратной или

знакопеременной полярности [2]. Точная увязка ОАЕ стала возможной благодаря результатам комплексных (палеонтологических, палео- и петромагнитных, литолого-минералогических, геохимических) исследований опорных разрезов мела, на основе которых успешно были проведены детальные стратиграфические корреляции меловых отложений удаленных регионов [2].

Исчерпывающего объяснения сопряженности океанских аноксических событий и магнитополярного режима пока не существует. В этой связи можно отметить, что одним из факторов, стимулирующих возникновение ОАЕ, являются быстрые подъемы уровня Мирового океана, следующие вслед за кратковременными эвстатическими понижениями, с которыми, в свою очередь, коррелируют геомагнитные инверсии (рис. 1).

На совпадение мелового суперхрона с эпохой активизации суперплюмов, сформировавших крупнейшие базальтовые провинции, указывали различные исследователи, но механизм наблюдаемой связи оставался предметом дискуссий. Приуроченность проявлений траппового магматизма [10] в новом варианте шкалы к периодам «спокойного» поля, а не к эпохам учащения инверсий (рис. 1) свидетельствует в пользу точки зрения Е.Е. Милановского [6], согласно которой главной причиной интенсификации плюмов является напряженное состояние в мантии и коре Земли, возникающее вследствие пульсационных изменений объема ядра.

В заключении интересно заметить, что трехчленное подразделение меловой системы по палеомагнитному признаку (рис. 1): верхи гиперзоны NR-Гиссар (берриас - нижний баррем), гипервона Nr-Джалал (верхний баррем – нижний сантон) и низы гиперзоны Rn-Хорезм (верхний сантон-маастрихт) [3], в первом приближении сходно с трехчленным строением мела стратотипической области (Западная Европа): неоком, «средний мел» и сенон. Вероятно, это совпадение не случайно, так как все геологические и биотические перестройки, фиксирующие границы систем, отделов, ярусов являются следствием процессов, происходящих на границе ядра и мантии.

Литература

1. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Еремин В.Н. Био- и магнитостратиграфия альба в разрезе Акуша (Дагестан). Статья 2. Магнитостратиграфия // Бюлл.МОИП, отд. геол., 1997, т.72, вып.3. С.41-51.
2. Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю. О региональном отражении океанских аноксических событий (ОАЕ) в петромагнетизме меловых отложений и возможной связи ОАЕ с режимом геомагнитного поля // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Мат-лы международного семинара. Казань. Изд-во Казанского университета, 2004. С.289-294.
3. Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Фомин В.А. Магнитостратиграфическая шкала меловой системы: современное состояние, проблемы построения и перспективы развития // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Сб. науч. Трудов (под ред. Е.М.Первушова). Саратов: Изд-во Саратовского университета, 2007. С.69-86.
4. Гужиков А.Ю., Молостовский Э.А., Назаров Х. и др. Магнитостратиграфические данные по верхнему мелу Туаркыра (Туркменистан) и их значение для общей палеомагнитной шкалы // Физика Земли, 2003, №9. С.31-44.
5. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб: ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.
6. Милановский Е.Е. О корреляции фаз учащения инверсий геомагнитного поля, понижений уровня Мирового океана и фаз усиления деформаций сжатия земной коры в мезозое и кайнозое. - Геотектоника 1996. № 1. С. 3-11.
7. Природа магнитных аномалий и строение океанической коры (Под ред. А.М. Городницкого), М.: ВНИРО, 1996. 282 с.
8. Фомин В.А., Молостовский Э.А. Магнитостратиграфия сеноманских отложений Западного Туркменистана //

Бюлл. МОИП, отд. геол. 2001. Т.76. Вып. 4. С. 62-70.
9. Ямпольская О.Б., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. и др. Палеомагнитный разрез нижнего мела Юго-Западного Крыма // Вестник Московского Университета. Серия 4, Геология, 2006, №1. С.3-15.
10. Courtillot V.E., Renne P.R. On the ages of flood basalt events // C. R. Geoscience, 2003, V. 335, pp. 113–140.
11. Gradstein F.M., Ogg J.G., Kranendonk M. On the Geologic Time Scale 2008 // Newsletters on Stratigraphy, 2008, V.43, N1, pp. 5-13.
12. Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth Planet. Sci. Lett., 1991, V. 107, pp. 437-447.
13. Montgomery P., Hailwood E.A., Gale A.S., Burnett J.A. The Magnetostratigraphy of Coniacian-Late Campanian chalk sequences in southern England // Earth and Planet. Sci. Lett., 1998, V.156, pp.209-224.
14. Tarduno J.A., Lowrie W., Sliter W.V. et. al. Reversed Polarity Characteristic Magnetizations in the Albian Contessa Section, Umbrian Appennines, Italy: Implications for the Existence of a Mid-Cretaceous Mixed Polarity Interval // Journal of geophysical research, 1992, V.97, pp.241-271.

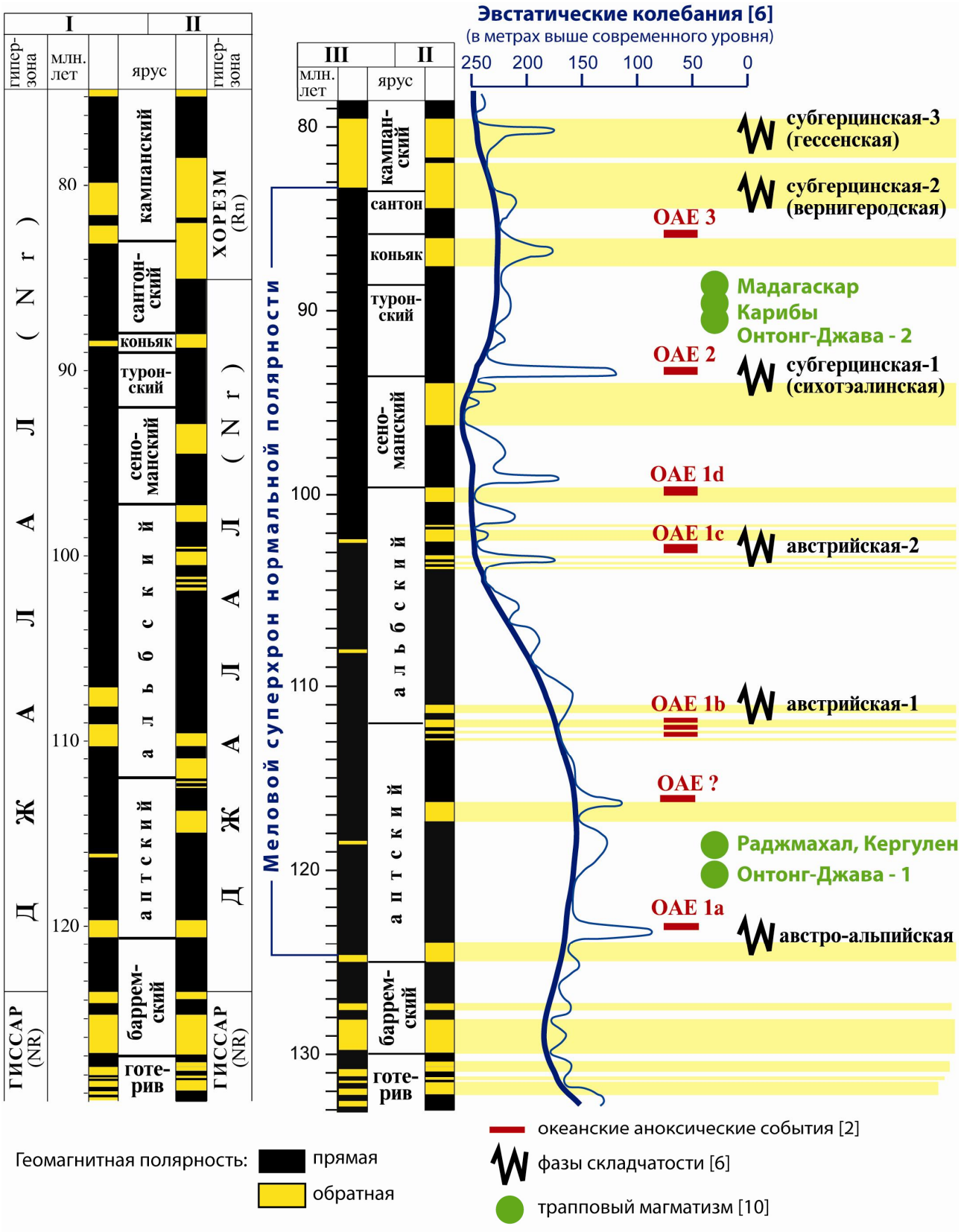


Рис. Магнитостратиграфическая шкала меловой системы (II) [3], увязанная с ОСШ (I) [5], с магнитохронологической шкалой (III) [11] и с геолого-геодинамическими событиями готерива - кампана.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛИТОГИДРОСФЕРЫ ВО ВНУТРЕННИХ МОРЯХ

Гурский Ю.Н.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия.
(Yurgur@list.ru)

При изучении геохимии иловых вод и разработке проблем морской и экологической геохимии, в развитие идей В.И. Вернадского о парагенетических геосферах [1, 2] автором в начале 1970-х гг. было сформулировано представление о *литогидросфере* - водной фазе литосферы. ***Литогидросфера*** включает совокупность иловых, поровых, пластовых и других разновидностей подземных вод, в основном заключенных в стратисфере (осадочной оболочке), и связанных в генетическом или структурном отношениях с Мировым океаном и свободной гидросферой. Позднее, на основе обобщения больших материалов, собранных в океане и внутренних морях, была разработана фациально-генетическая классификация литогидросферы, которая отражает закономерности пространственных и эволюционных изменений её химического состава.

Исследования иловых вод (термин В.И. Вернадского) и морских осадков, начатые по его призыву в 30-х гг. прошлого века, продолженные в послевоенный период в Институте океанологии АН СССР, получили дальнейшее развитие с середины 60-х гг. на Геологическом факультете МГУ (кафедра геохимии) по инициативе А.П. Виноградова [3]. Автор с самого начала принимал активное участие в этих работах, будучи руководителем и ответственным исполнителем ряда крупных хоздоговорных тем, по которым было написано и защищено 10 фундаментальных отчетов монографического характера. Экспедиционные работы в морях и океане проводились в основном на н.-и. судах Московского университета и Института океанологии АН СССР.

Основные результаты этих исследований нашли отражение в двухтомной монографии автора [4, 5] и в многочисленных публикациях [6-12]. Монография объемом 107 печатных листов (т. I- 50, т. II - 57 п.л., отв. редактор - академик А.П. Лисицын) представляет первое крупное фундаментальное обобщение больших региональных материалов по геохимии литогидросферы на основании глубокого изучения иловых, поровых вод и всей окружающей их среды. Во внутренних морях и океане были выявлены и изучены региональные, фациальные и генетические закономерности формирования химического состава иловых вод на стадиях седиментации, диагенеза и эпигенеза донных отложений.

Монография состоит из трех частей: методической, региональной, теоретической. Она содержит 14 глав, введение, послесловие к I тому, предисловие ко II тому, заключение, табличные приложения и два списка литературных ссылок (в I и II томах). Каждая из глав сопровождается обобщающим разделом и развернутыми выводами. Оба тома монографии содержат большой графический и табличный материалы.

Главным объектом исследования были восемь морских водоемов: Черное, Азовское, Каспийское, Белое, Баренцево, Балтийское, Средиземное, Красное. Материалы по первым шести морям вошли в I-й том монографии. Там же содержатся главы, посвященные обзору отечественных и зарубежных достижений в изучении иловых, поровых вод и описанию методов и методологии морских геохимических исследований.

Региональные главы II-го тома включают материалы по Средиземному, Красному морям и приустьевым зонам внутренних морей. Заключительная часть

монографии содержит теоретическое обобщение фациальных, генетических и др. закономерностей, классификацию литогидросферы, ее обоснование и пути использования полученных данных для решения прикладных задач. Работа построена в основном на собственных материалах, полученных и обработанных при непосредственном участии автора. Подведем некоторые итоги проведенного исследования.

Существенно *усовершенствована общая методология изучения литогидросферы*, в первую очередь – улучшены способы получения проб иловой воды и аппаратурное обеспечение, аналитические и геохимические методы. Разработана схема *комплексных исследований на полигонах*, где работы проводились по системе фациальных профилей с послойным и, как правило, непрерывным отбором проб из колонок донных отложений.

Особое внимание было уделено представительности пограничных слоев воды и осадков у раздела вода–дно и вблизи окислительно-восстановительного барьера. Выделение жидкой фазы – иловой воды из осадков натуральной влажности проводили с помощью модернизированных прессов и титановых прессформ с фторопластовыми прокладками и двусторонним отводом иловой воды (авторской конструкции).

Комплексные работы включали анализ химического состава главных ионов, биогенных компонентов, микроэлементов иловой и придонной воды, оценку физико-химического состояния среды по величинам pH и Eh, изучение геологической ситуации в регионе, а также исследование литологических, стратиграфических и геохимических особенностей осадков, органического вещества и газов.

При обобщении аналитических результатов для выявления ведущих процессов в системе придонная – иловая вода – осадок использовалась *совокупность генетических критериев*, ионных соотношений, физико-химическая диаграмма природных вод, многомерные методы математической статистики, включая факторный анализ данных.

Наиболее крупный и разнообразный материал был получен в Черном, Каспийском и Средиземном морях, где в 1960-90х гг. автор руководил морскими практиками студентов.

На профилях и полигонах Черного моря исследованы иловые воды в колонках донных отложений глубиной до 8 м (7 главных ионов, литология осадков, ОВ в жидкой и твердой фазах, биогенные и микроэлементы (N, P, Si, Br, I, B, Fe, Mn, Zn, Cu, Ni и др.).

В Азовском море впервые были изучены иловые воды в центральной, южной и северной частях моря. Проведены работы во многих районах Северного, Среднего и Южного Каспия. На Мангышлакском полигоне по составу иловых вод, УВ газов, ОВ и микроэлементов выявлены аномалии – биохимические и миграционные (над глубинным разломом). Аналогичные аномалии отмечены в районах проявления грязевого вулканизма.

Установлена закономерная связь изменений солености и состава иловых вод Белого моря с плейстоцен-голоценовой историей бассейна и процессом дегляциации оледенений. В Балтийском море изучены иловые воды Гданьского бассейна, Клайпедского полигона, Рижского залива и впадин – Готландской и Форё. На «вековом» профиле Копенгаген – Санкт-Петербург методами ИСП МС исследовано >50 параметров иловой воды и осадков.

Помимо иловых вод нормальной солености, изучены генетические особенности рассолов, иловых и придонных, в рифтовой зоне Красного моря, а также в локальных щелевидных впадинах и на грязевых вулканах В. Средиземноморья южнее о-ва Крит. Ряд таких впадин и диапиров с рассолами были открыты автором с коллегами и описаны впервые [10]. Для известных ранее впадин (Тиро, Кретеус, Беннок в Средиземном море, Атлантис - II, Кебрит в Красном море) получены новые, более представительные

по сравнению с зарубежными публикациями, данные.

По генетическим признакам, большая их часть представлена рассолами выщелачивания (растворения) галита и некоторых других солей. Таковы иловые рассолы Красного моря, рассолы Средиземного моря из впадин Тиро, Кретеус, впадины МГУ, с вершины горы св. Сергия и другие. Наряду с этим, во впадине Беннок, некоторых других районах Восточного Средиземноморья, а также в составе поровых рассолов из отдельных скважин по материалам бурения, обнаружены маточные рассолы, связанные с поздними стадиями галогенеза при формировании эвапоритов мессиния.

На глобальном меридиональном профиле от Баренцева моря до Индийского океана впервые изучено влияние климатической зональности на химический состав иловых вод. Также впервые изучены процессы на нижнем этаже маргинального фильтра в эстуариях и приустьевых зонах Дуная, Днепра, Риони, Кубани, Дона, Волги, Урала, Куры, Даугавы, Невы, Нила. Проведены многолетние наблюдения в Днепровско-Бугском лимане (гл. 11).

При изучении внутренних морей и сравнительного материала по океанам – Тихому, Индийскому, Атлантическому – *выявлены региональные, фациальные и генетические закономерности* формирования химического состава иловых вод и исследованы ведущие процессы в системе вода–осадок при седиментации и диагенезе донных отложений. На основе генетических критериев, факторного анализа и физико-химической диаграммы природных вод выявлена роль региональных, фациальных обстановок в развитии обмена катионов, сульфатредукции, аутигенного минералообразования и др. процессов в системе иловая вода – осадок. Изучены закономерности преобразования поровых вод в колонках осадков и скважинах бурения, фациальная зональность и генетические отличия иловых вод.

Установлено, что в пелагиали океанов, вне рифтовых зон и приостровных районов, сохраняется удивительное постоянство состава поровых вод вплоть до отложений верхней юры, что свидетельствует о постоянстве состава океанской воды в геологической истории, по меньшей мере, от юры и нижнего мела до нашего времени. В приконтинентальных областях океана и внутренних морях состав захороненных вод закономерно изменяется. Показано, что палеофациальные реконструкции по составу этих вод возможны лишь при сохранении стабильных седиментогенных условий в отложениях.

Всесторонний анализ материалов по химическому составу иловых вод, газов и осадков позволил установить широкое развитие в большинстве изученных морей явлений *эпигенеза*, чаще всего связанных с причинами тектонического характера. К ним относятся: субмаринная разгрузка вод разной солености по разломам, гидротермальные воздействия, вулканизм грязевой или обычный, колебания уровня моря, склоновые явления.

Антропогенные загрязнения также являются одной из причин таких необратимых изменений в исходном химическом составе иловой воды.

На основе детального изучения *закономерностей метаморфизации* химического состава вод современной и ископаемой литогидросферы удалось установить, что *генеральным направлением* преобразования химического состава вод приконтинентальных и морских фациально-генетических областей *является процесс прямой метаморфизации* в сторону *воды хлоркальциевого типа*. Проявления обратной метаморфизации, которые приводят к формированию вод сульфатно-натриевого подтипа и карбонатного типа, имеют локальный характер.

Изучена *роль гидротермального фактора* в формировании химического состава иловых вод и рассолов, в накоплении и распределении микроэлементов и рудных компонентов в системе иловая вода – осадок. Найдены генетические критерии для оценки гидротермальных воздействий на фоне

седиментогенного и диагенетического процессов.

При обобщении материалов по химическому составу вод, заключенных в отложениях океана и внутренних морей, включая данные по глубоководному бурению, *разработана фациально-генетическая классификация иловых и поровых вод*, которая отражает основные закономерности изменения их химического состава в пространстве (по площади бассейнов) и во времени (в вертикальном профиле осадков). Составлена общая схема, в которой отражены подразделения двух ветвей классификации: 1) литогидросферы (ЛГС) океанов и морей и 2) литогидросферы континентов. В *фациальной ветви* морской ЛГС выделено четыре типа фациально-генетических областей (ФГО), 7 зон, 12 подзон и геохимические фации. В *генетической ветви*, наряду с ФГО и тремя основными химическими типами вод, выделено 3 класса, 7 групп, 5 подгрупп иловых вод.

Показаны перспективные возможности применения данных по химическому составу иловых вод на основе предложенной классификации *для решения задач прикладного характера* и ряда современных *проблем экологической геохимии*. На конкретных примерах показаны способы их использования при изучении геологической истории водоемов, при поисках нефти и газа, для выявления мест субмаринной разгрузки пресных или соленых вод, при анализе специфического влияния гидротермального процесса, проявлений обычного или грязевого вулканизма, при изучении закономерностей современного минерало- и рудообразования.

По результатам комплексных исследований иловых вод, газов, ОВ и осадков на Ялтинском, Рионском, Мангышлакском и других геохимических полигонах были выявлены критерии, позволяющие *различать последствия седиментогенных, диагенетических и миграционных процессов*. Предложенная методология была использована при проведении экологических исследований в Днепровско-Бугском лимане Черного моря, в других эстуариях и на объектах Норило-Пясинской водной системы. Это позволило показать целесообразность её применения, как в морских, так и в пресноводных водоемах на континенте, в том числе и в условиях Заполярья.

При проведении исследований мы старались не ограничиваться задачами получения новых количественных данных о химическом составе иловых вод того или иного региона. Эти материалы, как и данные о составе осадков, использовались в основном для выявления и изучения тех или иных *процессов*, протекающих в донных отложениях и на границе дно-вода, т.е. основное внимание было обращено *на динамическое развитие системы*. При разработке классификаций поровых вод и литогидросферы в целом, характер и интенсивность наблюдающихся процессов также играли ключевую роль. Основные звенья в генетической и фациальной ветвях классификаций – расчленение на группы, выявление направлений метаморфизации поровых вод, выделение зон и подзон, также построены на оценках интенсивности и соотношения различных процессов.

При сравнительном изучении закономерностей формирования иловых вод внутренних морей, поровых вод океана по материалам глубоководного бурения и состава подземных вод морского генезиса на континенте было выявлено много общего, хотя скорости и соотношение процессов, как и общие темпы метаморфизации вод, были различными. Это свидетельствует *о единстве и взаимосвязи закономерностей и процессов*, проявленных в современной и ископаемой литогидросфере.

Теперь обратимся к основной теме нашей конференции, посвященной памяти выдающегося ученого – В.Е. Хаина, и попробуем оценить ***современное состояние*** описанного нами направления исследований, – ***геохимии литогидросферы.*** Вместе с тем мы вынуждены говорить и об общем состоянии морских исследований в Московском

университете. К сожалению, оценка этого состояния будет весьма пессимистичной.

Отсутствует флот научно-исследовательских судов, когда-то составлявших гордость Московского университета, утрачена база в Севастополе, прекратились морские практики студентов и научные экспедиции, прекратил работу Совет МГУ по проблемам Мирового океана, на котором мы, как и в морских экспедициях, могли общаться и обмениваться опытом со специалистами с разных факультетов. Фактически прекращено, или резко сокращено финансирование по морским проблемам, утрачены специалисты и сотрудники, ценное оборудование заброшено, не используется и не обновляется.

По-видимому, Московскому университету с приходом «рыночной экономики» стало не под силу дальнейшее изучение 2/3 поверхности нашей планеты, покрытых океаном. Поэтому и проблемы литогидросферы, в частности, ее морской составляющей, оказались отброшенными на обочину. Автору лишь на базе Института океанологии РАН, где еще работают наши давние коллеги, ученики и последователи, удается продолжать в какой-то мере морские литолого-геохимические исследования по смежным направлениям. На кафедре геохимии более 10 лет мы читаем курс «Морской геохимии» для студентов 5-го курса и магистрантов. Но обеспечить им практику и материал для дипломных работ удается с большим трудом. То же касается и условий работы аспирантов.

Так что призывы лидеров нашей науки: В.И. Вернадского, А.Д. Архангельского, Н.М. Страхова, А.П. Виноградова, А.П. Лисицына, как и В.Е. Хаина, к углубленному изучению проблем Мирового океана, особенно в геологическом и геохимическом направлениях, в настоящее время остаются не услышанными.

Литература

1. Вернадский В.И. История минералов земной коры. Т. 2. История природных вод. Л.: ОНТИ. Химтеоретиздат, Ч. 1. Вып. 1-3. 1933-36. 562 с.
2. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и её окружения. М.: Наука, 1987. 340 с.
3. Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука. 1967. 215 с.
4. Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Том 1. Методы изучения и процессы формирования химического состава иловых вод в отложениях Черного, Азовского, Каспийского, Белого, Балтийского морей. М.: ГЕОС. 2003. 332 с.
5. Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Том 2. Иловые воды Красного и Средиземного морей. Зоны эстуариев. Закономерности формирования и классификация вод литогидросферы. М.: ГЕОС. 2007. 450 с. + 4 с. цв. вклейки.
6. Гурский Ю.Н. Иловые воды морей и океанов и процессы формирования их химического состава. Закономерности формирования химического состава природных вод. М.: изд-во Моск. ун-та, 1981. С. 32-64.
7. Гурский Ю.Н. Химический состав и происхождение высокоминерализованных иловых вод и рассолов Восточного Средиземноморья. Океанология. 1991. Т. 31. Вып. 3. С. 421-429.
8. Гурский Ю.Н. Генетические особенности современной литогидросферы Красного моря. Вестник Моск. ун-та. Геология. 1991. № 2. С. 61-79. № 3. С. 58-70
9. Гурский Ю.Н. Особенности химического состава иловых вод Белого моря. Океанология. 2005. Т. 45. № 2. С. 224-239.
10. Гурский Ю.Н., Конюхов А.И., Бурлин Ю.К. Сероводородсодержащие рассолы и высокоминерализованные иловые воды во впадинах Средиземного моря. Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 1. С. 201-205.
11. Gursky Yu. N., El-Deek M.S., Moussa A.A. Interstitial waters of the Southeastern Baltic Sea sediments: major ions. Communications in Science and Develop. research. Alexandria. V. 30. 1990. P. 153-185.
12. Gursky Yu. N., Emelyanov E.M., Kravtsov V.A. Diagenesis of bottom sediments and geochemistry of pore waters. Geology of the Gdansk Basin. Baltic Sea. Ed.: Emelyanov E.M. Kaliningrad: Yantarny skaz, 2002. P. 302-315.

ИЗМЕНЕНИЕ ФОРМ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ НА БАРЬЕРЕ РЕКА - МОРЕ ПОД ВЛИЯНИЕМ ПРОЦЕССОВ В СИСТЕМЕ ВОДА - ОСАДОК НА НИЖНЕМ ЭТАЖЕ МАРГИНАЛЬНОГО ФИЛЬТРА

Гурский Ю.Н.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия.
(Yurgur@list.ru)

Процесс смешения речной и морской воды в прибрежной зоне река – море приводит к закономерному изменению соотношений между взвешенной и растворенной формами для большинства химических элементов. По результатам биогеохимических исследований системы река – море в зоне смешения было установлено, что этот солевой барьер [5] образует своеобразную ловушку осадочного материала (природного и антропогенного) на пути от континента к океану [7]. До 90-95% терригенной взвеси, коллоидальных и взвешенных форм элементов оседает на этом барьере. В результате господство взвешенных форм в реках сменяется резким преобладанием растворенных форм в море и океане, а геохимическая подвижность всех элементов резко возрастает [1].

Это явление, названное акад. А.П. Лисицыным «маргинальным фильтром», было детально исследовано им, его учениками и последователями, в самых различных районах Мирового океана и многочисленных зонах эстуариев [6, 7, 9]. Обобщение результатов позволило выявить условия извлечения и осаждения на дно осадочного материала из речной воды по мере смешения её с морской водой. Это определяет закономерную смену этапов развития всей системы в горизонтальном профиле водной толщи от поверхности до дна эстуария.

Однако седиментация терригенной взвеси и флоккуляция коллоидов на барьере река – море являются лишь одной из причин трансформации осадочного материала на этом барьере. Не меньшее значение и не меньшую важность представляют геохимические и гидродинамические процессы, которые развиваются на стадии раннего диагенеза под дном эстуария – в донных отложениях и взаимосвязанной обменной системе: осадок – иловая вода – придонная вода, т.е. на нижнем этаже маргинального фильтра. Ведь на осаждение частиц речной взвеси и коллоидов в зоне эстуариев при сравнительно небольших глубинах уходят месяцы, дни, может быть даже часы. В геологическом смысле это процесс мгновенный. Но для развития процессов раннего диагенеза в современных отложениях природой отпущено гораздо большее время: это десятки, сотни, тысячи, а иногда и десятки тысяч лет.

В Московском университете на кафедре геохимии мы проводили многолетние систематические исследования по этой проблеме. В результате в минувшие десятилетия, с начала 70-х гг. был получен значительный материал, главным образом по приустьевым зонам внутренних морей [2, 3]. В собранных пробах донных осадков из приустьевых зон и зон смешения был изучен химический состав макро- и микроэлементов иловых вод на барьере река–море. Исследования проводились в приустьевых зонах следующих рек внутренних морей: Дуная, Днепра, Буга, Риони, Мзымты, Бзыби, Сочи, Супсы, Чороха (Черное море); Кубани, Дона (Азовское море); Волги, Урала, Куры (Каспийское море); Невы, Немана, Даугавы (Балтийское море); Роны и Нила (Средиземное море). На каждой из станций исследовались также пробы придонной воды и пробы воды с поверхности водоемов (выборочно). Описание и обобщение этих материалов представлено в I и II томах нашей монографии [2, 3] и последних публикациях [4, 8].

Результаты исследований показали, что в зоне смешения соленость иловой воды всегда выше, чем придонной, т.к. идет расслоение вод по плотности. В осадках накапливается большое количество

органического вещества (ОВ), что способствует резкой активизации диагенетических процессов. Под поверхностью дна при минерализации ОВ довольно быстро развивается сульфатредукция, формируются анаэробные условия, резко понижаются величины pH (до 7-6,8) и Eh (до -170 ÷ -280мВ), что приводит к растворению и переходу в жидкую фазу биогенных элементов, микроэлементов и других компонентов осадка.

В Днепровско-Бугском лимане Черного моря выполнены наиболее детальные исследования (рис. 1). В период с 1978 по 1990 гг. в авандельте и акватории лимана было проведено шесть сезонных съемок в разные годы (весна–осень). В каждую из них на 11–12 стандартных станциях отбирали поверхностную, придонную воду и колонки донных отложений, из которых отжимали иловую воду. В воде определяли Cl^-, Alk, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, $N\text{-}NH_4^+$, $N\text{-}NO_2$, Fe, Mn, Zn, Cu, P, иногда – углеводы и ряд других компонентов. В воде и донных отложениях выполняли измерения pH и Eh. Проводились химический, спектральный, рентгенорадиометрический анализы осадков. По радиоуглеродным данным скорость седиментации в акватории лимана от 20 до 130 см/1000 лет. Возраст отложений в 2-2,5 м колонках - от 1200 (верхний 0,5 м слой) до 2500 лет.

Редукция сульфатов и накопление биогенных элементов резко активизируются в приустьевой зоне. При этом концентрации Alk, NH_4, Si, P, I, Mn, Fe, Zn, Cu в иловой воде возрастают в десятки, сотни и тысячи раз по сравнению с содержанием их в придонной воде, а концентрация сульфатов снижается до минимума. Градиенты солености (суммарной минерализации - ∑M), Cl^-, Mg^{2+}, Na^+, $N\text{-}NH_4^+$, Mn, Zn, Cu, Fe и концентрации многих других элементов между иловой и придонной водой возрастают от периферии к центральным частям зоны смешения, особенно во время весенних паводков (рис. 1). Происходит вынос химических элементов из иловой воды в придонную воду и далее – в море и океан.

Наиболее ярко эти закономерности проявлены в эстуариях закрытого типа (например, – в Днепровско-Бугском лимане), а в климатическом отношении – в морях и эстуариях гумидной зоны.

На нижнем этаже маргинального фильтра в эстуариях открытого и закрытого типов доминирующим является *солевой фактор*, характеризующий процесс смешения речной и морской воды, который, по данным факторного анализа, может определять от 1/4 до 1/3 суммарной изменчивости химического состава иловых вод в зоне смешения.

По степени ослабления влияния речного стока на приустьевую зону моря в открытых эстуариях можно выделить три геохимические фации иловых вод: 1) ближайшую к устью реки, с преобладанием слабо осолоненных речных вод и активизацией биогенного процесса на локальных участках дна; 2) фацию слабо опресненной морской воды в пределах устьевого взморья на большей части шельфа, с постепенным повышением Cl и ΣM на профиле река–море и некоторым ослаблением интенсивности биогенного процесса; 3) фацию весьма слабого локального опреснения иловой воды на окраине шельфа, иногда на континентальном склоне и за его пределами, где активизируется биогенный процесс в подзонах аккумуляции осадков. Эта фация может прослеживаться на десятки и сотни км от устья реки при достаточной мощности речного стока (приустьевые зоны рек Дуная, Волги, Нила), см. рис. 2.

В региональном плане наибольшая активность *биогенных процессов*, неизменно занимающих второе место в факторном анализе после основного процесса смешения, и наибольшие количества биогенных компонентов наблюдаются в эстуариях закрытого типа. Из приустьевых зон открытого типа близкое по интенсивности развитие биогенного процесса, где также наблюдались аномально высокие концентрации биогенных

компонентов, отмечено в Азовском море, в приустьевой зоне р. Кубани. Весной в послепаводковый период наблюдается общая активизация биогенного процесса с дополнительным поступлением терригенного ОВ, его минерализацией и накоплением биогенных компонентов. Осенью отмечаются локальные аномалии, связанные с более глубоким развитием этого процесса.

В вертикальном профиле донных отложений Днепровско-Бугского лимана, в приустьевой зоне р. Кубани и других районах, нередко наблюдается резкое обогащение верхних горизонтов иловых вод биогенными элементами и металлами на фоне более равномерного их распределения в колонках с глубиной. Обычно эти аномалии коррелируют с соответствующими колебаниями величин pH и Eh.

Третьим по значению в приустьевых зонах является *процесс окислительного диагенеза*, который проявлен на окислительно-восстановительном барьере, в самых верхних или подповерхностных слоях донных отложений. Он наблюдается также в нижних слоях колонок на глубинах >1–2 м при затухании сульфатредукции при наличии подрусловых потоков и в связи с активизацией гидродинамического режима на локальных участках дна. Величины Eh при этом повышаются, а pH понижаются. Следствием является окисление сероводорода и сульфидов, с образованием вторичных сульфатов, при одновременном понижении щелочности иловой воды. Концентрации SO_4^{2-}, Ca^{2+}, NO_2^-, NO_3^-, Mn, иногда Co и ряда других металлов в иловой воде повышаются, а содержание фосфора понижается (P и Fe накапливаются в осадках).

Проявление этого процесса наблюдалось как в открытых, так и в закрытых эстуариях в разные сезоны года, но, в особенности, во время паводков. Чаще всего он активизируется в непосредственной близости от устья реки. Основные особенности развития окислительного процесса подтверждены экспериментальными наблюдениями [3].

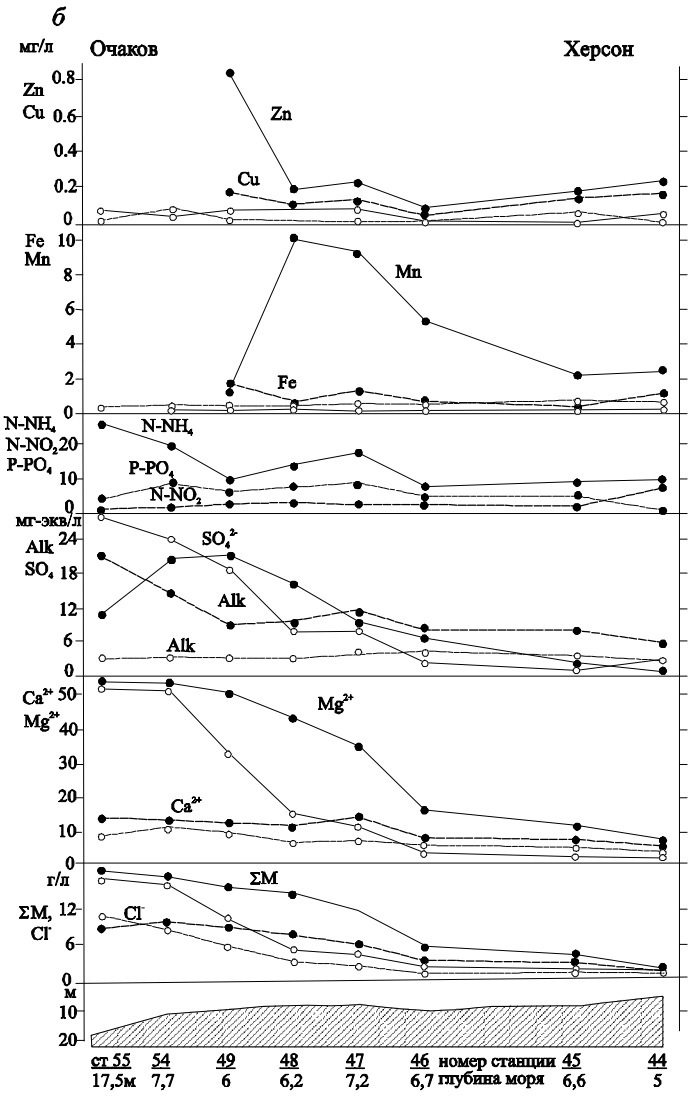


Рис. 1. Распределение элементов и ионов в Днепровском лимане на профиле река – море по результатам весенней съемки (май).

Залитые точки – иловая вода, незалитые – придонная. Местоположение профиля см. на рис. 2. Ст. 55 – в авандельте за пределами лимана, ст. 54 – при входе в лиман, остальные станции – вдоль осевой линии по центру лимана, ст. 44 – в восточной его части при впадении р. Днепр.

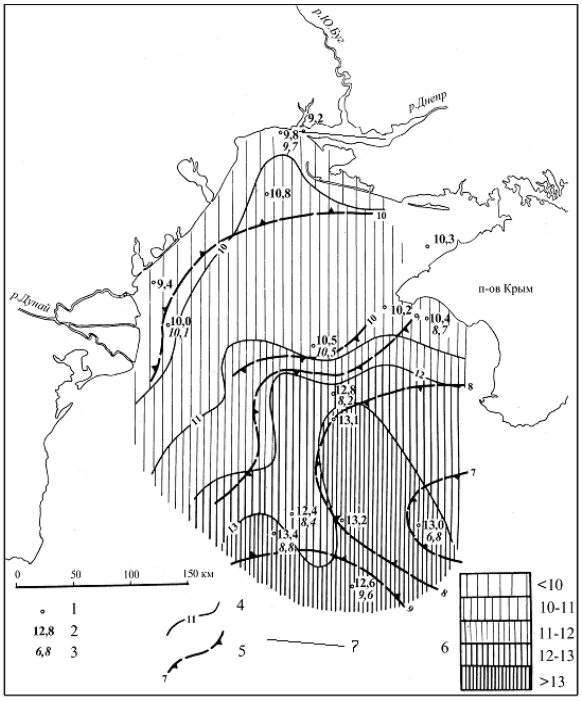


Рис. 2. Схема распределения хлора в иловых водах СЗ части Черного моря.

1 – станции; содержание Cl^- на станциях вдоль меридионального и двух широтных профилей: 2 – в верхнем горизонте, 3 - на глубине 3.5 м в отложениях. Изолинии Cl^- (г/л): 4 - у поверхности дна, 5 - на глубине 3.5 м в отложениях; 6 – Cl^- (г/л) в верхнем слое. Штриховка отражает местоположение 2-й и 3-й фаций иловых вод, граница между ними ~ 12-12.5 г/л Cl^-. 7 – Местоположение профиля в Днепровском лимане, см. рис. 2.

В приустьевых зонах многих рек установлено закономерное накопление марганца в верхних (1–2 см, реже – до 10 см и >) горизонтах иловой воды, у редокс-барьера в зоне смешения и в ближайшей к устью части эстуария. Обычно им сопутствуют аномалии Mn во вмещающем осадке. Содержание Mn в Днепровско-Бугском лимане у поверхности дна достигло 10–17 мг/л при средних содержаниях в наддонной воде 0,047 и 1,9–4,1 мг/л в иловой воде. В Балтийском море на ближайшей к устью р. Невы станции в верхних слоях резко повышено количество Mn и Fe – до 46 и 9 мг/л (во вмещающих осадках – 8,3 и 0,6% оксидов Fe и Mn, присутствуют Fe-Mn конкреции). В иловой воде здесь также повышено содержание V, Ni, Pb, Cu, Cd, Cr, Zr. Наиболее высокие аномалии Mn отмечены в устье р. Риони, также в верхних слоях. На прибрежной станции устьевого взморья обнаружено 49 мг Mn/л, а на ближайшей станции в русле реки – 92 мг/л. В осадках содержание Mn достигло 1,5% при фоновых концентрациях 0,05–0,08%.

Результаты исследований показали важность процессов, развивающихся на нижнем этаже маргинального фильтра, на стадии раннего диагенеза отложений. Именно здесь, в сравнительно небольшой по мощности толще свежих, рыхлых, неконсолидированных осадков и происходит самое главное – растворение, перестройка форм, концентрационный и межфазовый перенос, общая трансформация и уплотнение осадочного материала.

Отжим иловых вод при уплотнении осадков, высокие градиенты концентраций между иловой водой и придонной обусловливают их резко выраженный поток из осадка в придонную воду, что и является одной из главных причин господства растворенных форм элементов в морской и океанской воде в сравнении с господством взвешенных форм в речных водах.

При наличии антропогенных загрязнений, поступающих с речным стоком, возрастает вероятность вторичного загрязнения водоемов, связанная с выносом загрязнений из донных отложений в иловую и наддонную воду, что особенно часто наблюдается во внутренних морях.

Литература

1. *Гордеев В.В.* Система река – море и ее роль в геохимии океана. Автореф. дисс. д-ра геол.-минерал. наук. М.: Ин-т океанологии РАН. 2009. 36 с.
2. *Гурский Ю.Н.* Геохимия литогидросферы внутренних морей. Том 1. Методы изучения и процессы формирования химического состава иловых вод в отложениях Черного, Азовского, Каспийского, Белого, Балтийского морей. М.: ГЕОС, 2003. 332 с.
3. *Гурский Ю.Н.* Геохимия литогидросферы внутренних морей. Т. 2. Иловые воды Красного и Средиземного морей. Зоны эстуариев. Закономерности формирования

и классификация вод литогидросферы. М.: ГЕОС. 2007. 450 с.
4. *Гурский Ю.Н., Лисицын А.П.* Геохимические особенности процессов на нижнем этаже маргинального фильтра в системе река – море. ДАН. 2011, Т. 436, № 3, С. 368-376.
5. *Емельянов Е.М.* Барьерные зоны в океане. Калининград. Янтарный сказ. 1998. 416 с.
6. *Лисицын А.П.* Маргинальный фильтр океанов. Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735-743.
7. *Лисицын А.П., Демина Л.Л., Гордеев В.В.* Геохимический барьер река – море и его роль в осадочном процессе. Биогеохимия океана. М.: Наука. 1983. С. 32-50.
8. *Gursky Ju. N., Acad. A. P. Lisitzin.* Geochemical Features of Processes on the Ground Floor of the Marginal Filter in the River–Sea System. Doklady Earth Sciences, 2011, Vol. 436, Part 1, pp. 126–133.
9. *Lisitzin A.P.* The continental-ocean boundary as a marginal filter in the World Oceans. Biogeochemical cicling and sediment ecology. Ed. J.Gray et al. Dordr.: Kluwer, 1999. p. 69-109.

УРАЛ: ПАЛЕОТЕКТОНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Гусев Г.С., Межеловский Н.В., Гущин А.В., Килипко В.А., Сироткина О.Н.

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Москва, Россия
(gusev@imgre.ru)

Палеотектоно-металлогеническая модель Урала разработана на плитотектонической основе, с привлечением структурных, вещественных, палеонтологических, рудно-формационных, геофизических, геохимических, палеогеографических данных, а также кинематических характеристик разрывных и складчатых структур, динамических взаимоотношений площадных тектонических объектов.

Уральская покровно-складчатая область – трансрегиональная тектоническая единица, расположенная на северо-западе Урало-Охотского, по В.Е. Хаину [11], подвижного пояса и сформированная на площади Уральского палеокеана - западного сегмента Палеоазиатского океана.

В составе Уральской складчатой области выделяются региональные единицы продольной тектонической и металлогенической зональности: Западно-Уральская, Тагильская, Магнитогорская, Восточно-Уральская и Зауральская мегазоны (рис.1), разграниченные продольными офиолитовыми швами: Главным Уральским (3), Восточно-Войкарским (4.1), Серовско- Маукским (4.3), Уйско- Оренбургским (4.4), Домбаровским (4.5), Троицко-Джетыгаринским (5). Единственный безофиолитовый продольный шов - Серовско-Масловский (4.2).

К единицам поперечной тектонической и металлогенической зональности [1, 8] относятся Полярно-, Северо-, Средне- и Южно-Уральский сектора, разграниченные диагональными зонами непрерывных зигзагообразных коротких разломов вблизи широт 64°, 60°, 56°.

Авторы полагают, что эти диагональные зоны нарушений развивались как трансформные разломы. в современных океанах.

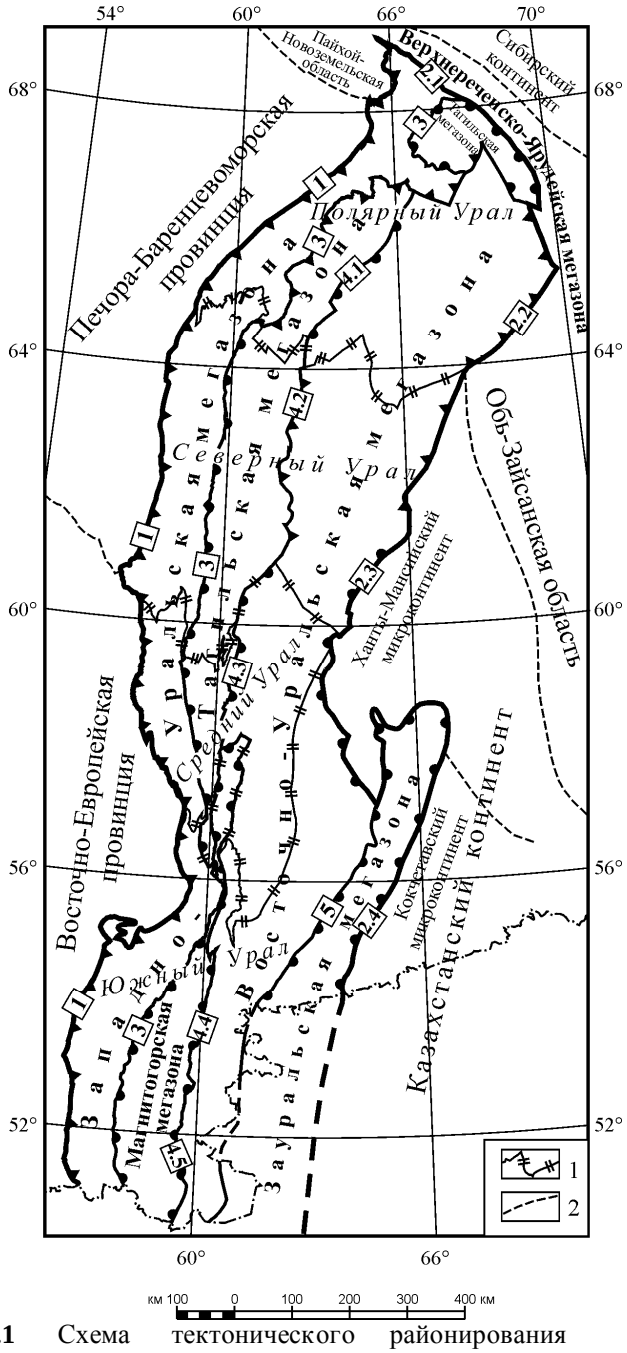


Рис.1 Схема тектонического районирования Уральской покровно-складчатой области
1 - границы единиц поперечной зональности; 2 - границы тектонических единиц в обрамлении Уральской области.

В позднепалеозойскую коллизионную стадию за счет сдвиговых перемещений по продольным швам и разломам меньшего

порядка, они приобрели ломаный рисунок (рис.1).

Уральская область по Главному Западно-Уральскому западной вергентности надвигу (1), сформированному в коллизионный этап, граничит с эпибайкальской Печора-Барнецевоморской платформенной провинцией и древней Восточно-Европейской платформой, сформированной на фундаменте архейской Волгоуралии.

Восточная граница Уральской области, скрытая под чехлом эпигерцинской Западно-Сибирской платформы (с эпибайкальскими и каледонскими блоками в фундаменте), трассируется, по данным глубокого бурения и геофизическим материалам, кулисообразной системой офиолитовых швов: Байдарацким (2.1), Ярудейским(2.2), Чанчарским (2.3) и Центрально-Тургайским (2.4) - надвигам восточной вергентности (рис.1).

Байдарацкий шов (2.1) отделяет Полярное окончание Западно-Уральской мегазоны и Щучьинское окончание Тагильской мегазоны от Верхнереченско-Ярудейской мегазоны северной части герцинской Обь-Зайсанской (Обь-Джунгарской [4] области. *Ярудейский шов* (2.2) - граница между Восточно-Уральской мегазоной (Восточно-Салехардский микроконтинент) с той же северной частью Обь-Зайсанской герцинской области. *Чанчанрский шов* (2.3) - граница между Шеркалинской зоной (коллаж палеозойских океанических, островодужных и активноокраинных комплексов) Восточно-Уральской мегазоны с Ханты-Мансийским микроконтинетом [5] - северным окончанием Казахстанского континента [6]. *Центрально-Тургайский шов* (2.4) – граница между Валерьяновской зоной, сложенной герцинскими активноокраиными комплексами Валерьяновского плутонического пояса [7], и Боровской раннекаменноугольной пассивноокраинной зоной, наложенной на Кокчетавский микроконтинент Казахстанского континента [5].

Северная граница Уральской области с Пайхой-Новоземельскими ранними мезозоидами [10,11] Арктического, по В.Е. Хаину [11] подвижного пояса – торцовая. Она приурочена к Оченырдско-Карскому окончанию Главного Западно-Уральского разлома. Структуры южного окончания Урала под чехлом Туранской молодой платформы предположительно трассируются в направлении Срединного и Южного Тянь-Шаня.

Территория Западно-Уральской мегазоны сложена ранне-среднепаеозойскими пассивно-окраинными комплексами, залегающими, как это первоначально было показано Н.С. Шатским, на байкальском основании (тиманидах [9]). В состав Уральской области она была включена в процессе позднепалеозойской коллизии.

В строении Уральской области (Тагильская, Магнитогорская, Восточно-Уральская и Зауральская мегазоны) сохранились фрагменты палеозойских островных дуг, океанической коры, вулканоплутонических поясов и многочисленных микроконтинентов с докембрийской корой на площади Восточно-Уральской мегазоны. Эти микроконтиненты и пассивная окраина Восточноевропейско-Баренцевского континента выполняли роль жестких упоров в стадию позднесилурийской тектонической аккреции раннепалеозойских островных дуг (Полярный, Северный и Средний Урал) и позднедевонской (позднефранской) аккреции ранне-среднепалеозойских островных дуг (Южный Урал).

По завершении аккреционных процессов начали формироваться активноокраинные вулканоплутонические пояса: Полярно-Уральский и Северо-Уральский, верхнесилурийско-нижнекаменноугольные, а также Валерьяновско-Магнитогорский верхнефранско-среднекаменоугольный [3]. В позднепалеозойскую коллизионную стадию происходит становление покровно-складчатых структур Урала. С раннего мезозоя на Урале наступил этап платформенного развития. В неотектонический этап, начавшийся в олигоцене, происходит формирование

внутриплитового повторноколлизионного орогена [10].

Поперечная зональность Урала выявлена как по тектоническими, так и металлогеническими признакам.

Полярно-Уральский сектор. 1) В составе байкальского основания Западно-Уральской пассивной окраины установлены геологические комплексы полного цикла тектонического развития:

а) верхнерифейские континентально-рифтовый и океанический (Енганэпэйская аккреционная призма) и вулканоплутонических дуг: Енганэпэйской с медно-цинковоколчеданным и Отчевисская с колчеданно-полиметаллическим оруденением. К образованиям глубоководного задугового бассейна отнесены образования позднерифейской ивтышорской свиты с медноколчеданным и свинецсодержащим медно-цинковоколчеданным оруденением. Все позднерифейские сооружения подверглись последующим аккреционным покровно-складчатым и метаморфическим преобразованиям;

б) верхнерифейские-нижневендские активноокраиные комплексы Молюдовожской и Лягдейской вулкано-плутоничекских дуг с медноскарновым, медно-молибденовым гранитоидным и золото-серебряным вулканогенным оруденением, Сядатинского тылового прогиба с золотым оруденением, Восточно-Харбейского тылового поднятия с медно-молибденпорфировым, вольфрам-молибденовым и золотым гранитоидным оруденением;

в) верхневендские-нижнекембрийские коллизионные комплексы Харбейской зоны с молибденит-кварцевым, тантал-ниобиевым, урановым гранитоидным оруденением.

2) На площади Тагильской мегазоны установлены нижнепалеозойские океанические и островодужные, среднепалеозойские аккреционные и активноокраинные геологические комплексы, специализированные на обычное для островных дуг и активных окраин оруденение. При этом, в Полярно-Уральском секторе, образование островодужных комплексов связано с субдукцией нижнепалеозойского океанического слэба в западном направлении и формированием (с востока на запад): аккреционных призм и вулкано-плутонических дуг (Восточно-Щучьинской и Восточно-Войкарской), задуговых глубоководных бассейнов (Западно-Щучинского и Восточно-Войкарского) с фрагментами океанических лерцолит-гарцбургитовых и надсубдукционных дунит-гарбургитовых платина-хромитоносных комплексов в составе Сыумкеуского, Райизского и Вокаро-Сыньинского массивов.

В среднем палеозое на месте западной остаточной части нижнепалеозойского глубоководного задугового бассейна образовался новый постаккреционный Щучьинско-Западно-Войкарский (Грубешорский) океанический бассейн. Вследствие субдукции океанического слэба в восточном направлении возник Полярно-Уральский активнноокраинный пояс. В нем выделяются аккреционная призма (Сыумкеу-Западно-Войкарская) и вулкано-плутоническая дуга (Щучьинско-Войкарская), несущая железорудное и медьсодержащие железорудное скарновое, медно-молибденпорфировое, меднопорфировое и золотопорфировое гранитоидное оруденение.

Северо-Уральский и Средне-Уральский секторы. 1) Оба сектора характеризуются наличием гипербазитовых массивов Платиноносного пояса в раме нижнепалеозойских палеоостроводужных комплексов Тагильской островной дуги, продуцированной погружением слэба океанической литосферы с запада на восток.

Согласно нашей модели, массивы Платиноносного пояса представляют собой полихронно-полигенные тела, объединившие неопротерозойские и среднепалеозойские магматиты.

В составе верхневендских магматитов нами совместно с К.В. Флеровой выделены субщелочная перидотит-дунитовая формация (тагильский комплекс) и формация троктолит-оливинового габбро

(сухогорский полосчатый комплекс), претерпевшие переработку позднесилурийскими аккреционно-плюмовыми метаморфогенно-метасоматическими преобразованиями.

Верхнесилурийские (пржидольские) интрузии сложены габбро-норитовой формацией (валенторский или тагило-кытлымский комплекс) и плагиогранитой формацией, расплавно-метасоматического генезиса, по породам сухогорского и валенторского комплексов (гранитоидный комплекс).

Интрузивные тела тагильского и сухогорского комплексов образовались в поздневендскую эпоху в условиях континентального локального внутриплитового магматизма на байкальском фундаменте Западно-Уральской мегазоны. В конвергентный позднесилурийский этап, эти тела в результате континентальной субдукции в составе пассивной окраины были затянуты под висячее крыло Тагильской островной дуги. Почти сразу же произошли разрыв слэба, прорыв вещества астеносферы в этот разрыв с формированием верхнемантийного плюма «андерсеновского» типа и быстрое обратное перемещение сиалических блоков (эксгумация) посредством тектоно-магмагматического лифтинга.

На территории Северного Урала в результате эксгумации Конжаковский паравтохтон с горячими телами верхневендских интрузивных комплексов с формированием тектонитов тылайского горячего меланжа включены в раму раннепалеозойской Тагильской вулкано-плутонической дуги. Одновременно были внедрены интрузивные массивы валенторского комплекса и сформированы малые расплавно-метасоматические тела гранитоидного состава по породам сухогорского и валенторского комплексов.

В последующий (постаккреционный) этап происходило становление Северо-Уральского активноокраинного вулкано-плутонического пояса, продуцированного субдукцией (с территории Восточного Урала) океанической литосферы в западном направлении.

Среднепалеозойские активноокраинные комплексы перекрывают фундамент Пелымского микроконтинента, нижнепалеозойские палеоостроводужные комплексы Тагильской мегазоны и, частично, Западно-Уральской мегазоны. Эти комплексы специализированы на обычное для активных окраин медно-железорудное скарновое, золото-сульфидное и медномолибденовое гранитоидное оруденение, а также нетривиальное бокситовое оруденение площадной коры выветривания. В Западно-Уральской мегазоне в раннем девоне с участием активноокраинной флюидно-метасоматической компоненты произошло формирование внутриплитовых алмазоносных туффизитового типа лампроитов колчимо-полюдовского комплекса [2].

Южно-Уральский сектор. 1) На площади Магнитогорской мегазоны субдукционные процессы начались в раннем девоне. Расположенный на территории южного окончания Западно-Уральской мегазоны Сакмарский аллохтон, сложенный геологическими комплексами раннепалеозойского глубоководного задугового бассейна, не может приниматься в расчет.

2) Природа локализации на территории Среднего Урала среднепалеозойских островодужных образований Верхнеуфалейско–Верхнесалдинской аккреционной призмы и Маукско-Петрокаменной вулканоплутонической дуги остается дискуссионной: аллохтонный террейн или - вновь образованная самостоятельная островная дуга на территории сопряжения каледонской Тагильской мегазоны с микроконтинентами Восточно-Уральской мегазоны.

3) На площади Южного Урала после формирования позднефранских аккреционных покровно-складчатых структур возник позднефранско-среднекаменноугольный (московская эпоха) Валерьяновско-Магнитогорский вулканоплутонический пояс. Активноокраинные комплексы этого пояса специализированы на медно-

молибденпорфировое, молибденпорфировое, золоторудное и железрудное скарновое оруденение.

В целом, в истории тектонического развития Урала и его ближайшего обрамления выделяются следующие этапы: 1) палеопротерозойский – время образования Уральского сегмента суперконтинента Колумбия; 2) мезопротерозойский (гренвильский) – формирование Уральского сегмента суперконтинента Родиния; 3) неопротерозойский (байкальский) – становление «доуралид» и фундамента смежных Печора-Баренцевоморской и Западно-Сибирской платформенных провинций; 4) ранне-среднекембрийских платформенных гипергенных преобразований; 4) палеозойский (каледоно-герцинский) - формирования «уралид»; 5) раннемезозойский-раннекайнозойский - проявление ранне-среднетриасового континентального рифтогенеза, мезозойских платформенных гипергенных преобразований и накопления платформенного чехла; 6) олигоцен-четвертичный - внутриконтинетального повторно-коллизионного орогенеза.

Литература

1. *Берлянд Н.Г.* Глубинное строение и литосфера Урала. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 256 с.
2. *Гусев Г.С.* Методы выявления новых алмазоносных площадей и прогнозная оценка территории России на алмазы // Кимберлиты и некимберлитовая алмазоносность изверженных и метаморфических пород. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. С. 379-415.
3. *Гусев Г.С., Сироткина О.Н.* Палеометаллогенические реконструкции как метод прогнозно-металлогенических исследований (на примере Урала) // Разведка и охрана недр, 2007. № 2-3. С. 58-63.
4. *Добрецов Н.Л.* Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 1-2. С. 5-27.
5. *Егоров А.С., Чистяков Д.Н.* Структура консолидированного фундамента Западно-Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 1-2. С. 101-119.
6. *Елкин Е.А., Конторович А.Э., Бахарев Н.К. и др.* Палеозойские фациальные мегазоны в структуре фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика, 2007. Т. 48. № 6. С. 633-650.
7. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 книгах. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
8. *Курбанов Н.К., Ревякин П.С., Кучеревский П.Г., Романов В.И., Светлов С.А.* Золотоносность Урала. Объяснительная записка к карте коренной золотоносности Урала масштаба 1:1 000000 / Научн. ред. А.И. Кривцов, Н.К. Курбанов. М.: ФГУП ЦНИГРИ. 2005. 144 с. Карта на 5 листах..
9. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Дизайн-Полиграф-Сервис, 2010. 280 с.
10. *Схема* тектонического районирования России. Масштаб 1:5 000 000 / Г.С. Гусев (отв. исп.), Н.В. Межеловский, А.Ф. Морозов, В.А. Килипко. М. 2001. Карта на 6 листах. Объяснительная записка. 99 с. (МПР РФ, ИМГРЭ, ГЕОКАРТ).
11. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.

Д

Содержание:

Давлетов М.И.
ПРОБЛЕМЫ ВВЕДЕНИЯ КРУПНЕЙШЕГО В ЕВРОПЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ ЗИЛАИРА (БАШКОРТОСТАН) В ЭКСПЛУАТАЦИЮ 550

Давлетов М.И., Кравченко Ю.П., Турикешев Г.Т-Г., Савельев А.В.
ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ НАНОТЕХНОЛОГИЙ В ПРОИЗВОДСТВЕ ПЕНОКЕРАМИКИ ЗИЛАИРА 554

Данилевская Н.С.
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПРЕДАНДИЙСКОГО ПРОГИБА 556

Дворова А.В., Козаков И.К.
КИНЕМАТИКА ДЗАБХАНСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА В ПОЗДНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ (ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ) 559

Дегтярев К. Е., Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю., Третьяков А.А., Александров
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОИД ЗАПАДНОГО ОКОНЧАНИЯ КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА (СЕЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ - РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ П.А. 563

Деев Е.В., Зольников И.Д., Староверов В.Н.
ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ И ТЕКСТУРЫ БЫСТРЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ КОМПЛЕКСАХ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ, ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ И ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 569

Деев Е.В., Бушенкова Н.А., Червов В.В., Василевский А.Н., Лавренчук А.В.
СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ, ВЕРХНЕМАНТИЙНАЯ КОНВЕКЦИЯ И КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ТУВЫ, ВОСТОЧНОГО САЯНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ МОНГОЛИИ 575

Дементеенко Л.И., Головко А.В., Попенко Г.С.
СТРАТИФОРМНО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПРОЯВЛЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА, СВЯЗАННЫЕ С БИТУМ-НЕФТЕГАЗОНОСНЫМИ РАСТВОРАМИ (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) 580

Демидов С.М.
МОДЕЛЬ УГЛЕВОДОРОДНЫХ СИСТЕМ ХОРЕЙВЕРСКОЙ ВПАДИНЫ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА 583

Дзюбло А.Д., Черепанов В.В., Шустер В.Л.
ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЮРСКИХ И ДОЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 587

Диденко А.Н.
О ВОЗМОЖНОЙ ПРИЧИНЕ КВАЗИПЕРИОДИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ЧАСТОТЫ ГЕОМАГНИТНЫХ ИНВЕРСИЙ И ВЕЛИЧИНЫ 87Sr/86 Sr ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА В ФАНЕРОЗОЕ 589

Дмитриевский А.Н., Скибицкая Н.А., Яковлева О.П.
ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БИОГЕННЫХ КАРБОНАТОВ И МАТРИЧНОЙ НЕФТИ КАРБОНАТНЫХ ПРОДУКТИВНЫХ ТОЛЩ НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ 593

Добрецов Н.Л.
УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК 599

Докукина К.А., Минц М.В., Конилов А.Н.
БЕЛОМОРСКАЯ МЕЗО-НЕОАРХЕЙСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ: ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СРАВНЕНИЕ С ФАНЕРОЗОЙСКИМИ АНАЛОГАМИ 600

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М.
РАЗНООБРАЗИЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА КАК ОТРАЖЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ МЕХАНИЗМОВ РЕАЛИЗАЦИИ КОЛЛИЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ 605

Дубовик В.М., Дубовик Е.Н., Кривицкий В.А.
СТРАННЫЕ ЗВЕЗДЫ, ЭКЗОПЛАНЕТЫ И МАГНИТОЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ 609

Дьячков Б.А.
СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ КАЗАХСТАНА 610

ПРОБЛЕМЫ ВВЕДЕНИЯ КРУПНЕЙШЕГО В ЕВРОПЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ ЗИЛАИРА (БАШКОРТОСТАН) В ЭКСПЛУАТАЦИЮ

Давлетов М.И.
ООО «Коинот», Уфа, (mara-d@yandex.ru)

При проведении инженерно-геологических работ в Зилаирском района приходилось наблюдать такую картину: местное население издавна строит сараи и другие хозяйственные постройки из бута местных глинистых сланцев высотой до 3м (рис.1). Географически эти глинистые сланцы D3-C1 относятся к Зилаирской свите: серии флишоидных терригенных образований. Эта свита широко развита на восточном и западном склонах Южного и Среднего Урала. Она сложена чередованием песчаников и глинистых пород, среди которых в отдельных районах появляются прослои известняков и мергелей, а также вулканогенных образований. Во всех отложениях, где изучалась эта свита, наблюдается сильная её дислоцированность, поэтому точная мощность не определена. Ориентировочно, в наиболее полных разрезах, она варьирует от 400 - 500 м до 1000 м.

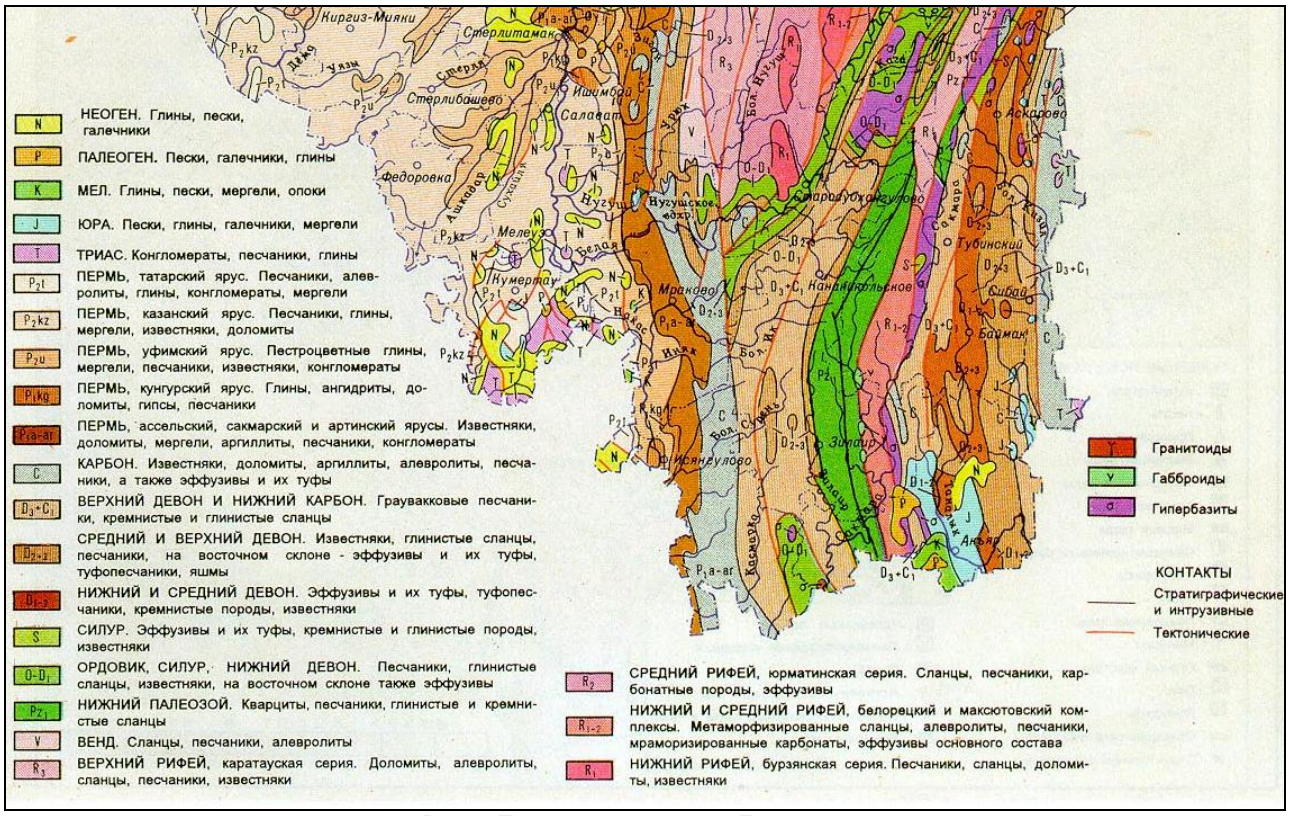


Рис.1 Геолопическая карта Башкирии

По рекогносцировочным оценкам инженерно-геологических работ на территории района ориентировочные размеры месторождения 100х10х1км, запасы 3 трил. тонн, стоимость 600 трил. руб, срок эксплуатации не менее 1000 лет. По запасам – это крупнейшее месторождение глинистых сланцев в Европе. Сейчас строительство жилых домов из-за кризиса затруднено, не говоря уже о строительстве промышленных сооружений. Администрации южных районов Башкирии заинтересованы в снижении безработицы и создании новых рабочих мест на основе использования природных источников. Единственным препятствием был поиск технологий использования местного сырья.

Одной из проблем использования местных строительных материалов в промышленности заключается в том, что

при СССР силикатные породы были переданы в ведение министерства строительства. Это министерство для строительства жилья в основном использовало 2 вида стройматериалов: бетон и кирпич. И практически не вкладывало средств в НИОКР по поиску других стройматериалов в регионах. Сейчас развитие южных районов Башкирии требуют получения материалов для строительства из местных ресурсов. К сожалению, в управлении геологии министерства природопользования Башкирии, работают специалисты по нефти, газу, золоту, меди, урану, но нет специалистов по силикатным породам, которые могли бы целенаправленно вести работу по введению силикатных месторождений в эксплуатацию на данной горной территории. Везде стандартный ответ: поддерживаем разработку, но у нас нет финансирования, пишите бизнес-план и ищите инвесторов сами. Как можно составить бизнес-план по НИОКР без лабораторных данных?

На обращение в венчурный фонд Башкирии был ответ, - каков будет сбыт? Прибыль? Распишите НИОКР по статьям. Во-первых: ни один ученый Башкирии не знает, что дадут лаборатории по НИОКР из глинистых сланцев, какие виды анализов необходимо будет применить, какие будут конечные результаты. Также невозможно определить какая прибыль на начальном этапе исследований. Здесь явно несоответствие требований венчурных фондов РФ с производством НИОКР по новым материалам в регионах. Все: администрация района, министерство строительства, министерство промышленности ждут данных по техническим показателям новых материалов, кондиций для оконтуривания месторождения и введения этого вида сырья в эксплуатацию. Но реально НИОКР упирается в несогласованную работу министерств: строительства, промышленности, социального обеспечения, а также академии наук Башкирии (нет прогноза развития территории по развитию горных территорий), университетов, и отсутствия финансирования.

Таблица 1. Физико-механические показатели глинистых сланцев

N п/п	Наименование пробы	Средняя плотность, кг/м^3	Водопоглощение, %	Предел прочн. при сжатии породы в сухом сост., МПа (кгс/см^2)	Сниж. прочн. при сжатии породы в водонасыщ. сост., %	Потеря массы при испыт. щебня на дробимость фракции 10-20мм, %	
						в сухомсост.	в водонасыщ. сост.
1	Глинистый сланец с р. Шар	2830 2360 ср. 2595	1,71 1,54 1,82 **ср. 1,69**	32,5 (325,0) 24,5 (245,0) 27,8 (278,0) **ср. 28,3 (283,0)**	0	10,3	24
2	Глинистый сланец с р. Зилаир	3120 3000 ср. 3060	1,25 2,1 1,44 **ср. 1,5**	38,9 (389,0) 28,9 (289,0) 33,2 (332,0) 34,3 (343,0) **ср. 33,8 (338,0)**	0	10,7	19,3

ООО «Коинот» совместно с отделом строительства Зилаирского района начали в 2009г работы по поиску технологий на глинистое сырье. Институт «БашНИИСТРОЙ» провел лабораторные исследования по пробам взятых вблизи районного центра Зилаир. Согласно полученным результатам, испытуемые породы характеризуются прочностью при сжатии 250-400 кгс/см^2 и по ГОСТ 9479-98

относятся к низкопрочным породам. Прочность проб составляет 28,3 - 33,8МПа. Прочность породы при сжатии в водонасыщенном состоянии не снижается. Плотность образцов составляет 2600 - 3060 кг/м^3 (таблица 1). В соответствии со своими физико-механическими свойствами глинистые сланцы могут применяться для кладки стен сараев, гаражей и других малоответственных неотапливаемых подсобных сооружений, а также в качестве материала для бутовых и бутобетонных фундаментов, как они и применяются на протяжении многих лет. Однако, при строительстве более ответственных отапливаемых зданий (в т.ч. многоэтажных), применение глинистых сланцев будет нерациональным по следующим причинам: щебень из обеих проб глинистых сланцев характеризуется маркой по дробимости 400, при этом потеря массы для фракции щебня 10-20мм в водонасыщенном состоянии составляет 19-24%, в сухом состоянии 10,3 - 10,7%. Согласно сведениям, опубликованным в энциклопедических изданиях, минералогический состав глинистых сланцев обычно представлен глинистыми минералами – монтмориллонитом, каолинитом, а также слоистыми силикатами – гидрослюдами, хлоритом, сульфидами железа, органическим веществом.

Согласно ГОСТ 8267-93 «Щебень и гравий из плотных горных пород для строительных работ» все перечисленные минералы относятся к вредным компонентам горной породы, снижающим прочность и долговечность бетона, их содержание в щебне ограничивается. Учитывая, что глинистые сланцы содержат в своем составе глинистые минералы, [1,2,3,4] эти породы могут служить сырьем для производства керамики [5], огнеупорных материалов (ГОСТ 9169-75*) таблица 2,3.

Основной вывод по физико-механическим, спектральным, химическим анализам был: глинистые сланцы имеют большую плотность, содержание пустот с воздухом – минимальное, отсюда, большая теплопроводность, большая толщина стен, большой расход материалов, необходимо применять большое количество теплоизоляции. Недавно поменялись в сторону ужесточения строительные нормы (СНиПы) по потерям тепла в жилых зданиях, поэтому предложение по использованию сланцев для производства пенокерамики – наиболее верное решение на данном этапе НИОКР. Сразу повышается теплоизоляция, уменьшается расход сырья, цемента.

Для снижения эксплуатационных расходов на начальном этапе освоения месторождения, необходимо также заложить в программу развития юга Башкирии строительство железной дороги Кумертау - Зилаир, 100км. Для вывоза стеновых панелей, конструкций из пенокерамики.

В ИГ УНЦ РАН для определения исходных технологических составляющих было проведено петрографическое описание глинистых сланцев:

Макроописание: порода представляет собой алевропесчаник зеленовато-серого цвета, мелкозернистый слоистый, полимиктовый, глинистый

Микроописание. По результатам наблюдения в шлифах порода представляет собой глинистый алевролит с песчаной примесью.

Структура породы. Основная масса обломочных частиц представлена мелкими листоватыми чешуйками неправильной формы глинистой и алевритовой размерности, в этом глинисто-алевритовом цементе равномерно распределены редкие рассеянные зерна песчаной размерности средней и плохой степени окатанности.

Текстура породы. Сланцеватая, порода разбита сеткой прерывистых, неровных, и параллельных трещин.

Состав породы. Порода состоит из кремнисто-слюдисто-глинистой основной массы (цемента) – 90%, и зерен алевропсаммитовой размерности (обломочной части) – 10%.

Состав обломков: кварц – 35%, плагиоклаз – 30%, биотит хлоритизированный - 30%); более редкие обломки, в сумме составляющие не более

5%, представлены слюдой - мусковитом, эпидотом, осадочными породами (кварцит), метаморфическими породами (плойчатый серицит-кварцевый сланец).

В настоящее время производятся исследования по пригодности глинистых сланцев на получение пенокерамики под руководством профессора Абдрахманова У.Б. (химико-технологическое отделение АН РБ) в лаборатории БашНИИСТРОМа и педагогическом университете им.М.Акмуллы.

Таблица 2. Химический состав глинистых пород по лаборатории БашНИИСТРОЯ

Наименование пробы	Содержание оксидов в пересчете на сухое вещество, в %									
	Потери при прокаливании	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3 общ.	Na_2O+K_2O	Сумма
Глинистый сланец	4,72	59,59	15,69	0,89	9,94	2,7	6,25	0,45	Отс.	100,23

Три года назад профессором Шаяхметовым У.Ш. были получены опытные образцы пенокерамики из глин для малоэтажного строительства (3 этажа), разработан бизнес-план завода пенокерамики. Сейчас необходимо доработать эти технологии для получения пенокерамики из глинистых сланцев.

Недавно руководством Башкирии был поднят вопрос создания филиала центра нанотехнологий в Уфе. Открытие этого филиала позволит провести работы по повышению эксплуатационных свойств пенокерамики из глинистых сланцев на порядок: теоретически можно будет строить дома в 30-40 этажей, улучшить ситуацию на рынке труда Башкирии, создать новые производства.

Таблица 3. Сравнительная характеристика строительных материалов

Наименование свойств и единица измерения	Показатели свойств			
	Кирпич марки 150	Кирпич марки 75	Стеклокристаллические пеноматериалы	
				пенокерамика
Плотность, кг/м3	1900	1700	300	550
Предел прочности при сжатии,Мпа	15	7,5	3-4	10-12
Приведенная прочность, Мпа	22	21	25	50
Теплопроводность, вт/мК	0,8	0,8	0,2-0,25	0,25-0,3

Литература

1. ГОСТ 9479-98 « Блоки из горных пород для производства облицовочных, архитектурно-строительных, мемориальных и других изделий. Технические условия»
2. ГОСТ 30629-99 «Материалы и изделия облицовочные из горных пород. Методы испытаний»
3. ГОСТ 8267-93 «Щебень и гравий из плотных горных пород для строительных работ. Технические условия»
4. Энциклопедия неорганических материалов. II т., Киев, 1977, Главная редакция Украинской советской энциклопедии, с. 292-293.
5. ГОСТ 9169-75* «Сырье глинистое для керамической промышленности»

ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ НАНОТЕХНОЛОГИЙ В ПРОИЗВОДСТВЕ ПЕНОКЕРАМИКИ ЗИЛАИРА

Давлетов М. И., Кравченко Ю. П., Турикешев Г.Т-Г., Савельев А. В..
ООО « Коинот» г. Уфа, (mara-d@yandex.ru)
Медико-экологическая фирма Лайт-2 г. Уфа, (astra.47@mail.ru)
Башкирский государственный педагогический университет им.М.Акмуллы
Уфимский государственный авиационный технический университет, г. Уфа, (gmkristo@rambler.ru)

На юге Башкирии частными фирмами ведутся работы по введению крупнейшего месторождения глинистых сланцев Зилаира с получением пенокерамики. Размеры месторождения 100х10х1км, срок эксплуатации не менее 1000 лет [1, 2]. Учитывая расположение месторождения – в горной части Башкирии, с ограниченным количеством коммуникаций, встал вопрос о энергозатратах. В лаборатории керамики педагогического университета им. М.Акмуллы нам предложили старую обжиговую, «кирпичную» технологию с получением блоков с прочностью для трех этажей: плотность 0,6т/м³, плавает в воде [табл.1]. Практически это искусственный аналог армянского туфа, широко используемого в Ереване.

Но, как правило, по этой технологии до 50% средств затрачивается на тепловую энергию и составляет основную статью расходов фирмы.



Фото 1. Пенокерамика

В министерстве строительства Башкирии сразу запросили материал с прочностными характеристиками до 5 этажей. Сейчас в Уфе начал строиться многоэтажный дом, финансирумый азербайджанской фирмой, в 35 этажей. Руководству строительного комплекса Башкирии сейчас необходимы материалы с улучшенными характеристиками для 40 этажей.

Поэтому в Башкирии встал вопрос о создании пенокерамики с температурой кристаллизации, как у бетона 0-50°, для снижения тепловых затрат. Необходимо переводить сырье в коллоидное состояние, вспенивать газ с размером пузырьков 0,5-1мм, и скручивать силикатные цепочки по примеру нефритовых прожилков, для получения спутанно-волоконной структуры.

Недавно руководство Башкирии выступило с предложением открыть филиал центра нанотехнологий в Уфе. Это позволит ввести тематику пенокерамики Зилаира в план работ министерства промышленности Башкирии. Тогда станет возможным получать пенокерамику небольшими передвижными установками в любом населенном пункте, аналогичными производимой американской фирмой Soilworks.

Таблица1. Сравнительная характеристика материалов

Наименование свойств и единица измерения	Показатели свойств			
	Кирпич марки 150	Кирпич марки 75	Стеклокристаллические пеноматериалы	
				пенокерамика
Плотность, кг/м^3	1900	1700	300	550
Предел прочности при сжатии,Мпа	15	7,5	3-4	10-12
Приведенная прочность, Мпа	22	21	25	50
Теплопроводность, вт/мК	0,8	0,8	0,2-0,25	0,25-0,3

Литература

1. *М.И. Давлетов, Г.Т-Г. Турикешев, Ю.П.Кравченко* « Получение пенокерамики из глинистых сланцев Зилаира для малоэтажного строительства Башкирии» / Материалы VII Международной научно-практической конференции «Геология,

полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий» / Уфа, ноябрь 2010г. С.168-170

2. *М.И. Давлетов, Г.Т-Г. Турикешев* «Необходимость проведения НИОКР по глинистым сланцам Зилаира»./ Материалы VIII всероссийской научно-технической конференции 26 февраля 2010г. / I том. Вологда, ВоГТУ, 2010 С.319-322.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВНА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПРЕДАНДИЙСКОГО ПРОГИБА

Данилевская Н.С.[a]

[a] *Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
(dani-natasha@yandex.ru)

Андийское горное сооружение образовалось в результате субдукции океанической плит - Наска и Тихоокеанской под континентальную Южно-Американскую плиту. Формирование Анд и Предаднийского горного прогиба относится к проявлению “тонкокожей” тектоники, когда деформациям подвергается лишь верхний осадочный чехол, без участия фундамента.

Нефтегазоносный бассейн южной части Предандийского прогиба приурочен к складчатому поясу с классической надвиговой тектоникой.

В структурно-тектоническом отношении бассейн представляет собой серию складок линейного типа, надвинутых друг на друга. Ядра складок, сложенные породами палеозоя, обнажаются в восточной части Восточных Кордильер.

Границей с Восточными Кордильерами служит главный фронтальный разлом (Cabalgamiento Frontal Principal).

Разрез осадочного чехла представлен отложениями палеозоя, триаса-юры и кайнозоя. Отличительной особенностью южной части Предандийского прогиба является проявление юрского вулканизма.

В нефтегазоносном бассейне южной части Предандийского прогиба широко развиты сводовые высокоамплитудные ловушки, хорошо выраженные по морфологическим признакам. Многочисленные тектонические нарушения с точки зрения аккумуляции и консервации углеводородов могут играть двоякую роль: положительную – служить зоной тектонического экранирования, и отрицательную – являться путями перемещения и рассеивания углеводородов.

Материнские породы широко развиты среди отложений силурийского (формация Кирусилас) и девонского (формации Лос Монос, Исла, Хуамампампа) возраста. Ими достигнута необходимая степень термической зрелости – породы находятся в условиях генерации газовых и газоконденсатных систем.

В настоящее время в южной части Предандийского прогиба выявлено 22 месторождения, на которых открыто 83 залежи.

Нефтегазоносный бассейн Пье де Монте примыкает к восточному сектору южной части Предандийского прогиба и представляет собой узкий пояс, шириной примерно 30 - 60 км.

В бассейне Пье де Монте условно можно выделить две области различные по своему строению – Рио Гранде и Бумеранг.

Зона Рио Гранде ближе по строению к южной части Предандийского прогиба, но отличается от нее развитием брахиморфных складок со значительно меньшей степенью дислоцированности. Залежи УВ приурочены к асимметричным антиклинальным складкам.

Зона Бумеранг по строению существенно отличается от участков, рассмотренных ранее. Здесь широко распространены небольшие изометричные и брахиморфные поднятия, оси которых имеют субширотную ориентировку.

В целом, предпосылки для образования ловушек в бассейне Пье де Монте достаточно благоприятны: отложения дислоцированы в низкоамплитудные слабонарушенные складки, в северо-восточном направлении в зоне сокращения мощностей имеются условия для поисков зон литологического экранирования.

К потенциально материнским породам относятся отложения силурийского (формации Кирусила и Кармен) и девонского возраста (Fm. Роборе и Лимончито). Содержание ОВ в них

достаточно высокое, что позволяет отнести их к классам от средних до очень богатых. Практически во всех отложениях доминирует кероген второго типа, дающий начало газовым и жидким углеводородам. Однако по уровню зрелости силурийские и нижнедевонские породы в центральной части района отвечают зоне «нефтяного окна», а среднедевонские отложения находятся на его верхней границе.

Нефтегазоносный бассейн северной части Прендандийского прогиба находится на северо-западе Боливии. Его площадь составляет около 44 тыс. км2.

Осадочный чехол сложен отложениями ордовикского - кайнозойского возраста.

В тектоническом отношении бассейн северной части Прендандийского прогиба является сильно дислоцированной складчатой зоной, осложненной большим количеством нарушений цветкового и листрического типов.

Материнские породы присутствуют в разрезе девона, карбона и перми, возможно также и в меловых отложениях (формация Флора). Органическое вещество принадлежит ко второму типу и способно генерировать при благоприятных термобарических условиях как жидкие, так и газовые углеводороды. Данные по отражательной способности витринита свидетельствуют о том, что в разрезе в зоне надвиговыхдислокаций под отложениями с более высоким уровнем преобразования залегают менее термически зрелые породы.

Многочисленные поверхностные нефтепроявления могут быть следствием разрушения ранее сформированных залежей, что еще в большей степени снижает перспективы выявления промышленной газоносности в данном районе.

Возможно нефтегазоносный бассейн Мадре де Диос является частью одноименного предгорного бассейна, который продолжается на запад на территории Перу. Площадь бассейна около 60 тыс. км2 .

По сравнению с ранее описанными регионами рассматриваемый регион имеет резко отличное строение. Отложения залегают моноклинально, воздымаясь на северо-восток, в этом же направлении происходит сокращение мощности пород.

Толщина осадочного чехла, образованного отложениями от палеозоя до кайнозоя, составляет около 9 км.

Главной особенностью рассматриваемого района является его слабая изученность и невыясненные перспективы обнаружения здесь промышленной нефтегазоносности.

В разрезе девона присутствуют породы с весьма высоким генерационным потенциалом. Данные пиролитических исследований показывают, что органическое вещество в основном принадлежит к первому типу, генерерующему нефтяные углеводороды. Сводовые ловушки здесь не выявлены.

Возможно нефтегазоносный бассейн Альтиплано представляет собой крупную область, расположенную между Восточными и Западными Кордильерами. Ее площадь составляет 95 тыс. км2.

В развитии бассейна Альтиплано принято выделять три стадии – предрифтовую, синрифтовую, отвечающую этапу растяжения, и пострифтовую, связанную с периодом, когда процессы растяжения сменились тектоническим сжатием.

В структурном отношении бассейн может быть разделен на две части – восточную и западную.

Разрез в восточной части образован нерасчлененными палеозойскими отложениями, на которых залегают породы мела и палеоген-неогена. В результате андийского орогенеза были сформированы антиклинальные складки, имеющие небольшую амплитуду, которые могут служить хорошими ловушками для углеводородов. Структуры осложнены эвапоритами мела - раннего палеогена и многочисленными ступенчато поднимающимися разломами.

Западная часть характеризуются наличием глубоких полуграбенов, в основном сохранивших свои очертания и испытавших небольшую инверсию в миоцене.

В северной части, а также на юге потенциал в отношении генерации углеводородов снижается, отложения сокращаются по мощности и опесчаниваются.

Возможно нефтегазоносный бассейн Бени площадью около 90 км2 расположен на равнине, между кратоном Гуапоре и северной частью Предандийского прогиба.

Разрез отложений представлен в наиболее полном виде в прогибе, граничащем с северной частью Предандийского прогиба. По направлению к кратону отложения сокращаются по мощности за счет выклинивания и стратиграфического срезания.

В структурном отношении отложения дислоцированы в низкоамплитудные складки. По сейсмическим данным предполагается существование также и стратиграфических ловушек.

Перспективы нефтегазоносности связываются с возможной генерацией углеводородов в погруженной части, прилегающей к Предандийскому прогибу. Генерационные свойства пород не изучены, их параметры предполагаются по аналогии с рассмотренными выше районами северной частью Предандийского прогиба и Мадре де Диос. Условия для образования залежей газа здесь не благоприятны.

Нефтегазоносный бассейн Чако площадью около 120 тыс. км2 расположен на юго-востоке Боливии.

Разрез осадочного чехла сложен отложениями силурийского – пермского , юрского – позднепалеогенового и неогенового возраста, мощность которых сокращается к кратону Гуапоре. Наиболее полные разрезы изучены на западе района, в зоне сочленения с нефтегазоносным бассейном Пье де Монте.

Со структурной точки зрения бассейн Чако может быть разделен на два района, разделенных поднятием Изозог. В первом районе, к северу от поднятия отложения дислоцированы в крупные складки, которые, по всей видимости, были образованы подвижками фундамента и восходящими тектоническими движениями в области поднятия Изозог в юре-неогене. Результаты сейсмического профилирования показывают также возможное наличие стратиграфических ловушек.

Южный район имеет моноклинальное строение, отложения воздымаются в восточном направлении к поднятиям Изозог и Мичикола. Антиклинальных складок здесь практически не выявлено, поэтому ловушки могут быть в основном неструктурного типа.

Предполагаемые материнские породы развиты в силурийско-девонских отложениях. По содержанию органического вещества породы принадлежат к классам от бедных к хорошим. Генерация предполагается в период от перми до неогена.

В отложениях мезозоя и кайнозоя развиты резервуары и покрышки.

Особенностью данного региона является присутствие широких палеорусел в отложениях карбона, которые выполнены массивными песчаниками, диамиктитами и конгломератами, образующими хорошие миграционные каналы для формирования залежей нефти. В условиях, благоприятных для формирования резервуаров – наличие структурных форм и покрышек– здесь могут быть развиты хорошие ловушки для углеводородов.

Таким образом, основной очаг газогенерации, как отмечалось выше, локализуется в южной части Предандийского прогиба. Второй очаг, меньший по площади, выявлен в в южной части бассейна Чако. Однако, его генерационные возможности пока полностью не изучены, а сформированные за счет его деятельности залежи не выявлены.

КИНЕМАТИКА ДЗАБХАНСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА В ПОЗДНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ. (ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ).

Дворова А.В.[а], **Козаков И.К.**[б]

[а]*Москва, Геологический институт, (a_dvorova@mail.ru)*
[б]*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН*

Дзабханский террейн принадлежит к структурам Центрально-Азиатского складчатого пояса. Одним из наиболее дискутируемых на данный момент вопросов является вопрос эволюции суперконтинента Родинии, распад которой как предполагают множество моделей, привел к возникновению Палео-Азиатского океана. К сожалению, существующие построения во многом противоречивы. Согласно значительному количеству принимаемых на данный момент реконструкций в протерозое в состав суперконтинента Родиния входило множество террейнов, включая как крупные, так и мелкие кратоны. Однако их кинематика для разных временных интервалов неопротерозоя, и их позиция в мезопротерозое неоднозначны.

Дзабханский микроконтинент (рис.1) принадлежит к террейнам с раннедокембрийским основанием.

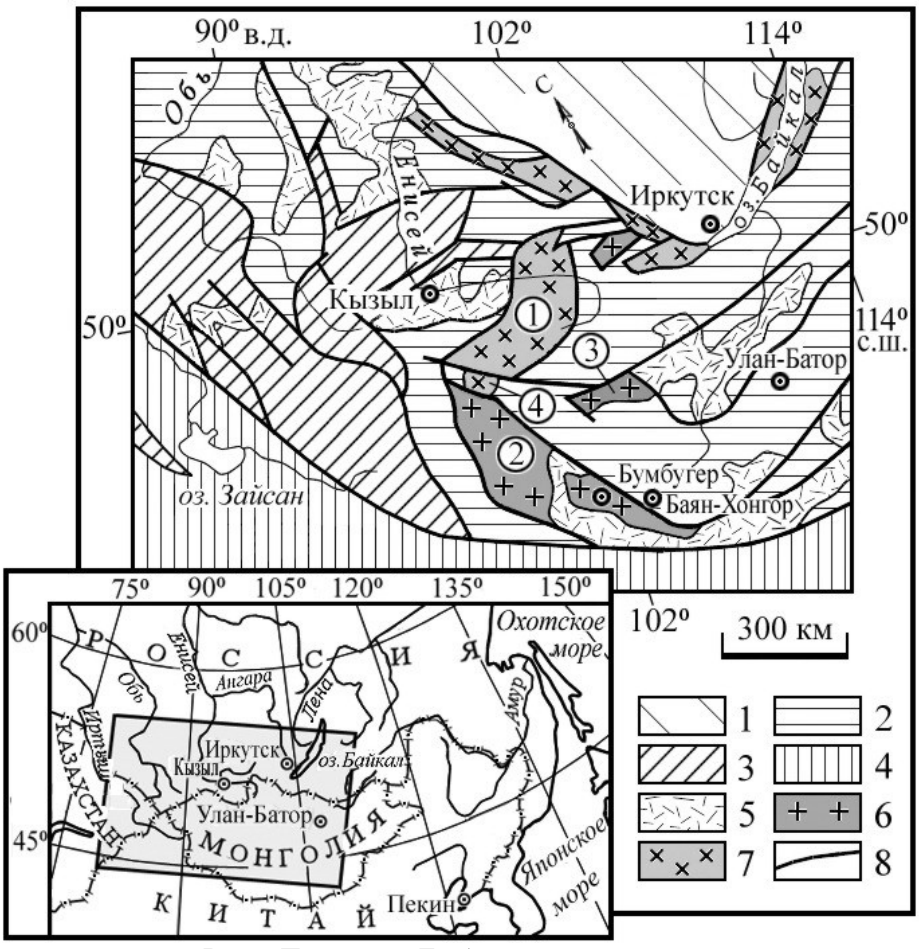


Рис.1. Положение Дзабханского микроконтинента
1 – кратоны; 2-3 – каледониды: ранние (2), поздние (3); 4 – герциниды; 5 – фанерозойские вулкано-плутонические пояса; 6–8 – микроконтиненты с дорифейским (6) и рифейским (7) основанием, 8 – тектонические границы. Цифры в кружках: 1 – Тувино-Монгольский, 2 – Дзабханский микроконтиненты, 3 – Тарбагатайский, 4 – Сонгинский выступы

Наиболее древние в его строении комплексы представлены метаморфическими породами Байдарикского блока. Породы фундамента с северо-востока несогласно перекрыты преимущественно зеленосланцевыми толщами, объединяемыми в ульдзитгольский комплекс (среднего -

низов верхнего рифея) [1]. В западной части микроконтинента на породах фундамента полого залегает комплекс субаэральных вулканитов, выделяемый как дзабханская серия. Он сложен практически не метаморфизованными фиолетовыми, черными, красно-коричневыми субаэральными стеклами и стекловатыми разновидностями риодацитов и трахириолитов, а также игнимбритами того же состава, содержащими редкие мелкие вкрапленники полевого шпата и кварца [1]. Основные и средние вулканиты в составе серии имеют подчиненное распространение. Мощность дзабханской вулканической серии достигает 2000 м [1]. Она перекрыта согласно или с небольшим размывом толщей существенно карбонатных пород цаган-оломской серии (венд – ранний кембрий). Этот возраст определяет верхний возрастной предел импульса внутриконтинентального вулканизма, приведшего к формированию лав дзабханской серии [1]. В районе горы Яман-ула в поле выходов трахириолитов имеется массив щелочных гранитов (рис. 1-а).

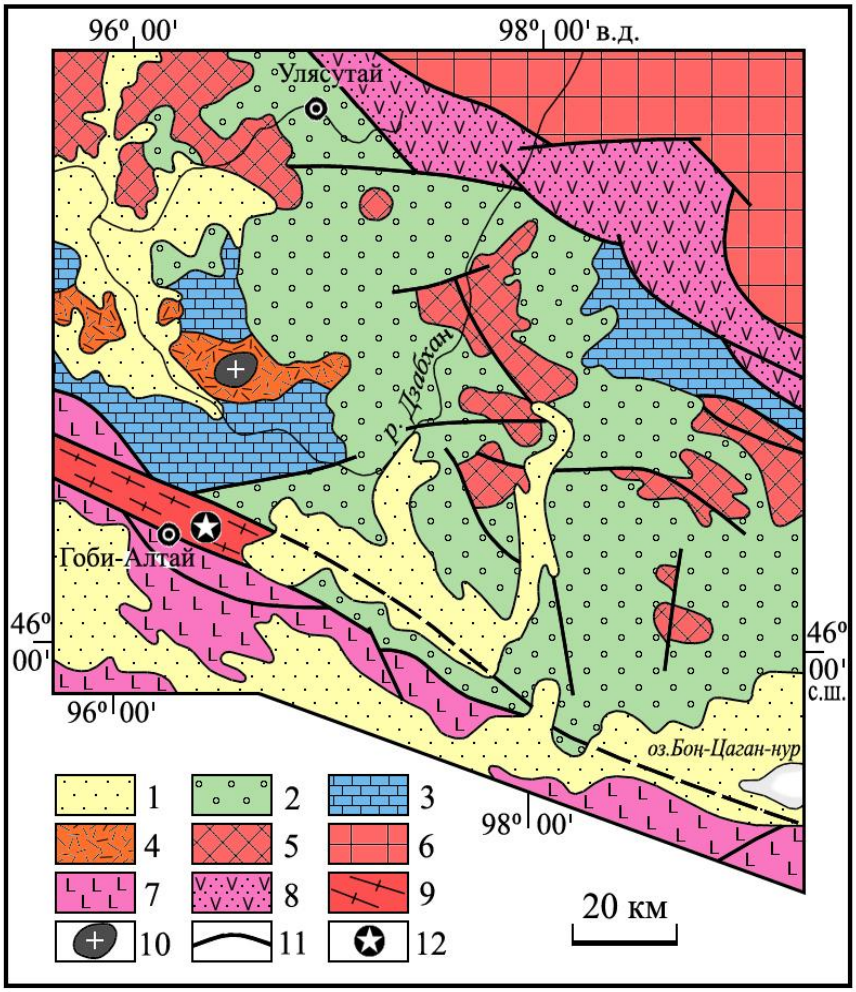


Рис.1а. Схематичное положение вулканитов дзабханской серии и гранитов Яманаульского массива (755±5 млн. лет) с использованием [1]: 1 – четвертичные отложения; 2–5 – структурно-вещественные комплексы Дзабханского микроконтинента; 2 – нерасчлененные комплексы палеозоя, 3 – карбонатные толщи цаганоломской серии (венд-нижний кембрий); 4 – вулканические толщи дзабханской серии (верхний рифей); 5 – кристаллические комплексы раннего докембрия фундамента Дзабханского микроконтинента; 6 – нерасчлененные толщи Хангайского блока; 7–8 – островодужные и офиолитовые комплексы (7 – венд-нижний кембрий, 8 – верхний рифей-венд); 9 – палеозойский метаморфический комплекс Гоби-Алтайского выступа; 10 – щелочные граниты (755±5 млн. лет); 11 – главные тектонические границы; 12 – положение точки датирования

Граниты Яманульского массива участвуют в строении бимодальной магматической ассоциации. Их формирование связано с образованием

вулканического поднятия и ограничивающей его рифтовой зоной. Щелочные граниты массива представляют собой типичные посткинематические образования, которые после внедрения, (как и вмещающие их, полого лежащие трахириолиты), не вовлекались в складкообразующие деформации. По составу щелочные граниты массива близки к трахириолитам дзабханской серии [1].

В раннем рифее Дзабханский террейн представлял собой фрагмент краевого участка суперконтинента, а затем в результате рифтогенеза на рубеже примерно 755 млн. лет вышел из состава Родинии [1]. Мы попытались определить положение и кинематику Дзабханского микроконтинента в неопротерозое. Нами были изучены трахириолиты дзабханской серии (777±6 Ma) [2] и граниты (752±3 Ma) [1] Яманульского массива (46.9°N, 96.5°E).

Все отобранные ориентированные образцы были подвергнуты термомагнитной чистке с последующим компонентным анализом для выделения компонент намагниченности. После термочистки выяснилось, что в изученных породах выделяются несколько характеристических компонент намагниченности. Время образования высокотемпературной компоненты NRM в лавах (Dec=73.7°, Inc=-5.1°, K=15.0, a_{95}=9.0°) (рис.2) на удалении от интрузии можно заключить в интервал от 777±6 Ma до времени внедрения гранитов – 752±3 Ma. В гранитах (752±3 Ma) и лавах экзоконтактовой зоны выделяется высокотемпературная компонента NRM (Dec=68.6°, Inc=-56.0°, K=23.4, a_{95}=6.4°), возраст которой можно связать по времени с внедрением гранитов Яманульского массива в лавы дзабханской серии. В гранитах также выделяются две метахронные компоненты с высокими наклонениями Dec=210.0°, Inc=-85°, K=26.5, a_{95}=5.2° и Dec=334.5°, Inc=-78.4°, K=21.6 a_{95}=8.1°, генезис и время образования которых не ясны.

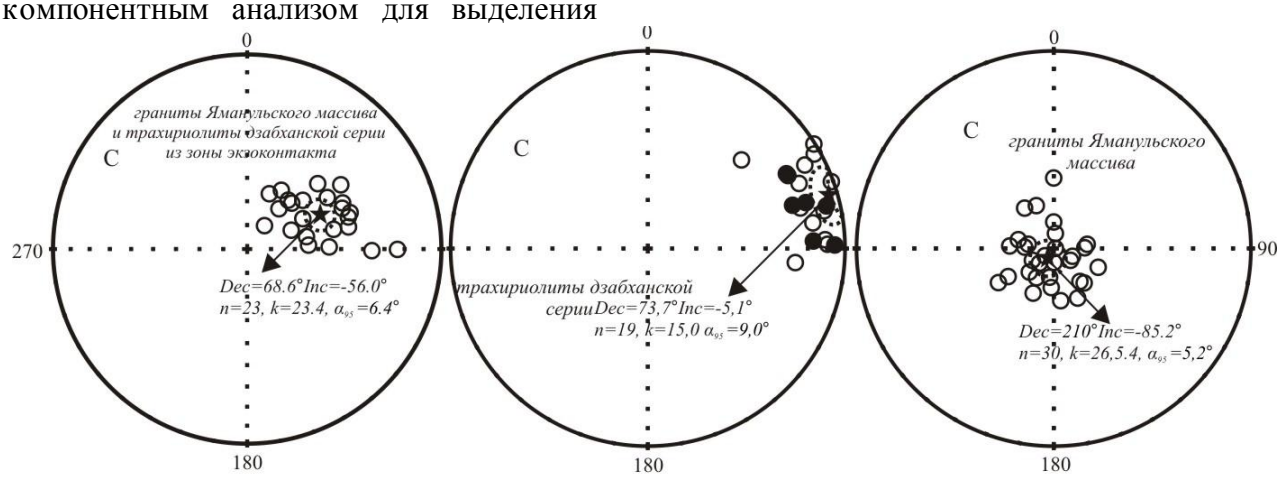


Рис. 2. Стереограмма проекций направлений палеомагнитных векторов в современной (С) системе координат по коллекции щелочных гранитов и лав Дзабханского рифейского микроконтинента.

Согласно нашим данным Дзабханский микроконтинент как краевой участок суперконтинента Родиния располагался на рубеже ~777 Ma в приэкваториальных широтах, а к ~750 Ma значительно продвинулся к северу (30-44°N), выйдя из состава Родинии. Если это так, то скорость перемещения изученного террейна в это время составляла не менее 15 см/год. Близкий по наклонению палеомагнитный результат по породам дзабханской серии был получен в [3], по данным которых они образовались на 47±16° (770-805 Ma).

Литература

1. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В. и др.* Позднерифейские щелочные граниты Дзабханского микроконтинента: к оценке времени распада Родинии и формирования микроконтинентов Центр.-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2008. Т. 420. № 3. С. 375-381.

2. *Zhao, Y., Song, B., Zhang, S.H*. The Central Mongolian microcontinent: Its Yangtze affinity and tectonic implications // Abstract volume, Symposium on continental growth and orogeny in Asia, Taipei, Taiwan, 2006, March 19-26, p. 135-136.

3. *Levashova N.M., V.M. Kalugin, A. S. Gibsher, J. Yff A. B. Ryabinin, J. G.* Meert and Shawn J. Malone (2010), The Origin of the Baydaric Microcontinent, Mongolia: Constraints from Paleomagnetism and Geochronology, Tectonophysics, 485 (2010) 306-320.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОИД ЗАПАДНОГО ОКОНЧАНИЯ КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА (СЕЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ - РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Дегтярев К. Е.[а], Рязанцев А.В.[а], Толмачева Т.Ю.[б], Третьяков А.А.[а], Александров П.А.[а]

[а] Геологический институт РАН, Москва, Россия (degtkir@ginras.ru)
[б] ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия (Tatiana_Tolmacheva@vsegei.ru)

В строении палеозоид западного окончания Киргизского хребта участвуют комплексы, формирование которых происходило в пределах континентальных окраин различного типа. В каледонской структуре этого региона выделяется три яруса. Нижний – представлен системой дислоцированных тектонических покровов и лежачих складок (шарьяжей), сложенных доордовикским образованиями. На этом уровне покровы образованы рифейскими гранитами (фундамент раннепалеозойской пассивной окраины), комплексами верхнедокембрийско(?) – кембрийского чехла пассивной окраины, вулканогенными, вулканогенно-осадочными и плутоническими комплексами кембрийских энсиматических островных дуг и смежных окраинноморских бассейнов с океанической корой, а также метаморфическими породами высокобарического макбальского комплекса. Средний ярус сложен комплексами ранне-среднеордовикской энсиалической островной дуги, которые с размывом залегают на образованиях нижнего яруса и вместе с ними слагают систему текто-нических покровов.

Тектонические покровы нижнего и среднего ярусов «сшиты» средне-позднеордовикскими гранитоидами, вместе с которыми несогласно перекрываются неовтохтоном позднеордовикских терригенных толщ верхнего яруса.

Тектонические покровы и лежачие складки нижнего и среднего ярусов смяты в систему сопряженных складок запад-северо-западного простирания, наиболее крупной из которых является Макбальская антиформа. В ее ядре и на крыльях комплексы различного состава и возраста закономерно сменяют друг друга, демонстрируя «стратиграфию» тектонических покровов. Анализ формаций и расположение комплексов в современной структуре позволяют восстановить первичные латеральные ряды различных этапов развития раннепалеозойской окраины.

Структурно-вещественные латеральные ряды раннепалеозойской окраины

Нижний структурный ярус представлен комплексами раннепалеозой-ской зоны перехода от континента к океану. Соответственно, в современной структуре присутствуют комплексы, формирование которых происходило как на океанической так и на континентальной коре.

Палеоконтинентальные комплек-сы представлены образованиями фундамен-та и чехла пассивной окраины, при этом комплексы фундамента аллохтонно залегают на образованиях чехла.

Комплексы фундамента пассивной окраины представленв гранитоидами Караджилгинского массива, имеющими U-Pb возраст кристаллизации 1131±4 млн. лет (средний рифей). Фрагмент разреза досреднерифейских стратифицированных образований фундамента сложен амфиболитами и кварцитами, которые образуют скиалит среди гранитоидов Караджилгинского массива. О возрасте более древних комплексов фундамента можно судить по детритовым цирконам из метаморфизованного фрагмента разреза чехла пассивной окраины, участвующего в строении ядра Макбальской антиформы и сложенного фенгит-гранат-кварц-полево-

шпатовыми сланцами. Возраст обломочных цирконов из этих пород, определенный на микрозонде SHRIMP II варьирует в интервале 1800-1900 млн. лет и более 2300 млн. лет. Эти значения отражают время проявления нескольких тектоно-магматических процессов в эволюции фундамента пассивной окраины.

Караджилгинский комплекс имеет аналоги в других докембрийских массивах Казахстанско-Тяньшаньской складчатой области. Вместе они отражают этап гренвиллской орогении и сформированы в обстановке рифтогенного растяжения, возможно, в тыловой части активной континентальной окраины.

Комплекс чехла пассивной окраины представлен терригенными и карбонатными породами кенкольской серии позднедокембрийско(?) – кембрийского возраста. Чередование в разрезе мелководных карбонатных пород, кварцевых песчаников и относительно глубоководных углеродисто-кремнистых сланцев позволяет предполагать, что накопление толщи происходило в условиях континентального склона пассивной окраины.

Фрагмент раннекембрийского латерального ряда палеоокеанических структур представлен ***офиолитами***, которые слагают небольшой тектонической покров, перекрывающий комплексы пассивной окраины на юго-восточном крыле Макбальской антиформы (левобережье руч. Талды-Булак). Офиолитовый разрез дезинтегрирован и неполон, его фрагменты представлены серпентинизированными гарцбургитами, дунитами, пироксенитами, габбро, дайками долеритов, кварцевыми диоритами и тоналитами, базальтами. Кварцевые диориты имеют U-Pb возраст кристаллизации 518±4 млн. лет, что соотвествует второй половине раннего кембрия. Особенности состава плутонических и вулканических пород офиолитов свидетельствуют об их формировании в надсубдукционной обстановке, возможно, в задуговом бассейне. Сходные разрезы офиолитов с крупными телами плагиогранитов распространены в Джалаир-Найманской и Бощекульской зонах Казахстана. В этих районах U-Pb возраст плагиогранитов варьирует в интервале 519-525 млн. лет [2, 6]. Близкий состав и возраст офиолитов этих районов позволяют считать их фрагментами единой палеоструктуры, реликты которой экстраполируются в каледонидах Казахстанско-Тяньшаньской складчатой области на расстояние более 2000 км.

Позднекембрийский латеральный ряд палеоокеанических структур представлен фргаментами офиолитовых разрезов и островодужными комплексами.

Позднекембрийские офиолиты тектонически дезинтегрированы, их полные разрезы не выявлены. Наиболее распространены тектонические покровы, сложенные коровыми элементами разреза офиолитов, представленные полосчатым комплексом, габбро, долеритовыми дайками и вулканогенно-кремнистыми толщами.

В строении ***полосчатого комплекса*** участвуют в основном средне- и крупнозернистые габбро и оливиновые габбро, среди которых присутствуют линзообразные полосы ультрамафитов, представленные в основном верлитами, дунитами и клинопироксенитами, редко отмечаются лерцолиты [7]. Габбро содержат жилы габбро-пегматитов и пегматоидных пироксенитов. ***Дайковый комплекс*** представлен жилами и небольшими дайкообразными телами долеритов мощностью от 3 до 25 см, прорывающими габбро. При этом жилы и дайки долеритов образуют пакеты из 3-5 параллельных друг другу тел.

Вулканогенно-кремнистые образования представлены ***терекской свиты*** (600-800 м), которая слагает самостоятельный тектонический покров, перекрывающий верхнедокембрийско (?) – кембрийские комплексы пассивной окраины. В ее разрезе преобладают подушечные базальты, расслоенные кремнями, реже известняками, в которых собраны конодонты позднего кембрия.

По особенностям состава пород полосчатого комплекса, даек долеритов и базальтов терекской свиты устанавливаются надсубдукционные и внутриплитные (плюмовые) источники расплавов. Такие

сочетания различных источников характерны для комплексов, формирование которых происходит в задуговых бассейнах в условиях нестационарной субдукции с возможным изменением ее полярности.

Островодужные комплексы представлены эффузивами и туфами карааарчинской свиты, породами вулканогенно-осадочной толщи и мафитами кичикаиндинского комплекса

Карааарчинская свита (1000-1200 м) слагает самостоятельные тектонические пластины на крыльях Макбальской антиформы. В разрезе свиты преобладают подушечные базальты и андезибазальты, реже встречаются андезиты и их туфы, прослои кремней, яшм и известняков, в которых собраны конодонты позднего кембрия [1, 4]. По особенностям состава вулканиты карааарчинской свиты являются типичными для энсиматических вулканических дуг.

Верхнекембрийская вулканогенно-осадочная толща выделяется на западном крыле Макбальской антиформы, где слагает пластину субмерионального простирания. В разрезе толщи преобладают туфогенно-осадочные породы кислого состава, щелочные и субщелочные базальтоиды с прослоями серых кремней, в которых собраны конодонты позднего кембрия. Присутствие кислого туфогенного материала в разрезе вулканогенно-осадочной толщи позволяет предполагать, что ее формирование происходило вблизи островной вулканической дуги, а особенности состава базальтов свидетельствуют о существенном участии плюмового источника в их формировании. Возможно, толща образовалась на заключительной стадии развития островной дуги при отрыве слэба и поднятии мантийного вещества в образовавшееся «окно». Вероятным глубинным аналогом вулканитов вулканогенно-осадочной толщи являются плутонические породы кичикаиндинского пироксенит-габбрового комплекса [7].

Комплексы позднекембрийско-раннордовикской коллизии дуга-континент представлены метаморфическими образованиями и олистостромами.

Наиболее ярким маркером коллизии является ***макбальский метаморфический комплекс***, приуроченный к ядру одноименной антиформы, крылья которой сложены вулканогенными толщами и офиолитами раннего палеозоя. В строении метаморфических образований выделяются тектонические покровы, сложенные кварцитами , тальк-хлоритоидными сланцами кварц-биотитовыми сланцами, мраморами, графитистыми кварцитами и сланцами с пиритовой минерализацией [10], протолитом для которых являлись терригенно-карбонатные толщи пассивной окраины. Перечисленные породы содержат линзы эклогитов, альбит-винчитовых пород, гранатовых амфиболитов, альбит-биотит-фенгит-гранатовых сланцев. Пик прогрессивного метаморфизма по гранат-омфацитовому геотермобарометру приходится на T=560°C, при 20 кбар, а в отдельных случаях до 30 кбар. [10, 11]. K-Ar методом по парагониту из эклогитов был определен возраст 480 млн. лет [10]. По монациту методом CHIME были получены значения около 480 млн. лет [12]. Таким образом, на основании геохронологических данных возраст высокобарического метаморфизма может считаться раннеордовикским.

Аналоги метаморфических образований Макбальского района впервые обнаружены на юго-восточном крыле Макбальской антиформы на правом берегу р. Каракол в районе впадения в нее руч. Талды-Булак. Здесь они слагают узкую (до 600 м) пластину, которая располагается среди слабее метаморфизованных сланцево-карбонатных пород чехла пассивной окраины. Более высокое структурное положение занимают фрагменты тектонических покровов, сложенных раннекембрийскими офиолитами. Метаморфические породы с размывом перекрываются нижнеордовикскими седиментобрекчиями.

Метаморфические породы на этом участке представлены гранат-мусковит-кварцевыми со ставролитом сланцами, мраморами, амфи-болитами. Выделенные из сланцев и амфиболитов цирокны имеют, скорее всего, метаморфический генезис, оценка возраста их кристаллизации

составляет около 480 млн. лет (SHRIMP II) Полученные значения возраста метаморфизма близки к имеющимся датировкам макбальского комплекса.

Олистостромовая толща несоглас-но залегает на комплексах пассивной окраины и на метаморфических породах – аналогах макбальского комплекса. На севере района она несогласно залегает на базальтах верхнего кембрия В разрезе олистострома преобладают конгло-мерато- и гравелитобрекчии с обломками в основном сланцев и карбонатов. Отмеча-ются уровни хаотического строения с глыбами и крупными пластинами офиолитов раннего кембрия, известняков, сланцев, кремней с позднекембрийскими конодонтами. На севере района в разрезе преобладают песчаники, алевролиты, туфопесчаники, туффиты, полимиктовые конгломераты, конглобрекчии и гравелиты, содержащие различного размера глыбы известняков с органическими остатками амгинского яруса среднего кембрия и верхнего кембрия. Вероятно, из глыб известняков в этой же толще известны находки раннетремадокских трилобитов [3, 8]. Выше располагается псефитовая ***талдыбулакская свита.*** Она согласно залегает на олистостромовой толще и с несогласием на более древних образо-ваниях. Разрез представлен грубообломочными до валунных конгломератами с обломками кремней, яшм, эффузивных и интрузивных пород различного состава. В низах разреза свиты присутствуют глыбы и олистоплаки серых слоистых кремней, содержащих конодонты позднего кембрия. Талдыбулакская свита согласно перекры-вается туфогенной кызылкайнарской сви-той. Мощность свиты не менее 200 м.

Формирование высокобарических пород Макбальского комплекса, олисто-стромов и псефитов свидетельствует о крупной структурной перестройке, произошедшей в начале раннего ордовика. Эта перестройка связана с коллизией дуга-континент, в результате которой произошло отмирание Карааарчинской вулканической дуги и ее столкновение с пассивной континентальной окраиной, что привело к закрытию Терекского задугового бассейна, погружению комплексов пассивной окра-ины на глубины до 100 км и их высоко-барическому метаморфизму.

Ранне-среднеордовикский латеральный ряд энсиалической островной дуги включает кенташскую вулканогенно-осадочную толщу, ассоци-ирующую с плутоническими породами коккиинского комплекса, и кызыл-кайнарскую туфогенно-терригенную толщу.

Кенташская свита (1000 - 1200 м) представлена вулканогенными, вулканоген-но-осадочными и осадочными породами. Возраст толщи устанавливается по конодонтам из горизонтов карбонатных пород, возрасту акцессорных цирконов из туфов и по интрудированию гранитоидами средне-позднеордовикского комплекса. Свита охватывает интервал от верхнего тремадока до низов дарривилия.

Вулканические породы кенташской свиты образуют дифференцированные серии от андезибазальтов через трахи-андезибазальты к трахидацитам (нижняя и средняя подсвиты), от базальтов через трахибазальты и трахиандезибазальты к трахиандезитам (верхняя подсвита) и по геохимическим особенностям могут быть отнесены к комплексам островных дуг, имеющим мощный гетерогенный фунда-мент. С завершающими этапами эволюции ранне-среднеордовикской островной дуги связано становление массивов коккиин-ского пироксенит-габбро-диоритового ком-плекса, прорывающего кенташскую свиту, U-Pb возраст которого составляет 462±4 млн. лет.

Кызылкайнарская свита представ-лена ритмично чередующимися туфогенно-осадочными породами, гранулометрический состав которых варьирует от песчаного до алевритого, редко присутствуют гравелито-брекчии, вулканомиктовые и туфогенные конгломераты. В туффитах присутствуют обломки известняков, в одном из которых собраны конодонты среднего тремадока, а тонких линзах известняков известны находки органических остатков верхов раннего-низов среднего ордовика [8]. Туфы этой свиты по составу сходны с

вулканитами кенташской свиты. Кластер наиболее молодых значений возраста цирконов, определенный на микрозонде SHRIMP II для туфов составляет около 470 млн. лет коррелируется с возрастом, полученным для цирконов из туфов кенташской свиты. По-видимому, эти значения отражают время формирования кызылкайнарской свиты.

Верхний возрастной предел кызылкайнарской свиты устанавливается по прорыванию ее пород гранитоидами Алмалинского и Баркольского массивов, а также массивами Талдыбулакской группы, U-Pb возраст которых составляет около 460 млн. лет и соответствует границе среднего и позднего ордовика (460,9 млн. лет).

Можно предполагать, что формирование кызылкайнарской свиты происходило в задуговом прогибе, находившемся в тылу Кенташской островной дуги. Этот прогиб также как и дуга имел гетерогенный фундамент, сложенный как сиалическими породами, так и обдуцированными на них энсиматическими комплексами.

Формирование тектонических покровов и совмещение разнообразных кембрийско-среднеордовикских комплексов запечатывается внереднием крупных массивов средне-позднеордовикских гранитоидов, формирование которых происходило в тыловой части крупной средне-позднеордовикской островной дуги. Вулканические комплексы этой дуги широко распространены северо-восточнее в Степняк-Бетпакдалинской зоне Центрального и Южного Казахстана [5].

Комплексы этапа прекращения субдукции представлены верхнеордовикскими терригенными толщами, которые расчленяются на свиты: алмалинскую, табексайскую и ботамойнокскую [9]. Алмалинская свита несогласно с аркозами в основании залегает на гранодиоритах Алмалинского массива. По структурному положению толщи являются неоавтохтоном. Отсутствие проявлений магматизма на этом этапе позволяет предполагать прекращение субдукции.

Основные черты эволюции палеозоид западного окончания Киргизского хребта в позднем докембрии-раннем палеозое

Анализ распространения структур и комплексов палеозоид западного окончания Киргизского хребта показывает, что они отражают эволюцию конвергентной окраины в структуре Палеоазиатского океана. Развитию окраины предшествовало формирование континентального блока, который в раннем палеозое слагал фундамент пассивной окраины. Наиболее древние тектоно-магматические события при формировании фундамента континентального блока происходили в интервале 1800-1900 млн. лет и более 2000 лет. Этап гренвиллского тектогенеза отражен в караджилгинском комплексе гранитоидов (1131±4 млн. лет).

По-видимому, в венде произошла деструкция континентального блока и в раннем кембрии началась конвергенция с формированием энсиматической островной вулканической дуги и задугового бассейна. В позднем кембрии развивается Карааарчинская вулканическая дуга и Терекский задуговой бассейн. Изменения геодинамического режима на этом этапе хаарктеризуется комбинацией субдукционных и плюмовых процессов, обусловивших специфический магматизм в условиях нестационарной субдукции.

В самом начале ордовика происходит коллизия дуга-континент и формирование макбальского высокобарического метаморфического комплекса. На этом этапе происходит отмирание Карааарчинской дуги и закрытие Терекского бассейна и обдукция их фрагментов на пассивную окраину.

Продолжение конвергенции отразилось в раннем-среднем ордовике развитием энсиалической Кенташской островной дуги. Эволюция этой дуги завершилась внедрением коккиинского пироксенит-габбро-диоритового комплекса. На заключительном этапе развития зоны субдукции произошло внедрение крупных гранитоидных плутонов средне-позднеордовикского возраста. В позднем ордовике прекращение субдукции отразилось в

формировании амагматичного комплекса неоавтохтона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проекты 09-05-0033, 09-05-91331-ННИО

Литература

1. *Апаяров Ф.Х., Мамбетов А.М., Миколайчук А.В., Башкиров А.П.* Нижний палеозой западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань) // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Тезисы докладов четвертого международного симпозиума. Бишкек, 2008. С.82-85.
2. *Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В., Котов А.Б. и др.* Раннекембрийские офиолиты Бощекульской зоны (Центральный Казахстан): строение разрезов и обоснование возраста // Доклады академии наук, 2010. Т.431. № 4. С. 503-508.
3. *Лисогор К.А.* Тремадокские трилобиты Малого Каратау и Киргизского хребта // Ежегодник Всесоюзного палеотологического общества. Т XX. Л.: Наука, 1977. С. 105-127
4. *Максумова Р.А., Захаров И.Л., Зима М.Б. и др.* Покровно-чешуйчатая структура ранних каледонид Тянь-Шаня в свете новых данных по стратиграфии нижнепалеозойских толщ // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1988. С. 144-152.
5. *Никитин И.Ф.* Ордовик Казахстана. Ч. I. Стратиграфия. Алма-Ата: Наука. 1972. 244 с.
6. *Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Котов А.Б. и др.* Офиолиты Джалаир-Найманской зоны (Южный Казахстан): строение разрезов, обоснование возраста // Доклады академии наук, 2009. Т. 427. № 3. С. 359-364.
7. *Сакиев К.С.* Петрология пород офио-литов Кара-Арчинской зоны Северного Тянь-Шаня. Бишкек: Илим, 1991. 184 с.
8. *Степаненко А.Ф.* Новые данные о докембрийских (синийских) и нижнепалеозойских отложениях западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань) // Известия АН СССР. Сер. геол., 1959. № 9. С. 66-79.
9. *Popov L.E. et al.* A low diversity shallow water lingulid brachipod-gastropod association frov Upper Ordovicion of North Kyrgystan // Acta Palaeontologica Polonica, 2007 V. 52 N. 4 P. 27-40.
10. *Tagiri M, Yano T., Bakirov A. et al.*, Mineral parageneses and metamorphic P-T paths of ultrahigh-pressure eclogite from Kyrgyz Tien-Shan // The Island Arc, 1995. V. 4. P. 280-292.
11. *Tagiri M., Bakirov A,* Qartz pseudomorph after coesite in garnet from a garnet-chloritoid-talc schist, Nothern Tien-Shan, Kirgis SSR // Proc. Japan Acad. 66. No 7. Ser B. 1990. P. 135-139
12. *Togonbaeva A., Takasu A., Bakirov A. et al.* Chime monazite age of garnet-chloritoid-talc schists in the Makbal complex, Nothern Tien-Shan: First report of the age of the UHP metamorphism // Journal of mineralogical and petrological sciences. V. 104. 2009. P. 77-81.

ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ И ТЕКСТУРЫ БЫСТРЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В РАЗНОВОЗРАСТНЫХКОМПЛЕКСАХ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ, ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ И ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Деев Е.В.[а], Зольников И.Д.[б], Староверов В.Н.[в]

[а] *Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия (deevev@ngs.ru)*
[б] *Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия*
[в] *Саратовский государственный университет, Саратов, Россия*

Введение

В последние десятилетия в геологических науках все большее внимание уделяется быстрым геологическим процессам (седиментационным, сейсмическим и т.д.). Эти процессы, длящиеся секунды, минуты, дни и недели являются “мгновенными” по отношению к тем временам, которыми обычно оперируют геологи.

Для развития быстрых процессов благоприятны геологические системы с большим запасом энергии (потенциальной, кинетической, тепловой и т.д.). Такие системы находятся в состоянии неустойчивого равновесия. Система может быть выведена из равновесия в случае: 1) накопления в ней энергии сверх “конденсирующей” способности системы; 2) нарушения целостности системы; 3) резкого привноса значительного количества дополнительной энергии извне. В результате происходит резкий выброс энергии из системы, приводящий к возникновению быстрого геологического процесса. После сброса энергии некоторые системы способны самовосстанавливаться, а процесс накопления и сброса энергии в них повторяться, делая геологические процессы циклическими.

Резкий сброс энергии часто приводит к перемещению значительных объемов вещества за короткий промежуток времени. При этом скорости “быстрого” осадконакопления в разы и на порядки превышают скорости “обычной” седиментации. В таких случаях в осадочных комплексах возникают парадоксальные сочетания литотипов и текстурные признаки отложений, не вписывающиеся в классические законы дифференциации осадочного вещества и указывающие на какие-то исключительные обстановки осадконакопления. Анализ таких отложений привел к выделению самостоятельных генетических типов осадочных пород: турбидитов, темпеститов, цунамитов, инундитов, тайдалитов. Кроме них в результате быстрых процессов формируются и осадки более привычных генетических групп и рядов. Несмотря на то, что описываемые события происходят весьма стремительно, анализ формируемых ими седиментационных текстур и соотношений литофаций позволяет охарактеризовать основные фазы протекания динамических процессов: начало, кульминацию и ослабление.

Быстрые процессы преобразуют текстурный облик отложений и на стадии диагенеза. Прежде всего, это относится к сейсмическим событиям, в результате которых формируются сейсмиты.

В докладе рассматриваются разновозрастные геологические объекты, изученные авторами в пределах Горного Алтая, Минусинской впадины, Западно-Сибирской плиты и Восточно-Европейской платформы. Основная причина объединения таких разновозрастных и географически удаленных объектов заключается в наличии в них специфических литофаций и текстур, отражающих быстрые седиментационные и постседиментационные события.

Четвертичные склоново-гравитационные отложения Горного Алтая

Горные склоновые геологические системы, априори, обладают большим запасом потенциальной энергии. Нарушение их устойчивости приводит к

возникновению мгновенных процессов, в результате которых накапливаются различные генетические типы гравитационных склоновых отложений.

В Горном Алтае закартировано несколько десятков крупных обвалов, осыпей, оползней и оползне-обвалов, а объемы обрушенных осадков составляют в среднем 10-50 млн. $м^3$, достигая 100-200 млн. $м^3$. Корреляция этих тел с зонами сейсмоактивных разломов позволяет предполагать, что именно сейсмические триггеры ответственны за формирования большинства коллювиальных тел, а их генезис следует рассматривать как сейсмогравитационный. Этот тезис был отчасти подтвержден сейсмическими событиями 2003 г., в результате которых образовался крупный блоковый оползень в левом борту долины р. Талдура.

Некоторые из крупных обвалов и оползней временно перегораживали речные долины, создавая благоприятные условия для формирования обвально-подпрудных озер. Так в результате схода Сукорского оползня-обвала объемом более 30 млн. $м^3$ была полностью перегорожена долина р. Чуя и выше по течению в пределах одноименной котловины возникло озеро, заполнившее ее до отметок 1750 м. Из озерных песков этого озера получена серия радиоуглеродных дат в 9-7 тыс. лет [2].

Подобные озера сами являются системами, способными порождать быстрые геологические процессы в случае резкого разрушения плотины. Так, в [2] описан оползень-обвал в долине р. Каракем общим объемом в 150 млн. $м^3$. Сойдя с правого борта долины, он перекрыл всю речную долину километровой ширины и был выброшен во фронтальной части на противоположный склон до высоты 80-100 м. Ширина плотины, составила около 3-3,5 км. В настоящее время ниже по течению фиксируются следы прорыва обвально–подпрудного озера, представленные серией глыбовых кос-валов.

Отложения гигантских гляциальных паводков в Горном Алтае

Системы с еще большим энергетическим запасом в виде ледниково-подпрудных озер формировались в межгорных котловинах Горного Алтая в эпохи неоплейстоценовых оледенений. Их прорывы приводили к формированию гигантских гляциальных паводков. Аккумулятивные и эрозионные формы рельефа в виде “полей гигантской ряби”, “спиллвеев” и т.д. позволили оценить гидравлические параметры таких паводков. Для разных стадий паводка, сечений створа рек Катунь и Чуя от приплотинной до предгорной части получены следующие оценки: расходы от 2×10^4 $м^3/с$ до 18×10^6 $м^3/с$, глубины от 50 до 400 м, скорости потока от 16 до 72 м/с [5]. Длительность гигантского паводка могла составлять от нескольких дней до двух недель.

Отложения гигантских гляциальных паводков широко распространены в долинах рек Чуя и Катунь, где они слагают высокие (ининская толща мощностью до 300 м) и средние эрозионные террасы (сальджарская толща мощностью до 60 м). Характерная черта этих отложений - цикличность [3, 4]. В представительных разрезах ининская толща состоит из 7 седиментационных циклов, а сальджарская – из 3. Цикл состоит из набора фаций (рис. 1), а фациальный набор и мощности фаций могут меняться в зависимости от конкретных геоморфологических условий.

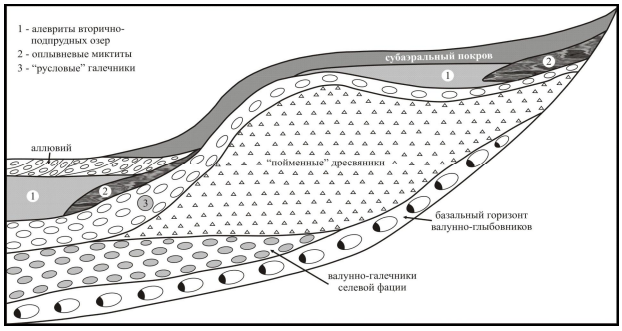


Рис. 1. Соотношение фаций гигантского гляциального паводка

В основании цикла выделяется базальный слой *селевой фации*, представленный грубообломочным материалом с песчано-гравийно-дресвяным заполнителем. Нередко этот слой сложен в разной степени окатанными обломками

более 1 м в поперечнике и представляет собой глыбовник или валунно-глыбовник, а его мощность колеблется от 3 до 5–10 м. Глыбы захватывались в самом начале гигантского паводка непосредственно со склонов и переносились в виде влекомого наноса на несколько километров (иногда на 10-20 км) вниз по долине. В некоторых разрезах базальный слой наращивается по толщине до 50 м, приобретая в верхней части валунно-щебне-галечниковый состав с отдельными включениями глыб. Установлена целая серия разрезов, где в валунно-глыбовниках вниз по долинам рек прослежена пологая наклонная параллельная макрослоистость под углом 15-20°. Еще одной характерной особенностью залегания базального слоя является "задирание" его подошвы на борта долин с превышением более чем на 100 м.

Далее следуют дресвяники и песко-дресвяники *"пойменной" фации*. Большое количество неокатанного материала объясняется его транспортировкой в толще воды в виде взвеси без интенсивных соударений на большие расстояния. Отложение дресвяников происходило при резком падении скорости и несущей способности потока, что приводило к быстрому, фактически одномоментному (в режиме "лавинной" седиментации) выпадению обломков не только на пойме, но и в пределах всей затопленной долины, в том числе и на склонах разной крутизны. Массовое выпадение в осадок взвешенных в глубоководном потоке обломков и их "размазывание" по дну способствовало формированию параллельной слоистости - еще одной показательной черте "пойменной" фации. Слоистость нередко бывает облекающей, если эти отложения ложатся на борта долины. Благоприятными для формирования дресвяников были участки перед сужением долины, эрозионной тени на поворотах русла, а также приустьевые части боковых притоков. Для обеих фаций характерно наличие "дропстоунов" (обломков нелитифицированных озерных алевритов, слоистых песков), перемещавшихся в потоке в мерзлом состоянии.

Выше залегают косослоистые валунно-галечники *"русловой"* фации, которые формировались на завершающем этапе паводка, когда уровень воды спускался до положения, при котором доминировали обстановки перемещения обломков путем волочения по дну и сальтации. Основание этих отложений обычно отделяется от подстилающих эрозионным размывом и грубообломочным щебнисто-валунным слоем. В прительвеговой части их мощность может достигать 10–15 м и более, сокращаясь иногда до полного выклинивания в сторону бортов долины. Валунно-галечники слагают гигантские гряды (высотой 2-20 м), русловые валы и гигантские прирусловые отмели.

Выше по разрезу цикла следуют алевро-песчано-дресвяно-щебневые миктиты *оплывневой фации*, формировавшиеся за счет оплывания переувлажненного материала со склонов после спада паводка. Для фации характерен парагенезис водно-седиментационных и оплывневых текстур. Оплывневые образования получили распространение не только в магистральных речных долинах, по которым происходил сброс воды, но и в пределах опорожняемых межгорных котловин.

Циклит обычно завершается субпараллельнослоистыми алевропесками *фации вторично-подпрудных озер*, которые отлагались в понижениях днища долины, преобразованного гигантским потоком, в переуглублениях на площадках террас, в перегороженных долинах притоков. Мощность таких алевритов и алевропесков колеблется от 1 до 6 м.

Сейсмиты в четвертичных отложениях Горного Алтая

В разрезах четвертичных отложений сейсмиты выделены на фоне деформационных текстур иного генезиса (гляциогенных, криогенных, подводно-оплывневых, седиментационных и т.д.). Они образуют маломощные (от первых см до 0,5-1 м), часто выдержанные по простиранию пакеты. В пользу их сейсмогенного генезиса

говорят: морфологическое подобие деформационных текстур, зафиксированных на разных стратиграфических уровнях, в осадках различной зернистости, различных генетических типов и палеогеографических областей; "спонтанное" развитие деформированных интервалов в однотипно построенных разрезах. Приуроченность сейсмитов к определенным стратиграфическим уровням, наличие в одном разрезе нескольких слоев с деформациями, разделенных недеформированными слоями, определенно указывает, с одной стороны, на дискретность, а с другой - на повторяемость процессов их формирования, что и следует ожидать в сейсмоактивных зонах, характеризующихся чередованием периодов сейсмического затишья и сейсмической активизации.

Представляется, что формирование большинства сейсмитов связано с разжижением и флюидизацией влагонасыщенных осадков. Ранние стадии разжижения способствуют развитию пластической деформации с образованием разнородных пликативных форм (миникоробчатые, дисгармоничные, веерообразные, циклоидные складки), флексур. Усиление разжижения среды приводит к формированию разнообразных текстур внедрения одного осадка в другой (шаровые, подушечные, пламеневидные, облаковидные, грибовидные). Крайние стадии разжижения приводят к замене первичных седиментационных текстур на вторичные массивные. Следствием флюидизации является движение алеврито- или песчано-водных потоков по трещинам, ряд из которых служит питающими каналами для микровулканов. Хрупкие деформации представлены разрывами различной кинематики и масштаба.

Отложения лахаровых потоков в нижнедевонских комплексах Алтае-Саянской складчатой области

В зависимости от рельефа местности, количества воды, массы пепла и другого материала, вовлеченного в движение, лахары могут проходить расстояние в десятки км и развивать скорости до 100 км/час. "Застывая", они формируют слои миктитов пестрого гранулометрического состава мощностью в несколько м, а в условиях резко расчлененного рельефа - до десятков и сотен м. Такие миктиты можно наблюдать в вулканогенно-осадочных отложениях нижнего девона Минусинской котловины (матаракская свита) и Горного Алтая (корумкешинская свита).

В разрезах наблюдаются текстуры, свидетельствующие о вязко-пластичном течении грязевого материала: подстилающие неконсолидированные отложения сминаются в складки волочения, разрываются; отторженцы захватываются грязекаменной массой, растаскиваются в виде изогнутых лент, кляксообразных включений, а также закатываются в изометричные рулеты и шары; встречающиеся глыбы и валуны нередко имеют следы дробления, возникшие за счет перекатывания внутри грязекаменного потока. В ряде обнажений отмечаются текстуры просадки, которые отражают этап обезвоживания грязекаменной массы и ее осадки по микрооползням.

Позднеплиоценовые текстуры штормовых пластов Акчагыльского моря

Широкий спектр быстрых геологических процессов происходит в пределах морских пространств. Образования штормовой деятельности Акчагыльского моря выявлены в разрезах Саратовского Правобережья, Самарского Заволжья, Оренбургского Предуралья.

Наиболее полный разрез темпеститов изучен в окрестностях села Березняки, в 100 км к северу от г. Саратова. В разрезе среди терригенных пород залегают пласты, практически целиком сложенные остатками раковин двустворчатых и брюхоногих моллюсков. Их мощность достигает 3,5–4 м, а в стратиграфическом отношении они приурочены к верхам ерусланской свиты нижнего акчагыла. В строении ракушняков прослеживается параллельная слоистость чередующихся маломощных пачек, которые отличаются друг от друга структурно-текстурными признаками, согласно

которым выделено несколько разновидностей: ракушняки с автохтонным и субавтохтонным характером залегания, ракушняки вдольбереговых течений, темпеститовые ракушняки.

Мощность темпеститовых пластов колеблется от нескольких см до 40-45 см. Для них характерна градационная слоистость. В подошве градационных интервалов, как правило, залегает гравийно-галечниковый материал (силициты и опоковидные песчаники палеогена). Галька имеет уплощенную форму и ориентирована в ритмах преимущественно в соответствии с напластованием. Высокая концентрация грубообломочного материала в основании темпеститовых ритмов объясняется максимально приближенным положением береговой линии, достаточно крутым рельефом побережий и интенсивной абразией берегов во время штормов. Внутри ритмов преобладают биокласты моллюсков, степень дезинтеграции их раковин возрастает в направлении кровли вплоть до тонко перетертого детрита. Редко встречаются мелкие хорошо окатанные гальки. В кровле ритмов присутствуют нечетко выраженные знаки слабо асимметричной волновой ряби высотой до 4–6 см или, при обогащении пелитовым материалом, наблюдаются текстуры внедрения, представляющие собой удлиненные вздутия и гроздевидные натеки глинистого состава, происхождение которых, вероятно, обусловлено обезвоживанием и продавливанием тонкого осадка под весом более грубого перекрывающего. Кроме того, в заключительную фазу штормовых явлений, при снижении интенсивности турбулентных движений, мелкие алевро-пелитовые частицы оседали на дно и образовывали инфильтрационные структуры, заполняя раскрытые створки и образуя тонкие корочки (до 3-4 мм) на их поверхности.

Отложения турбидитных потоков в чехле Западно-Сибирской плиты

Волжско-неокомский комплекс чехла плиты накапливался при боковом заполнении глубоководного морского бассейна. В настоящее время установлен общий наклон слагающих его седиментационных тел, а также их омоложение с востока на запад. Клиноформное строение комплекса отображается в виде наклонных отражающих горизонтов сейсмокомплекса Б-М ($Б_я$, $В_4$, $В_3$, $В_2$, $В_1$, $В_0$, В), которые соответствуют глинистым пачкам (урьевская, пимская и др.), сформированным при кратковременных субрегиональных трансгрессиях.

Согласно клиноформной модели строения обсуждаемого комплекса, ачимовские песчано-алевритовые тела представляют собой глубоководные конусы выноса турбидитных потоков – возрастные аналоги “шельфовых” пластов. Текстуры ачимовских отложений отражают фациальные условия их осадконакопления. Для них характерны оползневые текстуры, чаще всего приуроченные к нижней части свала, текстуры внедрения в подстилающие баженовские глины, включения обломков и окатышей подстилающих глин, брекчеевидные текстуры, трещиноватость, в том числе и со смещениями по разрывам, горизонтальная, волнистая и косая слоистости, обусловленные воздействием подводных течений [1].

Заключение

Рассмотренные типы отложений и текстур, своим возникновением обязаны быстрым, нередко катастрофическим событим (землетрясениям, прорывам озер, штормам и т.д.). Выделение стратиграфических уровней развития таких отложений может использоваться при решении задач местной и региональной стратиграфической корреляции.

Литература

1. *Брехунцов А.М., Бородкин В.Н., Бочкарев В.С., Дещеня Н.П.* Условия формирования и особенности строения основных продуктивных пластов ачимовской толщи Восточно-Уренгойской зоны // Строительство разведочных скважин на ачимовские отложения Восточно-Уренгойскойзоны. Тюмень, 1999, С.35-58.

2. *Бутвиловский В.В.* Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во ТГУ, 1993, 252 с.
3. *Зольников И.Д.* Стратотипы четвертичных отложений Яломано-Катунской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика, 2008, т.49, №9, С.906-918.
4. *Парначев С.В.* Геология высоких алтайских террас (Яломанско-Катунская зона). Томск: Изд-во ИПФ ТПУ, 1999, 137 с.
5. *Рудой А.Н.* Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск: изд-во ТПГУ, 2005, 224 с.

СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ, ВЕРХНЕМАНТИЙНАЯ КОНВЕКЦИЯ И КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ТУВЫ, ВОСТОЧНОГО САЯНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ МОНГОЛИИ

Деев Е.В.[а], Бушенкова Н.А.[а], Червов В.В.[а], Василевский А.Н.[а], Лавренчук А.В.[б]

[а] *Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия (deevev@ngs.ru)*
[б] *Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия*

Введение

Геодинамическая природа внутриконтинентального вулканизма рассматриваемой территории трактуется в рамках различных моделей: пассивного и активного рифтогенеза или их комплексирования (см. обзор в [8]), горячих точек [10, 13], в том числе связанных с плавлением вещества Тихоокеанского слэба [6]. Причем в рамках первых двух групп моделей подъем вещества верхней мантии обеспечивается за счет растяжения верхней части литосферы, либо природа самого восходящего верхнемантийного потока вообще не объясняется. Кроме того, все группы моделей практически не учитывают особенности динамики подлитосферной части верхней мантии, обусловленные неоднородностями в распределении мощностей самой литосферы. Хотя известно, что значения толщины литосферы древних кратонов составляют 200-250 км, в то время как для других областей Центральной Азии ее толщины не превышают 130 км, а в рифтовых долинах и складчатых поясах иногда сокращаются до 40 км. Подобные вариации мощности литосферы существенно влияют на характер верхнемантийных течений, поскольку, согласно результатам физического [16] и численного [9] моделирования, крупные ее блоки с увеличенной мощностью способствуют образованию локального перегрева в подстилающей их мантии и возникновению в ней восходящих потоков. Цель настоящей работы – выявить особенности взаимодействия верхнемантийных и коровых структур в выбранном сегменте Центральной Азии с учетом распределения мощностей литосферы.

Морфотектоника территории

В пределах монгольской части исследуемой территории отчетливо выделяется Хангайское поднятие, длинная ось которого имеет северо-западную ориентировку. Поднятие разделено на блоки разломами северо-восточного и северо-западного простирания. Как следствие, его центральные части подняты до абсолютных отметок свыше 3000 м, тогда как высоты северо-западной и южной (Южно-Хангайское плато) оконечностей находятся в диапазоне 2500-3000 м. Обрамляющие и внутренние разломные зоны, а также связанные с ними приразломные структуры растяжения контролируют поля распространения кайнозойских базальтов в пределах Хангая.

С запада и юга Хангайской поднятие обрамляется областями новейших прогибаний (Котловина Больших Озер, Долина Озер), а на юго-востоке – слабо дифференцированными структурами молодой платформы.

Еще один поднятый до абсолютных отметок в 2500-3000, редко более 3000 м массив S-образной формы выделяется в пределах территорий Прихубсугулья и частично Восточного Саяна. Его целостность нарушена сетью разломов, среди которых доминируют субширотно ориентированные левые сдвиги и оперяющие их разломы [8]. В результате сдвиговых движений и вращения блоков сформированы рифтовые впадины (Тункинская, Хубсугульская, Дархатская, Окинская и др.). Разломная сеть и рифтовые структуры контролируют пространственное размещение ареалов кайнозойского базальтового вулканизма и базальтовых лавовых “рек”.

Между собой описанные области интенсивных региональных поднятий разделены Ханхухэйско-Селенгинским поясом субширотно ориентированных морфоструктур, в пределах которого абсолютные отметки хребтов редко превышают 2500 м. Главной разломной зоной здесь является Болнайский (Хангайский) региональный разлом левосдвиговой кинематики.

В восточном направлении Ханхухэйско-Селенгинским пояс смыкается со неотектоническими структурами дугообразно изогнутой Селенгино-Тольской зоны. Геометрия морфоструктур в ее пределах определяется сложным сочетанием разломов субширотной, северо-западной и субмеридиональной ориентировки. Разломы, а также связанные с ними линейные приразломные впадины определяют структурный контроль положения ареалов распространения кайнозойских базальтов. В целом наблюдается снижение абсолютных отметок мофроструктур в пределах зоны с запада на восток от 1500-2000 м до 1000-1500 м, а ее положение согласно [7] контролирует в рельефе западное ограничение Амурской плиты.

К западу от Прихубсугульско-Восточносаянского поднятия обособляется Тувинская морфоструктурная область, в пределах которой чередуются субширотно ориентированные горные хребты (Восточный Танну-Ола, Академика Обручева, Эргак-Таргак-Тайга) с преобладающими высотами в 2000-2500 м и разделяющие их межгорные впадины (Кызыльская и Тоджинская). Разломные зоны, нарушающие внутреннее строении Тоджинской котловины, трассируются полями распространения кайнозойских базальтов. Наконец, к востоку от Главного Саянского разлома расположена вытянутая на северо-запад область предорогенных краевых блоковых поднятий с абсолютными высотами от 1000 до 2400 м, прилегающих к Сибирской платформе.

Данные сейсмотомографического моделирования и расчет мощностей литосферы

Построение 3D модели скоростных аномалий верхней мантии детально описано в работе [14]. Были использованы все имеющиеся данные по телесейсмическим и региональным лучам P-волн, а также отраженным PP-лучам с точками отражения, расположенными в изучаемой области, из мирового каталога данных ISC за 1964-2001 годы. Полученная сейсмическая модель, в целом, согласуется с существующими региональными и глобальными моделями, однако она обеспечивает более высокое разрешение и количественные оценки для амплитуд сейсмических аномалий, благодаря использованию увеличенного набора данных и суммированию со статистически рассчитанными весами результатов независимых томографических подходов (PP-P и ITS схемы).

В сейсмотомографической модели низкоскоростная аномалия верхней мантии наблюдается в районе юго-западной оконечности Сибирского кратона, начиная непосредственно с минимальных для региональной томографии данного района глубин в 50 км.

На глубинах свыше 200 км под всей восточной частью Центральной Монголии проявляется другая отрицательная аномалия скоростей сейсмических волн, меньшая по амплитуде и устойчивая вплоть до подошвы верхней мантии. В северном направлении эта аномалия вытягивается в Прихубсугулье в южные районы Тувы. Напротив, к западу от этой аномалии располагается поле повышенных скоростных характеристик, охватывающее западную половину Хангайского нагорья и далее Котловину Больших Озер.

Верхние 250 км 3D модели аномалий скорости P-волн использованы для оценки мощности литосферы изучаемого региона, которая выполнена аналогично методике, описанной в другой нашей работе [3].

На полученной карте мощностей в пределах западной части Хангайского поднятия, помимо Сибирского кратона,

четко обозначился блок с мощной литосферой. Частично в его границы попадают также территории Котловины Больших Озер и Прихубсугульско Восточносаянского поднятия. В таких границах этот блок соответствует очертанию Тувино-Монгольского массива [2], за исключением его северной части, наиболее раздробленной процессами кайнозойского рифтогенеза.

Численное моделировании современной теплогравитационной конвекции в верхней мантии

Выявленное распределение мощностей кондуктивного слоя (литосферы) было использовано для определения граничных условий в трехмерном численном моделировании современной теплогравитационной конвекции в верхней мантии при постоянном подогреве границы 670 км; первые результаты изложены в работе [12]. Для описания течения в верхней мантии Земли применен численный алгоритм, основанный на применении неявных методов расщепления по пространственным переменным, методе слабой сжимаемости и учете сферической геометрии течения. Вычисления проводились в крупном сферическом секторе $0° \le \varphi \le 150°$, $10° \le \theta \le 80°$, в пределы которого, помимо Сибирского, входят также крупные Восточно-Европейский, Южно- и Северо-Китайский, Таримский и Индостанский кратоны, 5671 км $\le R \le$ 6371 км на равномерных сетках 170 × 70 × 35 и 220 × 98 × 53 ячеек; величина шага по времени - 2.5 млн лет и 1.0 млн лет. В качестве краевых условий, на боковых границах задавались условия равенства нулю скалывающих напряжений, а на нижней и верхней - условия прилипания и фиксированные значения температуры. На границах неоднородной литосферной плиты заданы условия прилипания. На нижней кромке литосферы, при постановке начального распределения температуры учитывалось первоначальное значение температуры (T) в 1200°C. Температура рассчитывалась во всем секторе; движение жидкости - вне литосферы.

Фрагмент модели, относящийся к изучаемой в настоящей работе территории, демонстрирует возникновение естественного локального перегрева и становление восходящего потока в верхней мантии под юго-западной частью Сибирского кратона. Кроме этого, в пределах восточной части Центральной Монголии формируется парный к первому восходящий поток меньшей амплитуды и размера.

Расчет изостатических аномалий

Для выявления геометрии кровли астеносферы проведен расчет региональных изостатических аномалий. Для расчета изостатических аномалий в рамках схемы Эри была использована цифровая модель рельефа, а также аномалии Фая, полученные по комбинированным спутниковым моделям и представленные равномерной сеткой с шагом 2' [11]. Высоты дневного рельефа осреднялись в скользящем окне с радиусом 15 км. Гравитационный эффект рельефа дневной поверхности рассчитан исходя из средней плотности 2.67 г/см^3. Гравитационный эффект изостатически скомпенсированных корней рассчитан в радиусе 220 км по точным формулам для вертикальных призм, с плотностью подлежащего субстрата 3.27 г/см^3. В качестве нормальной глубины рельефа компенсационной границы взята величина 45 км, как и в модели для Байкальского региона [5]. Гравитационное влияние топографических и компенсационных масс в зонах, удаленных от точки расчета более чем на 220 км, взято из опубликованных карт [1].

Таким образом, были получены изостатические аномалии по сетке с шагом 15 км. Для выявления региональной компоненты полученные аномалии были осреднены в скользящем окне с радиусом 200 км. Сопоставление полученных региональных аномалий с ранее рассчитанными для восточной части рассматриваемой области [18] показало их хорошее соответствие.

Обширная область минимумов (до -25 млГал) обозначилась в пределах Северной и Центральной Монголии, включая Хангай. От основной аномалии отходит ветвь в сторону Байкала. Подобная отрицательная аномалия фиксируется и под юго-западным краем Сибирского кратона. Кроме того, более существенными отрицательными аномалиями выделились структуры с мощным осадочным чехлом. В пределах Тувы и Восточного Саяна обнаруживается слабая отрицательной аномалия (до -10 млГал).

Оценка параметров кристаллизация мегакристаллов клинопироксена в магматических камерах

Для оценки параметров магматических камер, в которых происходила кристаллизация мегакристаллов авгита использованы авторские данные по базальтам Тарятской впадины (образец DG-11) и опубликованные в [4] валовый состав базальтов (обнажение 479) и состав клинопироксена из аналогичных базальтов обнажения 718 Орхон-Селенгинского ареала. Проведенные термодинамические расчеты фазовых диаграмм и оценки давлений по геобарометру Нимиса [15] показали, что давления кристаллизации клинопироксена из базальтов Тарятского ареала отвечают давлению 17-18 кбар при температуре порядка 1225°С, Орхон Селенгинского ареала - 21-22 кбар при температуре около 1200°С.

Обсуждение результатов

Как показало проведенное тепло-гравитационное моделирование, мощная литосфера Сибирского кратона затрудняет вынос мантийного тепла, вследствие чего под ней возникает естественный локальный перегрев и происходит становление восходящего потока конвекции в верхней мантии под юго-западной частью кратона. Более того, в восточной части Центральной Монголии возникает парный ему восходящий поток. Положение этих восходящих потоков совпадает с распределением отрицательных аномалий сейсмических скоростей, положением аномалий наблюденного гравитационного поля и распределением теплового потока. Можно предположить, что накапливающийся на подошве кратона разогретый материал по достижении некоторой критической массы смещается в обрамляющие его структуры. Такие “смещения”, в частности, фиксируются поведением низкоскоростной аномалии в районе юго-западной оконечности Сибирского кратона: от глубоких срезов вплоть до минимальных для региональной томографии данного района глубин в 50 км, аномалия постепенно смещается в районы сложного неотектонического строения Восточного Саяна, Восточной Тувы, структурных ограничений Амурской плиты, включая Байкальскую рифтовую зону. Блоковая раздробленность этих зон, широкое развитие в них структур растяжения благоприятствуют развитию здесь процессов “декомпрессионного” плавления и становления очагов внутриплитного базальтового магматизма (особенно при дополнительном нагреве границы верхней и нижней мантии под утолщенными литосферными блоками восходящим нижнемантийным потоком). Полученные давления кристаллизации клинопироксенов позволяют оценить глубину очагов магмогенерации в интервале 50-65 км. Таким образом, они тяготеют к мантийно-коровой границе, которая, по существующим оценкам [17], в районе Хангая находится на глубинах 45-55 км.

Тувино-Монгольский блок в силу своих ограниченных латеральных размеров не создает такого эффекта “перегрева”, но в значительной мере влияет на геометрические характеристики вертикального разреза верхнемантийного восходящего потока под Центральной Монголией.

Заключение

Становление конвективных течений в верхней мантии по причине различной мощности литосферных блоков в совокупности с деформированием литосферы при перемещении и взаимодействии крупных литосферных

блоков, можно рассматривать в качестве одного из основных геодинамических механизмов возникновения внутриконтинентального вулканизма рассмотренного сегмента Центральной Азии.

Литература

1. *Артемьев М.Е.* Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975, 216 с.
2. *Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г.* Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика, 2006, т.47, №10. С.1049-1059.
3. *Бушенкова Н.А., Деев Е.В., Дягилев Г.С., Гибшер А.А.* Структура верхней мантии и кайнозойский вулканизм Центральной Монголии // ДАН, 2008, т.418, №3, С.378-382.
4. *Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии. М.: Наука, 1990, 71 с.
5. *Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х.* Региональные изостатические аномалии силы тяжести и мантийные плюмы в южной части Восточной Сибири и в Центральной Монголии // Геология и геофизика, 2004, т.45, №10, С.1248-1258.
6. *Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. и др.* О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // Геология и геофизика, 2006, т.47, №10, С.1060-1074.
7. *Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф. и др.* Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология, 2007, т.26, №2, С.3-17.
8. *Парфеевец А.В., Саньков В.А.* Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2006, 151 с.
9. *Тычков С.А., Червов В.В., Черных Г.Г.* Численная модель трехмерной конвекции в верхней мантии Земли // Физика Земли, 2005, №5, С.48-64.
10. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003, Т.11, №6, С. 556-586.
11. *Andersen O.B., Knudsen P., Trimmer R.G.* Improving high resolution altimetric gravity field mapping (KMS02). In F. Sanso (ed.) A window on the Future of geodesy, Sapporo, IAG symposia vol.128. Springer Verlag, Heidelberg, 2005, pp. 326-331.
12. *Chervov V.V., Bushenkova N.A., Deev E.V. et al.* Numerical model of 3D convective flows in the upper mantle under cratons of Eastern Europe and Central Asia // International Conference on the Methods of Aerophysical Research. Abstracts. Novosibirsk: Parallel, 2010, Part I. pp. 71-72.
13. *Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D. et al.* Mezo- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: Effects of the lithospheric plates interaction and mantle plumes // Int. Geology Rev., 1996, V.38, pp.430-466.
14. *Koulakov I., Bushenkova N.* Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of P and PP travel times // Tectonophysics, 2010, V.486, pp.81-100.
15. *Nimis P.* Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // Contrib. Mineral. Petrol., 1999, V.135. pp.62-74.
16. *Zhang J., Libchaber A.* Periodic Boundary Motion in Thermal Turbulence // Physical review letters, 2000, V.84,№19. pp.4361-4364.
17. *Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M.* Sructure of the lithosphere of the Mongolian-Siberian mountainous province // J. of Geodinamics, 1990, №11, pp. 327–342.
18. *Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V. et al.* The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // Tectonophysics, 2003, V.371, pp. 153-173.

СТРАТИФОРМНО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПРОЯВЛЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА, СВЯЗАННЫЕ С БИТУМ-НЕФТЕГАЗОНОСНЫМИ РАСТВОРАМИ(ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Дементеенко Л.И., Головко А.В., Попенко Г.С.

ГП «Центральная ГГЭ» Госкомгеологии Республики Узбекистан, (golovkouz@yandex.ru, ludadema@yandex.ru)

На площади юго-западных отрогов Гиссарского хребта в известняковой толще верхнеюрских кугитангской свиты (J_3kg) и нижней части гаурдакской свиты (J_3gr) известны залежи газоконденсата (как небольшие, так и крупное Гумбулакское месторождение) и локальные нефтепроявления (Гуардак). В то же время, поля развития продуктивных битуминозных известняков занимают обширную площадь Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта, лишенную нефтегазопроявлений. Отсутствие сохраненных нефтегазовых залежей указывает на их разрушение в неотектоническом этапе и создание обстановки, способствующей образованию других полезных ископаемых.

В первую очередь, это серообразование. На территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта расположены Гаурдакское месторождение самородной серы, серопроявления Тюбегатан, Карлюк, Ходжакарауд, Хамкан, Шуроб, Курходжа. На примере Гаурдакского месторождения серы убедительно доказано, что оно является эпигенетическим и образовалось из сульфатного иона в условиях постоянного притока органических веществ [1]. Во всех случаях сероносность приурочена к толщи верхнеюрских сульфатно-карбонатных отложений нижней части гаурдакской свиты.

На западном склоне хребта Кугитангтау известно одноименное месторождение свинца жильного типа галенит-кальцитового состава. Незначительно развиты локальные проявления цинкового оруденения (сфалерит), сопутствующие галениту. Свинцово-цинковые проявления жильного типа характерны для Гаурдакского серного месторождения. Минерализация промышленных масштабов приурочена, главным образом, к рифогенным известнякам келловей-оксфорда (кугитангская свита).

В вышележащей нижнемеловой красноцветной толще (карабильская (K_1kr), альмурадская (K_1al), кызылташская (K_1kz) свиты) широко развиты медистые песчаники. В горах Бабатаг и Кштут (проявление Куйдытовак) проявления медистых песчаников достигают промышленных параметров.

Постоянные медепроявления (малахит, азурит) установлены в пласте доломита альмурадской свиты и сероцветных аргиллитах нижнеокузбулакской свиты (K_1ok). В меденосных горизонтах постоянно обнаруживается серебро (кераргирит-хлорид серебра, зона окисления).

В толщах гипсангидритовой гаурдакской свиты расположены знаменитые ониксовые пещеры Карлюка, в виде глубоко развитых подземных галерей и карстовых камер. Стены галерей покрыты натечными корками медово-желтых полосчатых ониксов, сопровождаемых также уникальными друзами вторичных гипсов.

В полостях и пещерах, развитых в известняках кугитангской свиты, на стенках и кровле отмечены корочки и натеки коричнево-черного битуминозного вещества. Скопления этого вещества присутствуют также в виде гнезд в пустотах брекчиевидных известняков. Состав этого вещества определен как очень близкий к мумие.

В последние годы в красноцветных глинистых отложениях нижнемеловой карабильской свиты установлен горизонт золотоносных конкреций [2]. Отличительной чертой конкреционного золота является его своеобразная морфология, не имеющая аналогов среди золота, связанного с зонами минерализации в палеозойских отложениях. Впервые это

золото было обнаружено, описано в россыпях и рудопроявлении Хантахта [2, 3]. Самородное золото представлено не единичными зернами, а агрегатными формами, в которых отдельные мельчайшие золотинки образуют срастания комковидной и гроздевидной формы («икряное золото»). В этом типе комковидных и пластинчатых форм часто встречаются сфероидальные агрегаты золота – фрамбоиды, характерные для очагов заражения водоемов сероводородом. Такими участками в красноцветных толщах являются голубовато-серые прослои, линзы (рис.1) и пятна, содержащие конкреции. Они образовались под воздействием сероводсодержащих вод и сильных восстановительных свойств органики нефтяного и угольного рядов, служащей адсорбентом и концентратором металлоносных соединений. По преобладающим минералам и геохимической характеристике новый тип стратиформно-осадочного оруденения определен как золото-медно-ванадиевый.

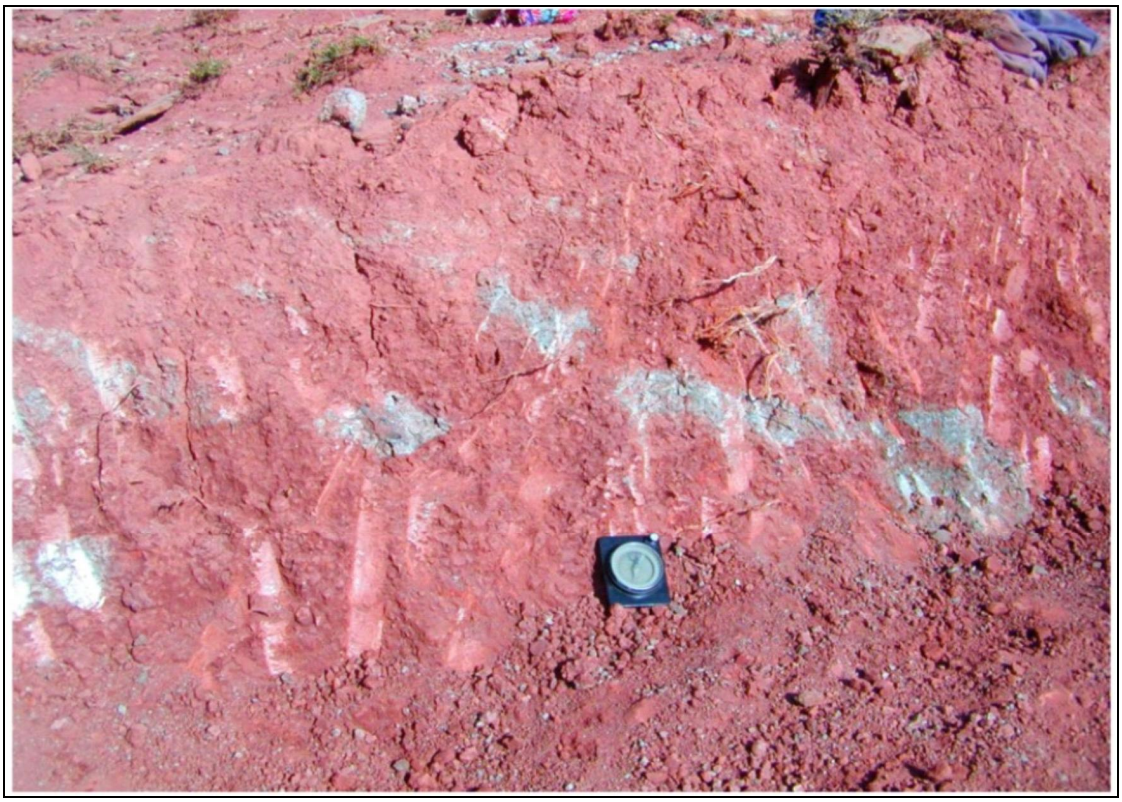


Рис.1. Линзы голубоват-серых аргиллитов

Главным выводом из вышеизложенного следует считать тесную связь оруденения с деятельностью высокоминерализованных глубинных рассолов нефтяного типа, содержащих значительные концентрации сероводорода и углеводородных газов.

В размещении оруденения отмечается общая тенденция, характерная для нефтегазоносных бассейнов: от бортов бассейнов к центральной части профиль оруденения меняется от медного, через свинцово-цинковый, до золотого.

Главными рудоконтролирующими структурами, как для нефти, так и для вышеперечисленного стратиформно-осадочного оруденения являются рифовые комплексы. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта таковыми являются Карасан-Карабаирская, Аулат-Обишханская, Ляйляк-Каракумская зоны рифовых комплексов [3]. Карасан-Карабаирская зона рифовых комплексов наследует древний Эффузивный разлом, контролирующий известные колчеданно-полиметаллические с золотом и серебром месторождения (Хандиза, Чакчар). По-видимому, последнее имеет определяющее значение, являясь главным поставщиком рудных элементов.

Литература

1. Геология месторождений самородной серы. Под ред. А.С.Соколова, А.Г.Трухачевой, А.А. Шугина. М., Недра, 1969, 58с.

2. *Дементеенко Л.И., Головко А.В., Нинуа Т.Н., Диваев Ф.К.* Рудные конкреции в нижнемеловых отложениях южной части Яккобагских гор //Современные методы исследований и перспектива использования включений минералообразующих сред в науке и практике. Ташкент: Таш ГТУ, 2006. С.28-32.
3. *Журавлева З.С.* О колломорфно-фрамбоидально-конкреционных формах палладистого золота Яккабагских гор. //Узб.геол. журнал, 1986, №4. С. 59-63.
4. *Курбатов В.В.* «Биостратиграфия карбонатной и пограничных слоев сульфатно-галогенной формации верхней юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта». 1986.

МОДЕЛЬ УГЛЕВОДОРОДНЫХСИСТЕМ ХОРЕЙВЕРСКОЙ ВПАДИНЫ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА

Демидов С.М.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(elvisgibson@gmail.com)

Введение

Представленная работа выполнена на Геологическом факультете МГУ им. М.В. Ломоносова под руководством А.В.Ершова и М.В. Коротаева.

В работе приведены результаты моделирования углеводородных систем Хорейверской впадины Тимано-Печорского бассейна, а также прилегающих к ней структур. Построения выполнены с использованием программного пакета SBmG Sedim (http://sbmg.ru), разработанного лабораторией четырехмерного моделирования осадочных бассейнов МГУ им. Ломоносова. Результатом является структурная модель строения региона, термальная модель, рассчитанная по реальным скважинам, двухмерная модель направления и интенсивности флюидного потока, и комплексная модель углеводородных систем. Полученные результаты сопоставлены с реальными данными.

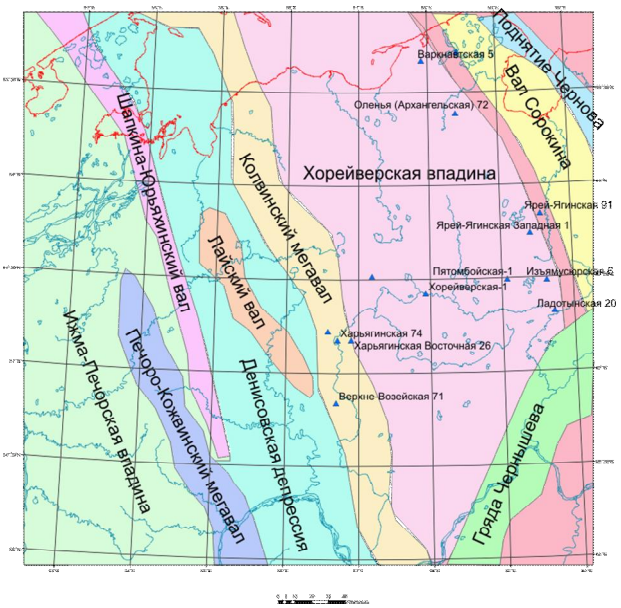


Рис. 1. Схема тектонического районирования Хорейверской впадины и структур обрамления с локациями скважин (по Н. И. Никонов, В. И. Богацкий и др., 2000)

Принципы моделирования с использованием программного пакета SBmG Sedim.

Построение модели с использованием данного продукта включает в себя несколько этапов.



Рис. 2. Принципиальная схема моделирования с использованием пакета SBmG Sedim.

Первый этап заключается в подготовке структурной модели строения территории. Используемые для такой модели данные представляют из себя структурные карты поверхностей литолого-стратиграфических комплексов, с учетом присутствующих на них тектонических нарушений. Кроме этого, на стадии построения структурной модели для данных комплексов задаются литологические параметры слоев.

Следующий этап, необходимый для расчета углеводородной модели, - построение одномерной модели по скважинам с целью воссоздания и калибровки термальной истории региона. Для достижения данной цели используется программный модуль для одномерного моделирования Sedim 1D. В качестве исходных данных используются глубинные отбивки горизонтов по реальным скважинам,

их литологические характеристики, замеренные значения современных температур на различных глубинах, современные значения теплового потока, структура литосферы региона, а также значения отражательной способности витринита (Ro) по различным глубинам. Результатом такого моделирования являются графики характеристик седиментации, и термальной истории по каждой скважине. Эти результаты калибруются согласно замеренным значениям температуры и отражательной способности витринита. Также возможно рассчитывается генерация углеводородов для каждой скважины.

Полученные данные о изменениях значения теплового потока во времени также подружаются в трехмерную модель. Затем, после задания мощностей нефтематеринских пород, коллекторов и покрышек, производится расчет нефтегенерации и миграции в трехмерном виде.

Результатом построений являются карты генерации, миграции и накопления углеводородов для различных заданных временных интервалов. Полученные в результате расчета месторождения сравниваются с реальными, после чего происходит калибровка модели для повышения ее достоверности.

Структурная модель.

Для построения структурной модели были использованы структурные карты масштаба 1:2000 для следующих поверхностей (Н. И. Никонов, В. И. Богацкий и др., 2000):

- Кровля дислоцированных отложений доордовикского возраста – фундамент (возраст – 542 млн. лет)
- Кровля раннепалеозойского комплекса ордовик-раннедевонского возраста (398 млн. лет)
- Подошва доманикового горизонта верхнего девона (380 млн. лет)
- Подошва визейского яруса раннего карбона (345 млн. лет)
- Кровля комплекса триасовых отложений (200 млн. лет)
- Поверхность рельефа (0 млн. лет)

Литологические характеристики отложений, слагающих Хорейверскую впадину, достаточно однородны: практически весь разрез представлен карбонатными породами, в первую очередь, доломитами. В зависимости от присутствия песчанистого и глинистого материала, выделяются комплексы отложений с хорошими коллекторскими свойствами.

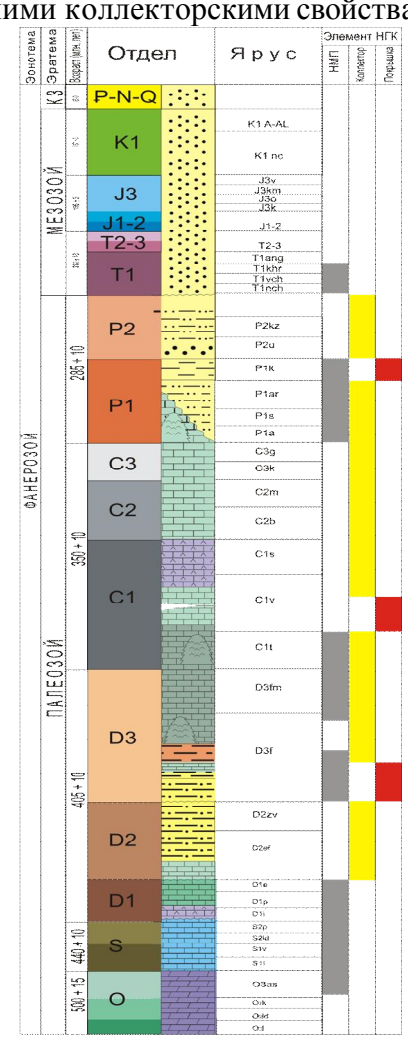
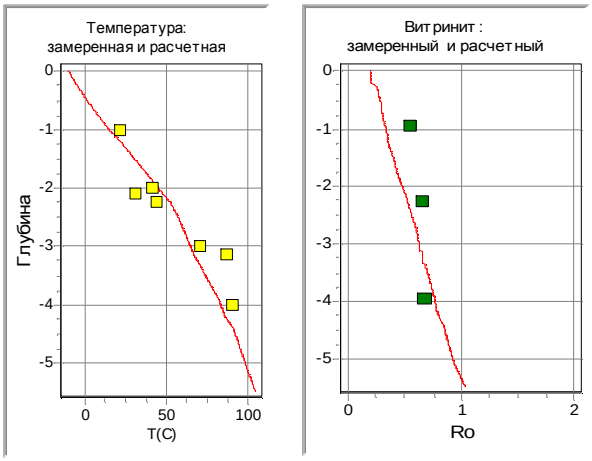


Рис. 3. Стратиграфический разрез отложений Хорейверской впадины (по Н. И. Никонов, В. И. Богацкий и др., 2000)

Результаты одномерного моделирования по скважинам. Термальная модель.

Для калибровки термальной истории были выбраны 12 скважин, расположенных на территории Хорейверской впадины и структур обрамления (рис. 1). Полученный результат был откалиброван с использованием реальных замеров температуры и отражательной способности витринита для данных скважин (рис. 3).



Полученные данные по истории

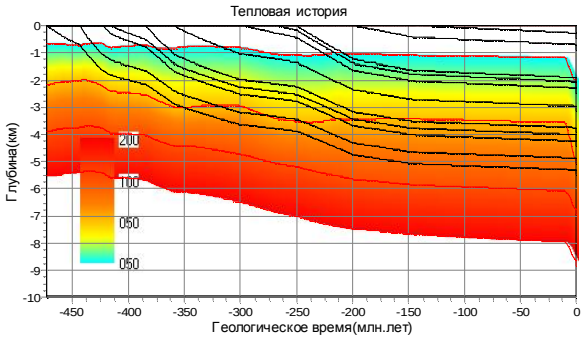


Рис. 4. Результаты одномерного моделирования по скважине Варкнавтская-5

изменения теплового потока представлены на рис. 4. Эти данные были использованы при моделировании.

Моделирование генерации и миграции углеводородов.

Для расчета модели углеводородных систем по заданной территории, были использованы следующие исходные данные (С.А. Данилевский и др., 2001):

Карты мощностей нефтематеринских пород:

- Раннепалеозойские НМП
- Раннефранские НМП
- Домаников ые НМП
- Раннепермские НМП

Для этих же нефтематеринских толщ были оцифрованы и использованы карты содержания органического углерода.

Данные для резервуаров представлены картами толщин для следующих комплексов:

- Раннефранские резервуары
- Доманик-турнейские резервуары
- Ранневизейские резервуары
- Поздневизейские-раннепермские резервуары
- Артинско-Кунгурские резервуары

Результаты моделирования.

Описание полученной модели стоит начать с истории погружения. Наиболее интенсивно процесс погружения проявлен на переферии Хорейверской впадины. В раннепалеозойское время начинается заложение Вала Сорокина и Колвинского Вала. На протяжении девон-турнейского времени этот процесс идет с наибольшей интенсивностью, а в визейском веке начинается заложение локальных прогибов в южной части впадины. Пермский этап развития характеризуется продолжением процесса погружения упомянутых структур, а в конце триаса наблюдается значительное эрозионное событие, имеющее максмимальное воздействие на валах (до 1500 км на валу Сорокина).

Таким образом, очаги генерации должны быть приурочены к наиболее погруженным частям бассейна. К таким относятся: вал Сорокина, Колвинский мегавал и гряда Чернышова.

Рассмотрим расчетные значения отражательной способности витринита для Хорейверской впадины. Зрелость органического вещества для НМТ раннепалеозойского возраста становится достаточной для нефтегенерации уже в раннефранское время, максимальные значения (0.5-0.7) приурочены к наиболее погруженным частям бассейна: Печоро-Кожвинский мегавал, вал Сорокина и Колвинский мегавал. В поздневизейское время северная часть вала Сорокина вступает в стадию «газового окна». На современном этапе развития отмечается возможность нефтегенерации в на территории вала Сорокина, Колвинского мегавала, Лайского вала, всей Денисовской депрессии и северной части Хорейверской впадины — для раннепалеозойского и девонского нефтегазоносных комплексов. Кроме того,

вал Сорокина, Колвинский мегавал и Лайский вал находятся в диапазоне «газового окна». Именно этим структурам соответствуют области наиболее интенсивной генерации.

Результаты моделирования истории прогрева также свидетельствуют о наиболее благоприятных условиях для генерации в перечисленных структурах. Интенсивное прогревание погруженных областей вала Сорокина, гряды Чернышова и Колвинского мегавала прослеживается на протяжении всей рассчитаной истории региона.

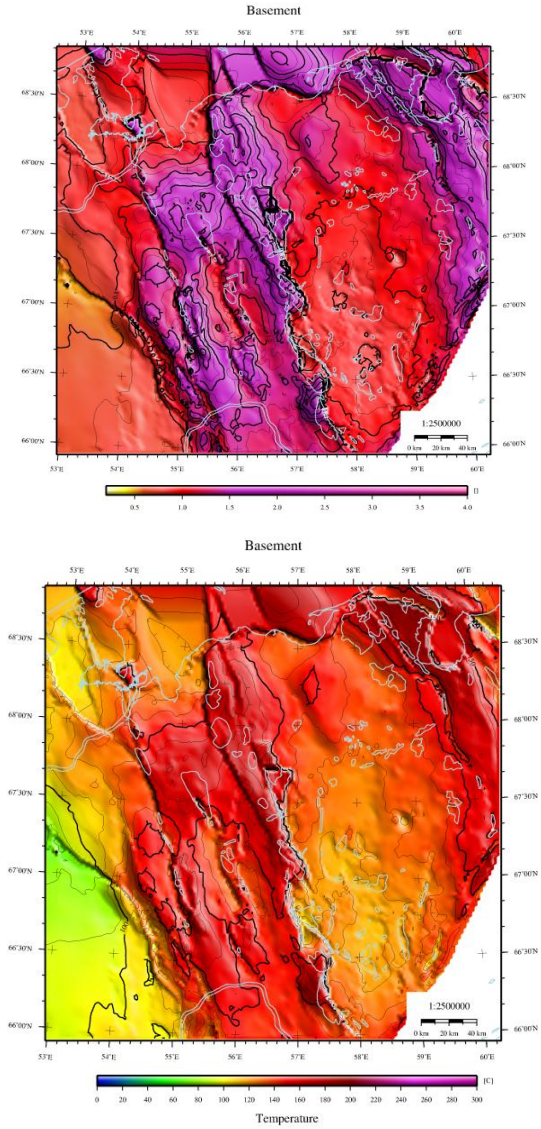


Рис. 4. Карта изменения отражательной способности витринита (сверху) и температуры (снизу) для поверхности фундамента на современный момент времени.

Заключение.

В результате моделирования рассчитаны данные по структурному строению, термальной истории, степени зрелости ОВ, генерации и потокам миграции УВ для Хорейверской впадины Тимано-Печорского бассейна. Выявлены 3 основных очага генерации УВ, приуроченных к Валу Сорокина, Колвинскому Валу и северной части Хорейверской Впадины.

Литература

1. *Н. И. Никонов, В, И, Богацкий и др.* Атлас геологических карт. Тимано-Печорский седиментационный бассейн. Ухта, 2000
2. *С.А. Данилевский и др.* Геофлюидальные системы Тимано-Печорской провинции. Ухта, 2003
3. *С.А. Данилевский и др.* Геофлюидальные системы Тимано-Печорской провинции. Атлас карт. Ухта, 2001
4. http://sbmg.ru

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЮРСКИХ И ДОЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Дзюбло А.Д.[а], Черепанов В.В.[б], Шустер В.Л.[в]

[а]. РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, Москва (dzyublo.a@gubkin.ru)
[б].ОАО «Газпром», Москва
[в]. ИПНГ РАН, Москва: (tshuster@mail.ru)

На фоне общего падения запасов нефти и газа в юрско-меловом комплексе Западной Сибира все большее внимание геологической общественности привлекает изучение нефтегазоносности глубоких горизонтов: доюрских отложений в центральных районах и нижнеюрских-доюрских на севере.

Прогнозная оценка нефтегазоносности глубоких горизонтов на севере Западной Сибири – тема настоящего доклада.

Район исследования- северная часть территории Западной Сибири, включая полуостров Ямал. По материалам сейсморазведки 2D и 3D рассмотрены особенности геологического строения и нефтегазоносности территории, вещественный состав и коллекторский потенциал юрских и доюрских отложений. В результате исследований построены петрофизическая и скоростная модели среды, выполнен анализ атрибутов сейсмической записи, выделены перспективные в нефтегазоносном отношении локальные объекты.

На Западном Ямале расположен один из крупнейших в мире узлов газонакопления, который называют Бованенковско-Харасавэйской зоной. Зона включает Харасавэйское, Крузенштернское, Бованенковское, Северо-Бованенковское, Южно-Крузенштернское, Восточно-Бованенковское газовые, газоконденсатные, нефтегазоконденсатные месторождения.

Бованенковско-Харасавэйская зона явится первоочередным районом развития газодобычи в России. Здесь пробурены сотни скважин и установлена продуктивность разреза от сеномана до низов юры, а также палеозоя. Первоочередные объекты для разработки приурочены к меловым образованиям. Юрские и доюрские толщи изучены еще недостаточно, но именно они могут явиться дополнительными, а затем, возможно и основными объектами разработки залежей УВ по мере истощения запасов в породах мелового возраста.

В пределах рассматриваемой зоны доюрские образования вскрыты лишь семью скважинами (шесть на Бованенковском месторождении и одна – на Восточно-Бованенковском). Количество скважин, вскрывших породы юры, исчисляется первыми десятками, причем в некоторых случаях керн не отбирался. Вместе с тем и юрские, и доюрские толщи неплохо изучены сейсморазведкой, в том числе и 3Д.

Для юрских и особенно для доюрских отложений в районе исследований характерна сильная дислоцированность. На временных разрезах МОГТ тектонические нарушения достаточно уверенно прослеживаются, однако влияние тектонических процессов ослабевает вверх по разрезу, контрастность рельефа существенно снижается на уровне отражающего горизонта T_4 (граница раздела нижне-среднеюрского комплексов)

Зоне расположения этих месторождений соответствует цепочка локальных аномалий пониженных скоростей в юрских образованиях, район Южно-Крузенштернского месторождения, напротив, отличается повышенными значениями скоростей. Аномалии пониженных (менее 4000 м/с) скоростей, к которым приурочены коллекторы в юрских отложениях (скв. 119, 114, 201 Бованенковского месторождения) можно рассматривать как признак перспективности этого комплекса на соседних, слаборазбуренных площадях. Это же явление, вместе с характерным «слоистым» обликом сейсмозаписи на Бованенковском

месторождении, может свидетельствовать о развитие осадочных пород триаса-палеозоя

Анализ атрибутов сейсмической записи показал, что перспективы нефтегазоносности больше всего связаны с песчано-алевролитовыми телами. Аномальными толщинами отложений характеризуется интервал R_2-R_3, соответствующий пластам $Ю_7$–$Ю_9$.

Литофациальные и структурные исследования изучаемой территории показали, что мощности пород юры отражают строение доюрского палеорельефа. До глубины 4000–4250 м коллекторы юрского возраста преимущественно порового, ниже, вероятно, – трещинно-порового и трещинного типа. Лучшими ФЕС обладают коллекторы оксфордского и батского ярусов. Установлено появление пластов–коллекторов в пластах $Ю_{2-3}$ (малышевский комплекс) на глубинах до 3950 м. По данным ГИС отмечено ухудшение ФЕС юрских отложений Харасавэйского месторождения. Наилучшими коллекторскими свойствами обладают пласты $Ю_2$ и $Ю_4$, что подтверждают результаты интерпретации данных сейсморазведки. Карбонатные образования фундамента, по видимому, регионально нефтегазоносны. Для этих отложений характерна разработанная нами для залежей нефти и газа в массивных породах фундамента на территории ХМАО неравномерноячеистая модель строения: чередование зон разуплотненных пород-коллекторов и плотных пород. При проведении поисковых работ в доюрском комплексе в массивных породах необходимо планировать предварительное проведение работ по специальной обработке и интерпретации сейсмических материалов 2Д и 3Д, с выделением зон аномально-высокой энергии рассеянных волн, которые являются участками повышенной трещиноватости в массивных породах.

Таким образом, нижнеюрские и доюрские отложения на севере Западной Сибири перспективны для открытия месторождений нефти и газа.

Литература

1. *Зонн М.С.,Дзюбло А.Д.* «Коллекторы юрского нефтегазоносного Комплекса Севера Западной Сибири». М.,Наука,1990.
2. *Брехунцов А.М., Бочкарев В.С. и др.* Выделение главных нефтегазоносных объектов на севере Западной Сибири в связи с освоением месторождений нефти и газа. Геол, геофиз. и разработ. нефт. мест., № 5, 2001.
3. *Скоробогатов В.А., Строганов Л.В., Копеев В.Д.* Геологическое строение и газонефтеносность Ямала. М., Недра, 2003.
4. *Шемин Г.Г.* Модель строения, условия формирования и перспективы нефтегазоносности верхнеюрских отложений севера Западно-Сибирской НГП и прилегающей акватории Карского моря. Геол, геофиз. и разработ. нефт. и газ. мест. № 10, 2004.

О ВОЗМОЖНОЙ ПРИЧИНЕ КВАЗИПЕРИОДИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ЧАСТОТЫ ГЕОМАГНИТНЫХ ИНВЕРСИЙ И ВЕЛИЧИНЫ $^{87}Sr/^{86}Sr$ ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА В ФАНЕРОЗОЕ

Диденко А.Н. [а,б]

[а] *Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия*
[б] *Геологический институт РАН, Москва, Россия*
(itig@itig.as.khb.ru)

Значению циклических процессов в истории Земли, являющихся одним из фундаментальных типов поведения динамических систем, В.Е. Хаин придавал особое значение: «Необходимо, однако, отдавать себе отчет в том, что в иерархии закономерностей эволюции Земли нелинейность занимает третье место, а первое принадлежит направленности, второе – цикличности» [6]. Многие из работ В.Е. Хаина, посвященные вопросам эволюции «машины Земля», стали руководством для многих исследователей, в том числе и для автора настоящего сообщения.

Проблема связи характеристик геомагнитного поля, с помощью которых можно описать историю процессов в ядре Земли, и тектономагматических, климатических, палеогеографических явлений на ее поверхности, привлекает внимание исследователей многие годы. Конкретные механизмы связи глобальных геомагнитных и геотектонических явлений точно не известны, но многими авторами высказываются предположения [2, 4, 5, 9], что процессы генерации геомагнитного поля во внешнем ядре и тепловой (термохимической) конвекции на границе ядро-нижняя мантия, за счет которой выносится более 90% тепла и энергии в верхние оболочки Земли, взаимосвязаны и могут оказывать влияние друг на друга. Эффективность геодинамо увеличивается, когда идет интенсивный отток тепла и легкой фракции с границы ядро-мантия, наблюдаются длительные периоды существования геомагнитного поля одного знака – суперхроны [7, 9].

Предполагается, что вариации тектономагматического режима Земли могут отражаться в изменении изотопного состава некоторых химических элементов в морской воде. Это, прежде всего, относится к величине $^{87}Sr/^{86}Sr$, так как данное отношение латерально выдержано для каждого временного среза в водах Мирового океана, а во времени меняется под влиянием мантийного или континентального потоков вещества в воды Мирового океана [12, 13]. Наиболее подходящим объектом для изучения этого отношения во времени являются морские карбонатные породы, стронций которых на стадии седиментации находился в изотопном равновесии с водами Мирового океана.

В работе проведен анализ временных рядов характеристик, связанных с процессами как в глубинных частях (внешнее ядро, нижняя мантия), так и приповерхностных (литосфера, гидросфера) оболочках Земли, зарегистрированных в фанерозойских породах: $^{87}Sr/^{86}Sr$ в водах Мирового океана, частота геомагнитных инверсий.

В настоящее время используются две магнитохроностратиграфические шкалы, главное отличие которых заключается в их наполнении для второй половины палеозоя. В основе одной из них лежит разработанная Дж. Оггом (J. Ogg) шкала геомагнитной полярности [8], в которую были внесены изменения и дополнения [10]. Шкала практически непрерывная от настоящего времени до начала карбона (358 млн. лет), но для большей части девона и силура полярность не определена, имеются также участки с неопределенной полярностью для начала ордовика и конца кембрия [10]. Основу второй – составляет магнитохроностратиграфичесская шкала Э.А. Молостовского с соавторами [3], в которую Д.М. Печерским внесены

небольшие изменения и дополнения [4]. Эта шкала непрерывна практически до 531 Ма.

Спектральный и вейвлет анализы (временной интервал 0-356 Ма) этих двух шкал [4, 10] показали хорошую сходимость; выделяются одни и те же основные периодические колебания для всего временного ряда – 100-120 и 160-200 Ма.

Анализ магнитохроностратиграфических шкал позволяет уверенно выделить в истории геомагнитного поля за последние 540 Ма как минимум три суперхрона (гиперхрона): 1) Джалал (Меловой) прямой полярности – 120-85 Ма; 2) Киама (Пермский) обратной полярности – 310-260 Ма; 3) Хадарский (Ордовикский или Майеро) обратной полярности – 490-470 Ма. Имеется также интервал с низкой частотой инверсий в триасе 220-180 Ма.

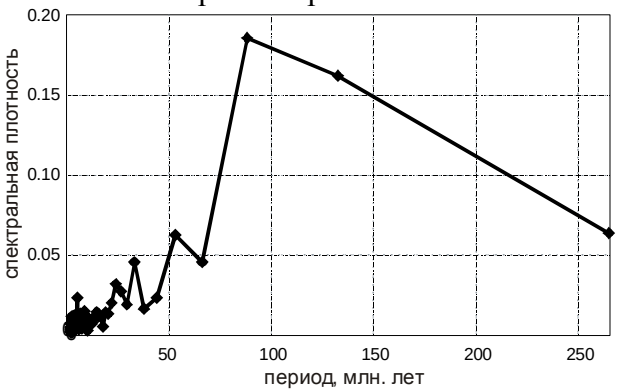


Рис. 1. Спектральная плотность ряда частоты инверсий

Спектральный (рис. 1), вейвлет, автокорреляционный анализы показали наличие в этом временном ряде несколько значимых квазипериодических колебаний с периодами: > 600 (25%), 89 (21%), 120 (20%), 60 (9%) и 25 (6%) Ма.

При изучения вариаций поведения изотопов стронция в водах фанерозойских океанов использованы данные из [12; 10]; графики поведения $^{87}Sr/^{86}Sr$ во времени были оцифрованы с помощью программы WinDIG-2.5, затем рассчитаны средние для миллионных интервалов. Полученный таким образом временной ряд анализировался по такой же методике, как и частота геомагнитных инверсий.

Поведение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в течение фанерозоя более сложное; на протяжении всего палеозоя и до середины мезозоя ряд имеет отрицательный тренд, после 150 Ма и до настоящего времени – резкий положительный. На фоне этих трендов наблюдаются 100-, 60-миллионные и более мелкие квазипериодические колебания.

Детальный анализ показал наличие в ряде $^{87}Sr/^{86}Sr$ нескольких значимых (ρ=0.05) квазипериодических колебаний с периодами: 293, 163, 94 и 68 Ма – спектральный анализ (рис. 2); 322, 94 и 65 Ма – автокорреляционный анализ; 50, 70, 100 и 160 Ма – вейвлет-анализ. Необходимо отметить, что квазипериодические колебания для $^{87}Sr/^{86}Sr$ лучше проявлены после сглаживания ряда и удаления трендов, тогда как для частоты инверсий квазипериодические колебания отчетливо проявляются уже в исходном ряде.



Рис. 2. Спектральная плотность ряда $^{87}Sr/^{86}Sr$

Для выделения скрытых периодических составляющих в изученных рядах был использован метод главных компонент, реализованный в программе «Гусеница» (*http://www.gistatgroup.com/cat*). Расчеты, проведенные этим методом, показали, что как для частоты инверсий (рис. 3), так и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (рис. 4) реконструированные по второй главной компоненте ряды квазипериодические – период 85-110 Ма.

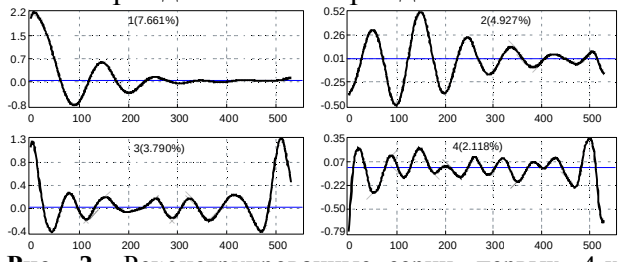


Рис. 3. Реконструированные серии первых 4-х главных компонентряда частота инверсий

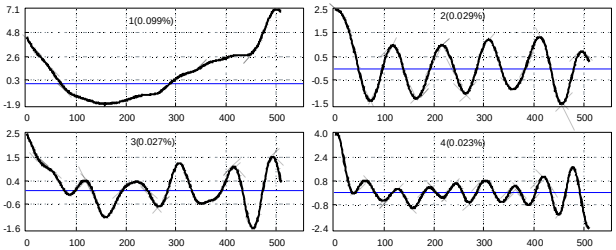


Рис. 4. Реконструированные серии первых 4-х главных компонентряда $^{87}Sr/^{86}Sr$

Анализ двух вышеописанных временных рядов (наблюденных и модельных) показал, что этапы усиления тектономагматического режима на поверхности Земли, вызывающие уменьшение величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ в водах фанерозойских океанов, часто предваряются периодами спокойного стояния геомагнитного поля, когда инверсии редки или их нет вовсе на протяжении первых десятков млн. лет. Время задержки проявления экстремумов на зависимости величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ по отношению к началу периодов спокойного стояния геомагнитного поля составляет от 10 до 30 Ма. Необходимо отметить, что положения некоторых минимумов на зависимости $^{87}Sr/^{86}Sr$ совпадают по времени с известными тектонотермальными событиями. Например, с излиянием деканских (66 Ма) и сибирских траппов (251 Ма), базальтов Сибирской и Восточно-Европейской (350-360 Ма) платформ, провинции Маритаймс на северо-востоке Канады (470 Ма).

Схематически это можно описать следующим образом – зарождение и «отрыв» плюма от границы ядро-мантия фиксируется началом длительного интервала монополярного геомагнитного поля (суперхрон), а «приход» плюма в верхние оболочки Земли (литосферу) фиксируется пониженной величиной $^{87}Sr/^{86}Sr$ в водах фанерозойских океанов. Сходный вывод был сделан автором настоящего сообщения более 10 лет тому назад [1]. О существовании временного «шифта» в первые десятки миллионов лет между проявлениями суперхронов и плюмов пишут В. Куртьё и П. Олсон [7].

О несовпадении во времени интервалов низкой частотой инверсий (суперхронов) и проявлениями плюмов на поверхности Земли указывается и в работе Д.М. Печерского с соавторами [4], но в отличие от настоящего сообщения и работы В. Куртьё, П. Олсона [7], в ней утверждается, что между инверсиями и плюмами связи нет. Как мы видим, по данной проблеме имеются альтернативные взгляды, а это значит – исследования надо продолжать.

Спектральный, автокорреляционный и вейвлет анализы проведены с помощью программ AutoSignal-1.7 SeaSolve Inc. и Statistica-6.0 StatSoft. Inc.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ» (проект № 09-I-ОНЗ-10) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00223а).

Литература

1. *Диденко А.Н.* Стомиллионлетние вариации в палеозое и о связи процессов в ядре и литосфере // Физика Земли. 1998. № 5. С. 3-10.
2. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Н., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика // Новосибирск: изд-во СО РАН филиал «ГЕО», 2001. 408 с.
3. *Молостовский Э.А., Печерский Д.М., Фролов И.Ю.* Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя и ее описание…// Физика Земли. 2007. № 10. С. 15-23.
4. *Печерский Д.М., Любушин А.А., Шаронова З.В.* О синхронности событий в ядре и на поверхности Земли: изменения в…// Физика Земли. 2010. № 7. - С. 64-74.
5. *Старченко С. В.* Кинематическое осесимметричное геодинамо с сильной генерацией, Физика Земли. 1993. № 10. С. 14-20.
6. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
7. *Courtillot V., Olson P.* Mantle plumes link magnetic superchrons to phanerozoic mass depletion events // Earth and Planetary Science Letters. 2007. Vol. 260. P. 495-504.
8. *Gradstein F., Ogg J., Smith A.* Geologic Time Scale 2004. Cambridge, U.K: Cambridge Univ. Press, 2004. 150 pp.
9. *Larson R. L., Olson P.* Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth and Planet.

Sci. Lett. 1991. Vol. 107. No. 3/4. P. 437-447.
10. *Lugowski J., Ogg J., Gradstein F.M.* 2010. TS-Creator. http://www.tscreator.org
11. *Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M.* The Concise Geologic Time scale. Cambridge University Press, 2008. 150 pp.
12. *Prokoph A., Shields G.A., Veizer J.* Compilation and time-series analysis of a marine carbonate δ18O, δ13C, 87Sr/86Sr and δ34S database through Earth history // Earth-Science Reviews 87 (2008) 113–133
13. *Veizer J., Ala D., Azmy K. et al.* 87Sr/86Sr, δ13C and δ18O evolution of Phanerozoic seawater // Chemical Geology. 1999. Vol. 161. P. 59-88.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БИОГЕННЫХ КАРБОНАТОВ И МАТРИЧНОЙ НЕФТИ КАРБОНАТНЫХ ПРОДУКТИВНЫХ ТОЛЩ НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНЫХМЕСТОРОЖДЕНИЙ

Дмитриевский А.Н., Скибицкая Н.А., Яковлева О.П.

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва (yakovlevaop@mail.ru)

В настоящем сообщении речь идет о газоконденсатных (нефтегазоконденсатных) месторождениях, которые сформированы в биогенных (рифогенных, строматолитовых и др.) постройках – далее для краткости рифогенных, как наиболее распространенных. Масштабность распространения рифогенных нефтегазоконденсатных месторождений на Земле и их нефтегазоносность трудно переоценить. Это области Персидского и Мексиканского заливов, Северного и других северных морей, Западной и Восточной Сибири, Тимано-Печорский и Волго-Уральский бассейны, Прикаспийская впадина России и многие другие области. Известно, что карбонатные породы вмещают почти половину всех мировых запасов нефти и газа, а также запасы бокситов, фосфоритов, руд различных металлов и т.д.

Сообщение относится к фундаментальной проблеме генезиса и эволюционных преобразований в геологическом времени исходного нефтегазоматеринского вещества рифогенных продуктивных толщ нефтегазоконденсатных месторождений – биогенных карбонатов, которые формируются живыми организмами биогеоценозов (живым веществом, по В.И.Вернадскому) на стадии биоседиментогенеза и раннего диагенеза в составе карбонатных полифациальных построек. При этом в отличие от обычного седиментогенеза – процесса формирования осадков за счет оседания частиц, в биоседиментогенезе происходит «in situ», во-первых, создание всеми карбонатфиксирующими организмами в результате процесса биоминерализации скелетных образований и формирование при этом определенной каркасной объемной рифогенной постройки, во-вторых, заполнение пустотных объемов каркасной постройки иловыми субстратами, которые создают многочисленные бактериальные сообщества рифового биогеоценоза, и последующая их цементация бактериями-цементаторами. Иловыми же субстратами, создаваемыми анаэробными бактериальными сообществами в относительно глубоководных восстановительных условиях, происходит перекрывание (захоронение) собственно всей рифогенной постройки с последующей ее цементацией. За счет создания и накопления (концентрирования) живым веществом не только минеральных (карбонат кальция), но и органических (элементоорганических) веществ во всех фациях (биофациях) рифогенных построек формируются биогенные карбонаты различного состава и строения.

По сути, речь идет о том, что нами впервые установлена генетическая полимерная минерально-органическая природа биогенных карбонатов - карбонатного породообразующего вещества месторождений углеводородов, который формируется в рифогенных продуктивных постройках на наноуровне на стадии роста, жизнедеятельности и отмирания живого вещества рифового биогеоценоза, а именно при переходе живого вещества в биокосное состояние. Биогенные карбонаты, как нами установлено экспериментально и подтверждено теоретически, являются карбонатными минерально-органическими полимерами (МОП), обладающими изначально комплексным генерационным потенциалом, в том числе нефтегазоматеринским, за счет своей органической (элементоорганической) составляющей.

По существующим представлениям, рифогенные продуктивные постройки являются ловушками, состоящими из карбоната кальция или доломита и

имеющими определенное пустотное пространство (поры, трещины, каверны), в которое углеводороды поступают извне [1, 8].

Объектами наших исследований в течение многих лет являются образцы карбонатныхпород, а также насыщающие их углеводородные и неуглеводородные компоненты Оренбургского нефтегазоконденсатного месторождения (ОНГКМ), сформированного на основе древней карбонатной (рифогенной, биогермной) постройки в палеозое (пермь, карбон, девон).

Нами были проведены многочисленные комплексные (петрофизические, микроскопические, геохимические и др.) исследования образцов карбонатных пород из различных зон и различных стратиграфических горизонтов названного месторождения [11,12].

Так, в результате изучения образцов пород в растровом электронном микроскопе (РЭМ) высокого разрешения «Хитачи S-800» было установлено, что карбонатное породообразующее вещество находится в отдельных зонах залежи в различных фазовых состояниях – от коллоидного до кристаллического, но во всех случаях для отдельных элементов на надмолекулярном уровне оно имеет глобулярную (иногда фибриллярную) надмолекулярную структуру. В качестве примеров приведем структуры образцов известняков (карбонатных зерен) ОНГКМ, отобранных из отложений карбона (рис.1, 2). На рис.1 отчетливо видны глобулярные структуры упорядоченной полимерной матрицы, которая характерна для органических полимеров и битумов [2,9,10]. В РЭМ нового поколения «LEO SUPRA 50 VP» высокого разрешения полимерное глобулярное строение карбонатного зерна было подтверждено (рис.2).

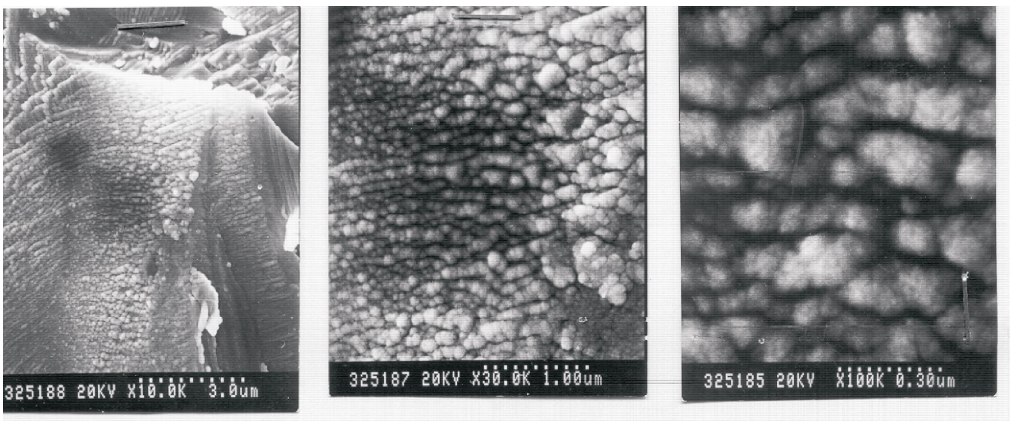


Рис.1. Надмолекулярныеглобулярныеструктуры карбонатного зерна (скол) при увеличениях в РЭМ «Хитачи S-800» слева направо 10, 30, 100 тысяч раз, соответственно ОНГКМ. Скв.2027. C_3. 1699-1706м

На рис.2 при увеличении 300 тыс. раз видны упорядоченные надмолекулярные (глобулярные) микроструктуры карбонатного зерна нанометрового размера, свидетельствующие о полимерном строении карбонатного породообразующего вещества. Полученные нами данные свидетельствовали о том, что карбонатное вещество обладает рядом ранее не известных оригинальных свойств, свидетельствующих о том, что оно не является карбонатом кальция с какими-либо примесями. Это вещество имеет в достаточной степени упорядоченную, без каких-либо посторонних компонентов, сложную глобулярную (и реже фибриллярную, волокнистую) структуру, аналогичную известной структуре органических полимеров и битумов. Кроме того, по элементному составу, как нами установлено в результате исследований элементного состава в энергодисперсионном анализаторе РЭМ «LEO SUPRA 50 VP», оно содержит больше углерода и кислорода и меньше кальция, чем в стехиометрическом составе карбоната кальция.

Таким образом, экспериментально установлено, что карбонатное породообразующее вещество органогенных построек, сформированное живыми организмами различных биогеоценозов на стадии их роста (жизнедеятельности) и последующего захоронения, изначально является поликомпонентным минерально-органическим полимерным

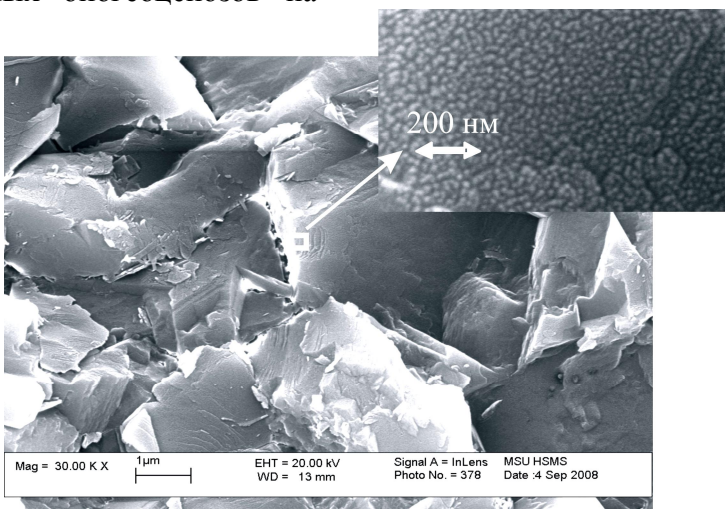


Рис.2. Глобулярная структура карбонатных зерен **:** в РЭМ«LEO SUPRA 50 VP», увеличение 300 тыс.раз, масштаб 200нм (вверху справа). ОНГКМ. C_3

образованием. Оно содержит не только минеральную, но и органическую составляющие. Мы называем этот природный геобиополимер минерально-органическим и ставим на определяющее место его органическую составляющую не потому, что она в количественном отношении превосходит минеральную, а потому что именно ей отводится главенствующая роль в формировании нефтегазоматеринского потенциала исходного породообразующего вещества.

Этот природный МОП формируется за счет создания и накопления (концентрирования) живым веществом рифового биогеоценоза не только минеральных, но и органических (элементоорганических) веществ во всех фациях (биофациях) рифогенных построек. Концентрационная функция живого вещества способствует накоплению органической составляющей в составе МОП не в рассеянном, а в концентрированной виде, и поэтому МОП изначально обладает комплексным генерационным потенциалом, в том числе нефтегазоматеринским. Упорядоченная минерально-органическая матрица МОП формируется за счет различных природных процессов самоорганизации: биоминерализации скелетных образований[3,4,15,16] и самосборки в липидные бислои (мембраны, подобные биологическим) липидных и белковых компонентов в составе иловых субстратов, заполняющих и захоранивающих каркасную постройку рифа[12].

Степень преобразованности изначально сформированного в биоседиментогенезе и раннем диагенезе МОП, его упорядоченной минерально-органической матрицы, в различных зонах и стратиграфических горизонтах исследовались нами стандартными петрофизическими, физико-химическими и геохимическими методами. В результате исследований было установлено, что в отдельных зонах залежи свойства МОП в зависимости от стадии эволюционных преобразований его органической составляющей (наиболее реакционно-способной) весьма широко варьируют в части пористости образцов, структуры порового пространства, фазового состояния вещества, проницаемости, характера газо-конденсато-нефтенасыщения, концентрации высокомолекулярных компонентов(ВМК): асфальтенов, смол, парафинов, масел, их компонентного состава, а также концентрации металлсодержащих органических соединений и др.

С физико-химической точки зрения можно полагать, что в процессе преобразования (старения) «живущего» в геологическом времени МОП, а именно в процессах его термической, свободно-радикальной, радиационной и др. деструкции (деполимеризации), а также возникновения напряжений в полимерной матрице и, соответственно, образования микродефектов и роста микротрещин последняя постепенно будет распадаться на отдельные крупные кластеры, кластеры на некие надмолекулярные (высокомолекулярные) структуры, а затем и сингенетичные асфальтены – первичные компоненты преобразования органической составляющей. Этот процесс будет сопровождаться сбросом низкомолекулярных углеводородов и других газовых компонентов.

Нами был предложен следующий механизм реализации нефтегазогенерационного потенциала МОП (его органической составляющей) через образование в качестве промежуточных последовательного ряда следующих соединений: МОП→ асфальтены → смолы → парафины и масла → углеводороды нефтяного ряда. Этот предложенный нами механизм представляется вполне правдоподобным, поскольку этот процесс преобразования асфальтенов – первичных, наиболее высокомолекулярных компонентов преобразования (деполимеризации, деструкции) МОП, - может легко проходить в условиях мягкого гидрогенолиза (восстановления при участии водорода, в том числе глубинного), и свидетельствует о генетической связи между асфальтенами, смолами, маслами и углеводородами нефтяного ряда [13,14].

Произведенные в процессе катагенетических преобразований самой минерально-органической матрицей in situ сингенетичные ВМК и углеводороды, генетически с ней связанные, накапливаются в своей изначально кристаллической, но уже частично преобразованной в геологическом времени матрице. Эта накопленная в матрице сингенетичная смесь углеводородных и высокомолекулярных компонентов является первичным продуктом ее преобразования (деструкции) и представляет собой матричную нефть (авторское название) [6,7].

Организованная в диагенезе высокочувствительная неравновесная природная минерально-органическая система, отличающаяся высокой степенью самоорганизации, синергетическая, диссипативная реализует свой первичный ресурсный потенциал в процессе многостадийных физико-химических и фазовых превращений органической составляющей МОП до первичных (промежуточных) высокомолекулярных компонентов (с одновременным образованием углеводородов газового ряда) – сингенетичных асфальтенов, смол, масел и далее до углеводородов нефтяного ряда с параллельным образованием и сбрасыванием аутигенных минералов (в том числе рудных) и формированием новых породных литотипов [6,7].

Формирование залежи матричной нефти обусловлено реализацией нефтегазоматеринского потенциала МОП на начальных стадиях ($ПК_{1-3}$, $МК_{1-2}$) катагенетических преобразований его органической составляющей, а также удержанием матричной нефти в залежи за счет экспериментально установленной уникальной сорбционной способности сингенетичных ВМК по отношению к углеводородам. Так, в результате исследований установлена уникальная сорбционная способность сингенетичных асфальтенов, смол, парафинов и масел по отношению как к углеводородам газового ряда (метану, этану, пропану, бутану), так и к углеводородам конденсатного ряда [5]. Выявленная сорбционная способность сравнима с сорбционной способностью известных угольных сорбентов и даже превосходит таковую, поскольку в условиях эксперимента не было установлено предельного насыщения. На рис.3 в качестве примера приведены кривые кинетики сорбции паров гептана образцами асфальтенов, выделенных из ВМК матричной нефти - из артинских отложений (№ 1) и из отложений среднего карбона (№2) ОНГКМ.

Можно полагать, что в пластовых условиях матричная нефть будет представлять собой высокомолекулярный коллоид (гель), образовавшийся в результате набухания в углеводородах в первую очередь наиболее тяжелых смоло-асфальтеновых компонентов. Высокие сорбционные свойства ВМК будут способствовать длительному удержанию матричной нефти, в том числе растворенных в ней низкомолекулярных углеводородов (газа и конденсата), в породообразующей матрице в местах из образования. Таким образом, результаты исследований показывают, что матричную нефть следует рассматривать как непременную принадлежность и как ранее не учитываемый ресурсный потенциал биогенных карбонатных отложений нефтегазоконденсатных месторождений.

Вместе с тем, матричная нефть может быть отнесена к трудноизвлекаемым запасам месторождений, поскольку может находиться в пластовых условиях в коллоидном, гелеобразном состоянии за счет высокой сорбционной способности ВМК.

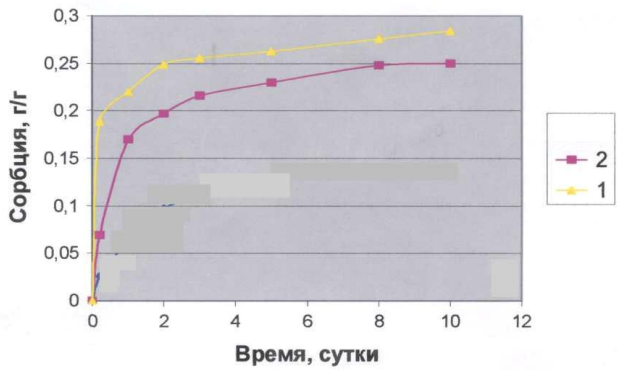


Рис.3. Кривые кинетики сорбции паров гептана двумя образцами асфальтенов : № 1 - из артинских отложений ОНГКМ и № 2 - из отложений среднего карбона, переходная зона ближе к границе ВНК

Технология ее добычи должна обеспечивать открытие каналов породообразующей матрицы для разгрузки в фильтрующие поровые объемы всех компонентов, защемленных в матрице.

Литература

1. *Багринцева К.И.* Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа.// М.: 1999.285с.
2. *Голубев Е.А.* Надмолекулярные структуры природных рентгеноаморфных веществ. Екатеринбург: УРО РАН. 2006. 154 с.
3. *Голубев С.Н.* Реальные кристаллы в скелетах кокколитофорид М.: Наука, 1981. 161с.
4. *Голубев С.Н.* Живые кристаллы.// Природа.1989.№3.с.13-21.
5. *Дмитриевский А.Н., Прибылов А.А., Скибицкая Н.А., Зекель Л.А., Кубышкин А.П., Шпирт М.Я.* Сорбция бутана, пропана, этана, метана и диоксида углерода на асфальтене.// Журнал физической химии, 2006, том 80, № 7, с.1250-1256.
6. *Дмитриевский А.Н., Скибицкая Н.А., Яковлева О.П., Кузьмин В.А., Зекель Л.А., Прибылов А.А.* Увеличение ресурсного потенциала газоконденсатных месторождений за счет высокомолекулярного сырья («матричной нефти»).// Фундаментальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа и развития нефтегазового комплекса России. М.: ГЕОС, 2007. с.360-377.
7. *Дмитриевский А.Н., Скибицкая Н.А., Яковлева О.П.* «Матричная нефть» - дополнительный сырьевой ресурс нефтегазоконденсатных месторождений.// Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. Теоретические и прикладные аспекты. Тезисы докладов Всероссийской конференции. М.: ГЕОС. 2007. с. 80-82.
8. *Кузнецов В.Г.* Геология рифов и их нефтегазоносность.// М.: Недра, 1978. 304с.
9. *Пеньков В.Ф.* О надмолекулярном структурообразовании в природных твердых битумах.// Докл. АН СССР, 1984. Т. 276, № 2. С. 459-463.
10. *Пеньков В.Ф.* Уран и углеводороды//М.:Недра,1989.144с.
11. 11. *Скибицкая Н.А., Яковлева О.П., Григорьев Г.А., Доманова Е.Г., Ингерова Т.В., Кузьмин В.А.* Новые представления о породообразующем карбонатном веществе залежей углеводородов // Геология нефти и газа. 1997. № 12. с.13-19.
12. *Скибицкая Н.А., Яковлева О.П., Григорьев Г.А., Доманова Е.Г., Ингерова Т.В., Кузьмин В.А.* Новые представления о породообразующем карбонатном веществе (геобиополимере) залежей углеводородов// Труды Всероссийской конференции «Фундаментальные проблемы нефти и газа». М., 1996. т.4.с.48-63.
13. Химия нефти и газа. Спб.: Химия. 1995.с.294.
14. Химическая энциклопедия. Изд-во «Советская энциклопедия», 1988. Т.1.с.398.

15. *Lowenstam H.A.* Minerals formed by organism.// Science, 1981. v.211. N 4487. p.1126-1131.
16. *Lowenstam H.A., Weiner Sh.* On the biomineralization. N.Y., Oxford Univ. Press, 1989. 324 p.

УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Добрецов Н.Л.

Институт геологии и минералогии СО РАН, г.Новосибирск, Россия
(dobr@igm.nsc.ru)

Список действующих на Земле геодинамических режимов в первом приближении можно разделить на следующие типы и подтипы:

1. Спрединг: а) быстрый; б) медленный; в) медленный стационарный; г) медленный зарождающийся (в периокеанических рифтах);

2. Субдукция: а) островодужная быстрая и стационарная; б) островодужная нестационарная (зарождающаяся или вымирающая); в) андийского типа; г) коллизионная (А-типа, Гималайского типа);

3. Плюмовый (горячих точек, горячих полей): а) с линейными рифтами; б) с концентрическими рифтами; в) нерифтовые; г) суперплюмы (системы рифтов + нерифтовые поля).

Плюмовый режим, как отмечали В.Е. Хаин и С. Маруяма, действовал на всех планетах земной группы и, вероятно, на Земле начался уже в архее и катархее, т.е. является наиболее общим случаем. Режим спрединга возник, вероятно, на очень ранней стадии, но имеет свою специфику в катархее и архее. Режим субдукции в полном виде возник только в раннем протерозое, но в зачаточном виде, вероятно, проявился в позднем архее. Резкое ускорение режима субдукции (до современных значений) произошло около 0,75 млрд. лет. В раннем докембрии возможны и другие режимы, которые ныне не проявляются (например, возникновение и вырождение магматического океана в объеме верхней мантии).

Кратко обсуждена эволюция Земли и ее основные стадии. Аккреция обосновывается как «горячая» и быстрая (порядка 120 млн. лет). Основные движущие силы эволюции – остывание и окисление Земли, гравитационная дифференциация и усложнение внутренней структуры, второстепенное влияние оказывают космические факторы. Важнейшие рубежи изменения эндогенного режима проявились в 3.9, 3.3, 2.7, 2.2, 1.8, 1.35, 1.1, 0.75 млрд. лет [1-3].

Литература

1. *Добрецов Н.Л.* Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн. лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46, № 9, С. 871-890.
2. *Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии// Геология и Геофизика, 2007, т.48, N1, С.93-108.
3. *Добрецов Н.Л.* Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 6, С. 761-784.

БЕЛОМОРСКАЯ МЕЗО-НЕОАРХЕЙСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ: ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СРАВНЕНИЕ С ФАНЕРОЗОЙСКИМИ АНАЛОГАМИ

Докукина К.А.[а, б], Минц М.В.[а], Конилов А.Н.[а]

[а]Геологогический интститут РАН, Москва, Россия (dokukina@mail.ru)
[б]Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Введение

Выявленная в последние годы Беломорская эклогитовая провинция (БЭП) на востоке Фенноскандинавского щита является уникальным архейским объектом. В пределах Беломорской провинции впервые были обнаружены эклогиты с возрастом не менее 2.72 млрд. лет. Исследование БЭП открывает принципиально новые возможности для реконструкции геодинамических процессов в истории раннедокембрийской коры региона и для более корректного суждения о геодинамике раннего докембрия в целом, поскольку отсутствие достоверных находок архейских эклогитов является одним из аргументов против реальности субдукции и применимости тектоники плит к моделированию геодинамики архея.

Беломорская эклогитовая провинция

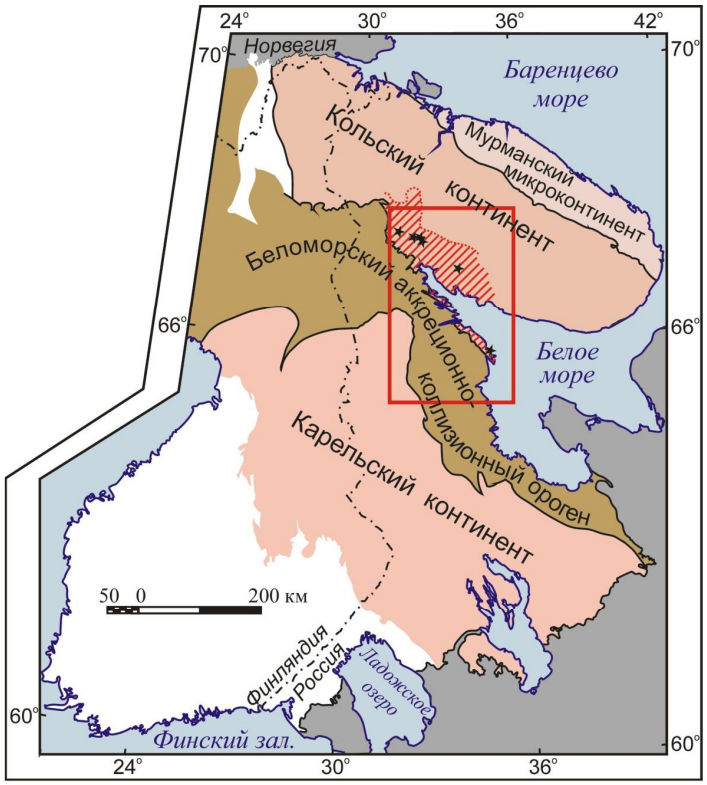
Вдоль северо-восточной границы Беломорского аккреционного орогена размещены тела эклогитов, сформированных в результате мезо-неоархейской субдукции океанических и континентальных комплексов [1-3, 5]. Находки эклогитов позволили кардинально пересмотреть существующие представления о северо-восточной границе Беломорского орогена. Стало понятным, что естественной границей между архейскими тектоническими провинциями – Беломорским аккреционно-коллизионным орогеном и Кольским континентом является Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс (ЦБП). В соответствии с этим, мы отделили северную часть Хетоламбинского тектонического покрова, образованную преимущественно гранито-гнейсами, залегающую структурно выше ЦБП, и рассматриваем в качестве Южно-Кольской активной окраины Кольского континента. Гранито-гнейсы активной окраины тектонически перекрывают ЦБП и пассивную окраину Хетоламбинского микроконтинента. В этом контексте ЦБП рассматривается в качестве мезо-неоархейской сутурной зоны. В более широком контексте протяженную область, включающую пассивную окраину Хетоламбинского микроконтинента, сутурную зону и активную окраину Кольского континента, образованную ТТГ-гнейсами и включающую эклогиты обоих типов (субдукционные эклогиты и эклогитизированные дайки) мы рассматриваем в качестве Беломорской мезо-неоархейской эклогитовой провинции (рис. 1).

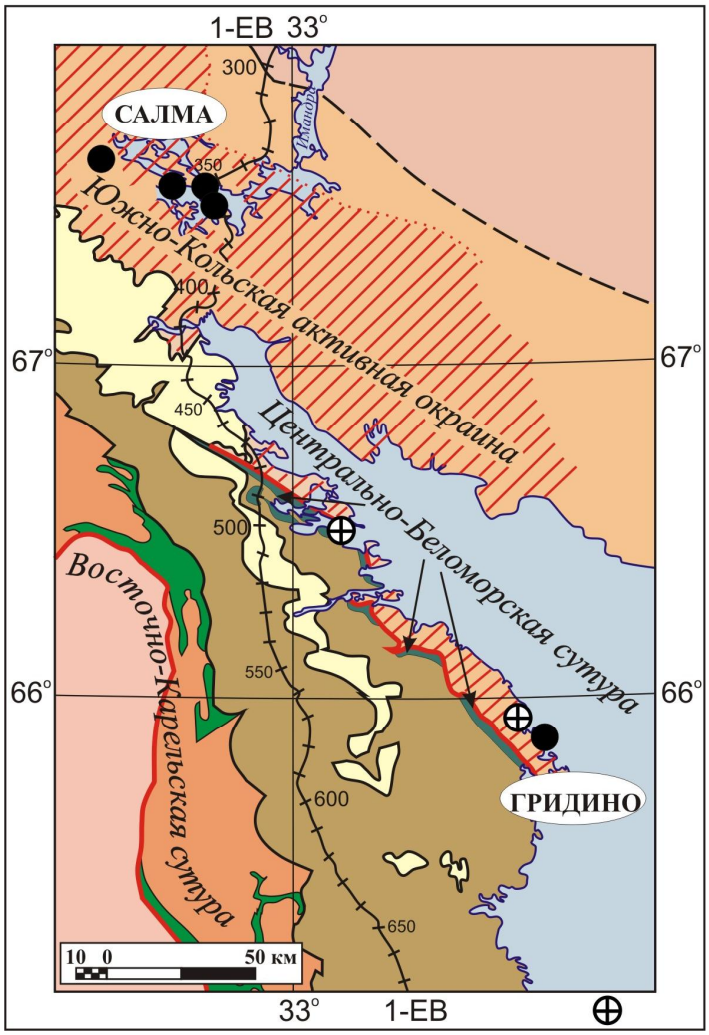
Субдукционные и коллизионные ассоциации БЭП: Салма и Гридино

В соответствии с пространственным размещением эклогитов мы выделяем две эклогитовых ассоциации: Салмы (ТТГ гнейсы и субдукционные эклогиты) и Гридино (ТТГ гнейсы, субдукционные эклогиты и эклогитизированные мафитовые дайки).

В Салме реконструированная ассоциация протолитов эклогитов образована переслаивающиеся габбро, троктолитами и Fe-Ti габбро, подобно третьему слою океанской коры Юго-Западного Срединно-Индийского океанического хребта, включая продукты их спилитизации и выветривания в подводных условиях.

В Гридино эклогитизации подверглись кислые и мафические породы континентальной коры, а также рои мафических даек, пересекающих гнейсовидность сформированных континентальных комплексов.





Неопротерозой-фанерозой

Архейские комплексы:

- Карельский микроконтинент
- Хетоламбинский микроконтинент
- Ковдозерская тектоническая пластина
- Инари-Стрельнинский микроконтинент
- Норвежско-Кольский микроконтинент
- Центрально-Беломорская сутура (зеленокаменный пояс)
- Южно-Кольская активная окраина (ТТГ гнейсы и метавулканиты)

архейские эклогиты:

- субдукционные,
- эклогитизированные дайки

- Восточно-Карельская сутура
- Чупинский гранулито-гнейсовый пояс

Границы:

- главных тектонических единиц
- тектонических единиц второго порядка: а) откартированных, б) перекрытых палеопротерозойскими комплексами
- 650 гегтраверс 1-ЕВ

Рис. 1 Беломорская эклогитовая провинция: мезо-неоархейские эклогиты

На рис. 2 приведены P-T-t траектории, иллюстрирующие эволюцию эклогитовых ассоциаций Салмы и Гридино. В обоих случаях тренд включает проградную стадию с повышением давления и температуры; эклогитовую стадию (при минимальном давлении 15-17 кбар); стадию декомпрессии, проходящую через поле гранулитовой фации; и ретроградную стадию в условиях амфиболитовой фации. Процессы эклогитизации были проявлены в интервале времени 2.82 - 2.72 млрд лет [2, 3].

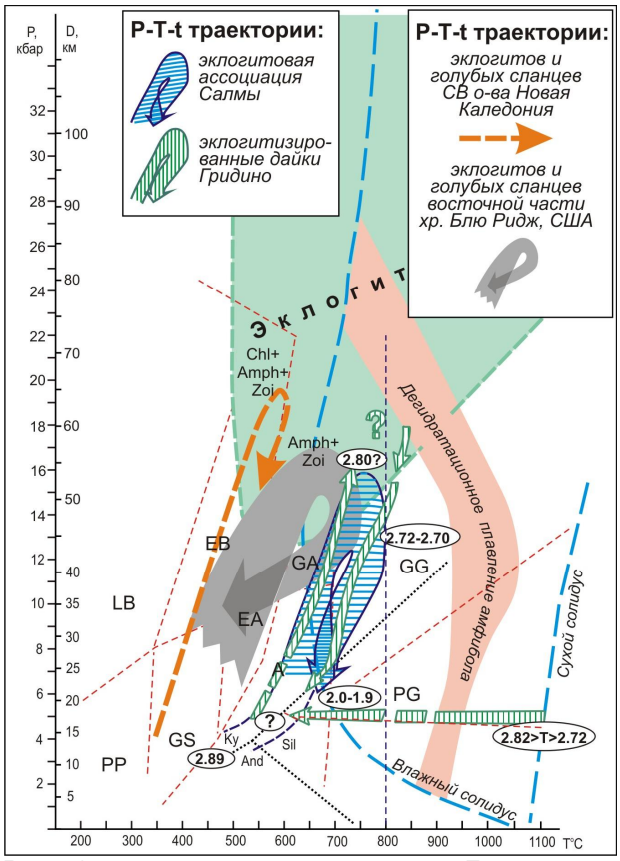


Рис. 2. P-T-t эволюция эклогитов Беломорской эклогитовой провинции

Сравнение эклогитов БЭП с фанерозойскими аналогами

Для сравнения на рис. 2 даны два примера, характеризующих эволюцию метаморфических комплексов, образованных голубыми сланцами и эклогитами, при погружении в зону субдукции и последующей эксгумации: (1) Эклогитовый Меланж Пуэбо палеогенового возраста, размещенный вдоль северо-восточного побережья о. Новая Каледония, включающий барруазит- и глаукофан-содержащие эклогиты, гранатовые амфиболиты и сланцы [4]; (2) реконструкция P-T эволюции верхнеордовикских эклогитов восточной части хребта Блю Ридж (Южные Аппалачи, Сев. Америка): P-T-t траектория охватывает термальные события, произошедшие во время и вслед за субдукцией и при континентальной коллизии [7], которые включают последовательность минеральных преобразований от амфиболитовой к эклогитовой, далее к гранулитовой и затем вновь к амфиболитовой фации. Подобное перемещение эклогитовых ассоциаций через область высокобарных гранулитов представляет собой довольно частое явление, связанное с проградной или изотермической декомпрессией в условиях быстрого подъема к более высоким уровням коры [7, 6].

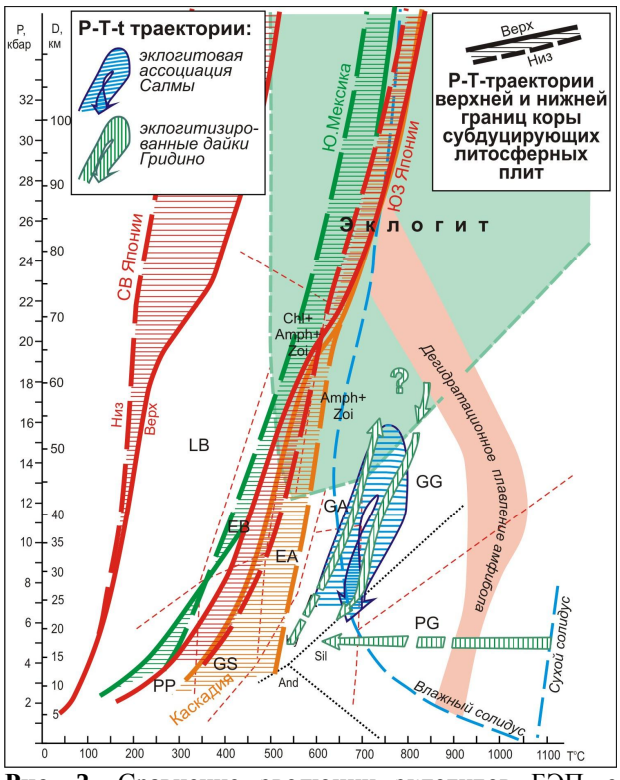


Рис. 3. Сравнение эволюции эклогитов БЭП с современными и молодыми зонами субдукции (пояснения в тексте).

Океаническое происхождение протолитов позволяет рассматривать прогрессивную ветвь эволюции

эклогитовой ассоциации Салмы в качестве P-T-t траектории субдуцирующей плиты. Для сравнения на рис. 3 показаны P-T-t траектории зон субдукции, полученные в результате численного моделирования: «холодной» (СВ Японии) и «теплых» (Ю Мексики, ЮЗ Японии и Каскадия) современных зон субдукции (результаты модельных расчетов по [8]). Диаграмма наглядно демонстрирует различия в метаморфической эволюции и глубине начала плавления в случае «холодной» и «теплой» субдукции. «Теплая» субдукция, причиной проявления которой в современных обстановках, как правило, является близость зоны субдукции к срединно-океаническому хребту, где генерируется молодая горячая океаническая литосфера, обеспечивает условия для начала плавления на умеренных глубинах – порядка 80-100 км. При этом область плавления располагается в верхней части субдуцирующей плиты. В случае «холодной» субдукции, когда субдуцирует остывшая плита на значительном удалении от срединно-океанического хребта, плавление происходит на существенно бóльших глубинах, а область плавления располагается в пределах мантийного клина, перекрывающего зону субдукции. Прежде чем погружающаяся плита достигает области магмообразования, в обоих случаях она пересекает область PT-параметров фации голубых сланцев и далее – область эклогитовой фации, что соответствует широкому распространению соответствующих метаморфических комплексов в современных и фанерозойских областях конвергенции плит.

PT-диаграммы (рис. 2, 3) комплексов Салмы, была заметно более «теплой» в сравнении со всеми приведенными примерами. Поэтому ей можно присвоить наименование «горячей субдукции». На глубине 25 км, которой в эклогитах Салмы сопутствуют оценки температуры порядка 640-670°C, зону субдукции Каскадии характеризуют температуры в интервале 450-550°C, то есть на 100-200° ниже. Повышенные значения температуры может иметь глобальные причины, такую например как общий высокий уровень температуры мантии в архее. Альтернативно, локальной причиной повышенных температур могло быть погружение медленно-спрединговой хребта в зону субдукции. Неожиданным развитием последней версии оказалась идея о происхождение мафических даек Гридино – как следствие погружения горячего спрединговой хребта под край Кольского континента. Другой вариант формирования даек – внедрение мафической магмы на доокеанической стадии.

Заключение

Эклогиты БЭП являются свидетельством древнейшей из известных в Мире субдукции океанических комплексов. Следует особо подчеркнуть, что P-T-t траектория эклогитов Салмы до настоящего времени не имеет природных аналогов - это первый и единственный природный объект, на котором удается реконструировать погружение «горячей» мафитовой коры, которая достигает области PT-параметров эклогитовой фации через области амфиболитовой и гранулитовой фаций, «минуя стороной», благодаря высокой температуре, области значений P-T, отвечающие фациям голубых сланцев.

Литература

1. *Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В. и др.* Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609-631.
2. *Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В. и др.* Новые геохронологические данные для метаморфических и магматических пород района села Гридино (Беломорская эклогитовая провинция)// Докл. РАН, 2010. Т. 432. № 3. С. 370-375.
3. *Минц М. В., Конилов А. Н., Докукина К. А. и др.* Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // Доклады академии наук. 2010. Т. 434. № 6. С. 776–781.
4. *Clarke G.L., Aitchison J.C., Cluzel D.* Eclogites and blueschists of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: a reappraisal // Journ. of Petrology.

1997. Vol. 38, No. 7. P. 843-876.
5. *Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N. и др.* Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // Geology. 2010. V. 38. P. 739-742.
6. *O'Brien P.J., Rötzler J.* High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics // Journal of metamorphic Geology. 2003. Vol. 21. P. 3-20.
7. *Page F.Z., Essene E.J., Mukasa S.B.* Prograde and retrograde history of eclogites from the Eastern Blue Ridge, North Carolina, USA // Journal of metamorphic Geology. 2003. Vol. 21. P. 685-698.
8. *Peacock S.M., Wang W., McMahon A.M.* Thermal structure and metamorphism of subducting oceanic crust: Insight into Cascadia intraslab earthquakes. In: The Cascadia subduction zone and related subduction systems (S. Kirby, K. Wang, S.Dunlop – Eds). U.S. Geol. Survey open-file report 02-328 & Geol. Survey of Canada open-file 4350. Version 1.0. 2002. P. 123-126.

РАЗНООБРАЗИЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА КАК ОТРАЖЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ МЕХАНИЗМОВ РЕАЛИЗАЦИИ КОЛЛИЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия (tanlen@crust.irk.ru)

В пределах южных краевых выступов фундамента Сибирского кратона широким распространением пользуются многочисленные массивы гранитоидов с возрастом 1.84 – 1.88 млрд лет, которые были внедрены на завершающих стадиях становления структуры кратона. А.М. Лариным с соавторами [7] данные гранитоиды и образования Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса были объединены в единый Южно-Сибирский постколлизионный магматический пояс. Наибольшим распространением среди постколлизионных гранитоидов пользуются биотит-амфиболовые граниты, имеющие геохимические характеристики гранитов А-типа [1-3, 6, 10, 12, 14]. Однако кроме этой разновидности, в пределах южной окраины Сибирского кратона в течение того же самого временного интервала были сформированы гранитоиды других геохимических типов [4, 8, 13, 15]. Все эти гранитоиды занимают одинаковое структурное положение, являясь посттектоническими и постскладчатыми. Проведенный анализ характера пространственного распространения гранитоидов различного состава в пределах юга Сибирского кратона позволяет нам высказать предположение о том, что принципиальную роль в концентрации гранитоидов того или другого типа в определенном блоке кратона играют механизмы реализации коллизионных процессов и последующего постколлизионного растяжения.

Проведенные исследования и анализ опубликованных данных позволили установить, что в пределах Бирюсинского блока Присаянского краевого выступа фундамента Сибирского кратона в течение временного этапа 1.86 – 1.88 млрд лет были сформированы гранитоиды с геохимическими характеристиками гранитов I-, S- и А-типов. В частности, О.М. Туркиной с соавторами [15] здесь были детально изучены тоналиты и диориты I-типа. В.И. Левицкий с соавторами [10] охарактеризовали в пределах Бирюсинского блока биотит-амфиболовые граниты с геохимическими характеристиками гранитов А-типа. Т.В. Донская и др. [4] изучили двуслюдяные граниты, имеющие геохимические характеристики гранитов S-типа.

Подобное разнообразие гранитоидов, относящихся к различным геохимическим типам, но сформировавшимся практически одновременно характерно для коллизионной геодинамической обстановки, возникающей при активном взаимодействии различных блоков консолидированной континентальной коры [18]. Бирюсинский блок Присаянского краевого выступа кратона, располагающийся непосредственно в зоне сочленения с Тунгусским супертеррейном [21, 24], представляет собой часть подобной коллизионной области и именно здесь широкое распространение имеют ранее упомянутые постскладчатые гранитоиды широкого спектра геохимических составов. Мы полагаем, что рассматриваемые постскладчатые гранитоиды являются индикаторами стадии сочленения Бирюсинского континентального блока с Тунгусским супертеррейном, южным окончанием которого является Шарыжалгайский краевой выступ. Отражением именно этого коллизионного события в пределах Шарыжалгайского краевого выступа являются крупные массивы посттектонических биотит-амфиболовых гранитов шумихинского и саянского комплексов [1, 10]. Особо подчеркнем, что по сравнению с Бирюсинским блоком в Шарыжалгайском выступе крупные массивы

посттектонических гранитоидов представлены только биотит-амфиболовыми гранитами с геохимическими характеристиками гранитов А-типа. Объяснением этому может служить тот факт, что Тунгусский супертеррейн, и соответственно его Шарыжалгайский краевой выступ, относительно Бирюсинского блока выступает как древний континентальный блок. Nd модельный возраст пород в пределах Шарыжалгайского выступа достигает 3.3–3.7 млрд лет, в то время как в Бирюсинском блоке не превышает отметок 2.6–2.8 млрд лет [16, 22]. Таким образом, при столкновении относительно «молодого» Бирюсинского блока с крупным и, по-видимому, более зрелым Тунгусским супертеррейном, в пределах последнего возникали условия для реализации процессов растяжения в древней коре, способствовавшие выплавлению более высокотемпературных гранитов А-типа.

Байкальский краевой выступ является еще одним объектом, в пределах которого представлены породы фундамента Сибирского кратона. Геологические комплексы этого выступа принадлежат структуре Акитканского складчатого пояса [21, 24] или Акитканского террейна [25]. В пределах Байкальского краевого выступа посттектонические образования с возрастом 1.85 – 1.88 млрд лет также пользуются широким распространением, однако их набор существенно отличается от посттектонических пород Присаянского краевого выступа. В частности, все гранитоиды Байкальского выступа имеют геохимические характеристики гранитов А-типа [2, 3, 5, 7, 9, 11]. Здесь представлены рапакивиподобные граниты приморского комплекса [3], гранитоиды ирельского комплекса Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса и комагматичные им кислые вулканиты [3, 5, 7, 11], чарнокиты татарниковского комплекса [9]. По сравнению с гранитоидами А-типа Присаянского краевого выступа, не говоря уже о гранитах I- и S-типов, гранитоиды Байкальского краевого выступа характеризуются более высокими температурами кристаллизации [3]. Кроме того, в Байкальском выступе, а именно в пределах Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, широким распространением пользуются вулканические образования, в том числе базальтоиды, нехарактерные для Присаянского краевого выступа. Собственно же Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс представляет собой классическую рифтовую структуру [9, 17]. В совокупности, ассоциация посттектонических образований Байкальского краевого выступа более характерна для внутриконтинентальной или анорогенной геодинамической обстановки, что ранее и предполагали Л.А Неймарк с соавторами [11]. Однако в настоящее время на основании геологических и геохронологических данных следует рассматривать посттектонические образования Байкальского выступа с возрастом 1.85 – 1.88 млрд лет как коллизионные или постколлизионные. Чтобы объяснить данное противоречие, мы предлагаем модель реализации коллизионных процессов в рассматриваемом регионе, учитывающую петрологические, геохронологические и палеомагнитные данные. Как известно, согласно палинспастическим реконструкциям, в позднем палеопротерозое южная часть Сибирского кратона находилась на незначительном удалении от северного фланга Лаврентии [19]. В то же время непосредственного контакта этих двух континентальных блоков не отмечается [23], и допускается, что между этими крупными континентальными блоками находились более мелкие континентальные блоки, островодужные террейны и т.д. [20]. В районе Байкальского краевого выступа не фиксируется доказательств непосредственной коллизии двух континентальных блоков. Здесь, по всей видимости, имела место коллизия, которую, в очень приближенном виде, можно охарактеризовать как коллизиия типа «континент» – «островные дуги», «мелкие континентальные блоки» – «континент». При этом амальгамация островных дуг и мелких континентальных блоков происходила не

одновременно, а в течение некоторого промежутка времени. Мы допускаем, что в районе Байкальского краевого выступа происходила аккреция островодужных террейнов и возможно мелких континентальных блоков к архейскому Анабарскому супертеррейну Сибирского кратона. К моменту окончательного становления структуры Сибирского кратона и возможного объединения Сибири и Лаврентии, район Байкальского краевого выступа мог представлять собой уже внутреннюю часть крупного композитного континентального блока, и поэтому реализация процессов постколлизионного растяжения здесь соответствовала событиям растяжения в пределах внутриконтинентальных областей. Таким образом, процессы растяжения в пределах Байкальского выступа, проявившиеся в палеопротерозое, по своей сути могут быть интерпретированы как крупномасштабный внутриконтинентальный рифтогенез.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 09-05-01005) и Программы фундаментальных исследований РАН № 10.

Литература

1. *Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г.* Раннепротерозойский постколлизионный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // ДАН, 2002, т. 382, № 5, с. 663-667.
2. *Донская Т.В., Бибикова Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З.* Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 10, с. 1006-1016.
3. *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М.* Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология, 2005, т. 13, № 3, с. 253-279.
4. *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М.* Петрогенезис раннепротерозойских двуслюдяных гранитов Бирюсинского массива Присаянского краевого выступа Сибирского кратона // Происхождение магматических пород. Материалы Международного (X всероссийского) петрографического совещания. Том 2. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2005, с. 73-74.
5. *Донская Т.В., Бибикова Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., ДеВаэле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кирнозова Т.И.* Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкалького вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 452 - 479.
6. *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Макарьев Л.Б., Тимашков А.Н., Бережная Н.Г., Яковлева С.З.* Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингрского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология, 2000, т. 8, № 3, с. 267-279.
7. *Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А.* Северо-Байкальский вулкано-плутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // ДАН, 2003, т. 392, № 4, с. 506-511.
8. *Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П.* Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, т. 14, № 5, с. 3-15.
9. *Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Яковлева С.З., Срывцев Н.А., Анисимова И.В., Толкачев М.Д.* Возраст и тектоническое положение чарнокитов татарниковского комплекса (северо-западное Прибайкалье) // ДАН, 2009, т. 429, № 5, с. 640-644.
10. *Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Козаков И.К., Макаров В.А., Плоткина Ю.В.* Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 8, с. 717-731.
11. *Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю.* Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулкано-

плутонического пояса // Петрология, 1998, т. 6, № 4, с. 139-164.

12. *Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А.* Изотопно-геохронологическое исследование субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа: U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd данные // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 9, с. 879-889.
13. *Туркина О.М.* Протерозойские тоналиты и трондьемиты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях образования расплавов в коллизионных обстановках // Петрология, 2005, т. 13, № 1, с. 41-55.
14. *Туркина О.М., Бибикова Е.В., Ножкин А.Д.* Этапы и геодинамические обстановки раннепротерозойского гранитообразования на юго-западной окраине Сибирского кратона // ДАН, 2003, т. 388, № 6, с. 779-783.
15. *Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б.* Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология, 2006, т. 14, № 3, с. 282-303.
16. *Туркина О.М, Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В.* Изотопные провинции и этапы роста докембрийской коры юго-западной окраины Сибирского кратона и его складчатого обрамления // ДАН, 2007, т. 413, № 6, с. 810-815.
17. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Ред. Е.В. Скляров. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.
18. *Barbarin B.* A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // Lithos, 1999, v. 46, p. 605-626.
19. *Didenko A.N., Vodovozov V.Y., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Bibikova E.V., Kirnozova T.I.* Palaeomagnetism and U-Pb dates of the Palaeoproterozoic Akitkan Group (South Siberia) and implications for pre-Neoproterozoic tectonics // Geological Society, London, Special Publications, 2009, v. 323, p. 145-163.
20. *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Poller U., Mazukabzov A.M., Bayanova T.B.* Discovery of Archaean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: New insight into its architecture and history // Precambrian Research, 2009, v. 170, p. 61-72.
21. *Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Natapov L.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Sklyarov E.V.* The Siberian Craton and its evolution in terms of the Rodinia hypothesis // Episodes, 2006, v. 29, p. 169-174.
22. *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Reddy S.M., Poller U., Bayanova T.B., Mazukabzov A.M., Dril S., Todt W., Pisarevsky S.A.* Palaeoproterozoic to Eoarchaean crustal growth in southern Siberia: a Nd-isotope synthesis // Geological Society, London, Special Publications, 2009, v. 323, p. 127-143.
23. *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Mazukabzov A.M., Pisarevsky S.A., Sklyarov E.V., Stanevich A.M.* A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian Craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent // American Journal of Sciences, 2010, doi 10.2475/04.2010.00.
24. *Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D.* Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: A preliminary assessment // Archean Crustal Evolution (Condie K.C., ed.). Amsterdam: Elsevier, 1994, p. 411-459.
25. *Smelov A.P., Timofeev V.F.* The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // Gondwana Research, 2007, v. 12, p. 279-288.

СТРАННЫЕ ЗВЕЗДЫ, ЭКЗОПЛАНЕТЫ И МАГНИТОЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ

Дубовик В.М.[а], Дубовик Е.Н.[а], Кривицкий В.А.[б]

[а] *Лаборатория Теоретической Физики имени Н.Н. Боголюбова, ОИЯИ, Дубна, Россия* (dubovik@theor.jinr.ru)

[б] *Минералогический Музей МГУ, Москва, Россия* (vkrivich@rambler.ru)

В 1980 г. на конференции, организованной комиссией «Космические исследования на Украине» (АНУССР), один из авторов доклада (В.М. Дубовик) впервые обсуждал возможность послойного перехода нейтронной коры пульсара в барионные состояния с высокими массами во его ядре. В 1984 г. Е. Виттен, а затем и другие исследователи, разрешив уравнение состояния для звезд с подобным строением, показали, что такие звезды могут быть устойчивыми. Действительно, наблюдения показывают, что в нашей галактике (Млечный Путь) нейтронные звезды, взрываются по-видимому не чаще, чем один раз в тысячелетие.

Если ограничиться рассмотрением звезд с присутствием подмешанных к нейтронам во внутренних слоях пульсаров лишь Λ-гиперонов (1115 Мэв), то современные расчеты указывают на то, что в подобных звездах должна происходить кластеризация Λ-гиперонов, при которой один кластер может содержать до четырех этих странных частиц с кварковым содержанием (uds).

Если считать, что парциальные ширины распада Λ-гиперона не сильно смещены в звезде по сравнению со значениями, измеряемыми с помощью ускорителей, то в каждом таком 4-кластере, будет конфаймировано излучение с энергией приблизительно равной массе энергии мюона. Этот запас энергии, вполне возможно, является прямым источником высочайшей светимости звезд такого типа после их взрывов даже в оптическом диапазоне, не говоря уж о корпускулярных потоках магнитоэлектрического излучения.

Наблюдения (экзо)планет в окрестности нейтронных звезд в 1991, 1993, 1998 гг. и т. д. заставляют предположить, что формирование планетных систем после взрыва пульсара происходит путем аккреции газа, пыли и мелких осколков на более крупных фрагментах оболочки, сорванной с пульсара при его взрыве. Подобный сценарий оправдывает предположение В.А. Кривицкого о том, что теплородность и в пожилых планетах, например, расположенных вокруг нашего Солнца, на протяжении ранних геологических времен поддерживалась распадами сверхтяжелых ядерных систем, которые по расчетам В.А. Кривицкого, составляли до четырех масс-энергий ядра урана.

А на самых ранних стадиях разогрев планет шел за счет перехода тяжелых странных кластеров в отдельные гиперядра и кластеры с нуклонным содержанием ядер. Тогда становится возможным объяснить выживание протопланет во внутренних плазменных оболочках красных гигантов и разнородность их судеб, а также двойных и более звёздных систем.

Литература

1. *В.М. Дубовик, В.А. Кривицкий, А.А. Круглов,* Давление как динамический фактор стимулирования ядерных реакций в нано, микро и макромире // Монография «Система «Планета Земля»: 15 лет междисциплинарному семинару, *1994–2009,* М.: URSS, 2009. 296 с.
2. *В.М. Дубовик, Е.Н. Дубовик, А.А. Круглов, В.А. Кривицкий,* Проявление магнитоэлектрического излучения в лабораторных, геофизических и космологических условиях и его квантовая природа // Монография: Система «Планета Земля». 300 лет со дня рождения М.В.Ломоносова. 1711 – 2011. – М,: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2010, С.379-393.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ КАЗАХСТАНА

Дьячков Б.А.

Алтайский геолого-экологический институт, Усть-Каменогорск, Казахстан
(bdyachkov@mail.ru)

Территория Казахстана является уникальным геологическим полигоном, в котором сосредоточены крупные месторождения черных, цветных, благородных металлов, радиоактивного и углеродного сырья, многих других полезных ископаемых (Al, Ti, W, Мои др.). На их базе в Республике создана мощная промышленная инфраструктура – горнодобывающие и металлургические комбинаты и заводы, работают многие частные компании и предприятия, построены крупные города и поселки. Созданная за многие десятилетия поколениями геологов и горняков минерально-сырьевая база по-прежнему является основой экономики Казахстана. Для стабильной работы на перспективу предприятий горно-металлургического и углеводородного комплексов необходимо постоянное восполнение запасов полезных ископаемых отрабатываемых месторождений.

Однако состояние минерально-сырьевой базы на сегодняшний день в целом по Казахстану продолжает ухудшаться Уменьшение объемов производства объясняется многими факторами. Одной из главных причин такого положения является недостаточная обеспеченность сырьем действующих предприятий, особенно легкодоступными и рентабельными рудами. Поэтому проблема укрепления и развития минерально-сырьевой базы, особенно для предприятий цветной металлургии Восточного Казахстана, сегодня встает со всей остротой. Она усугубляется еще и тем, что фонд легко открываемых месторождений уже исчерпан, оставшихся запасов металлов в недрах при достигнутых высоких темпах отработки месторождений хватит ненадолго (первые десятки лет). Поэтому сейчас на Рудном Алтае и в других регионах нет резерва времени, обстановка диктует настоятельную необходимость открытия новых месторождений меди, свинца, цинка, золота, редких металлов и многих других полезных ископаемых.

В то же время проводимые сейчас в Казахстане научно-исследовательские работы по региональному геологическому и металлогеническому анализу рудоносных структур и прогнозной оценке минеральных ресурсов показывают, что перспективы открытия новых месторождений есть. Недра Казахстана не истощились, сохраняется достаточная вероятность обнаружения новых месторождений разных геолого-промышленных типов [1,5].

Реализация этих прогнозов невозможна без значительного увеличения ассигнований на геологоразведочные работы. Необходимы новые научные идеи в геологии, разработки критериев глубинно-геологического прогноза рудных месторождений. Требуется коренное усовершенствование методических приемов и технологии поиска месторождений, особенно погребенных на закрытых рыхлыми осадками территориях и скрытых на большой глубине (более 500-1000 м). Целесообразно изучение рудных объектов с учетом современных требований промышленности и рынка. Актуальной является также проблема более эффективного использования минеральных ресурсов и бережного их сохранения. В большем объеме необходимы исследования с целью экологического оздоровления региона и сохранения окружающей природной среды, учитывая постоянно возрастающее количество техногенных отходов горно-металлургического производства. К настоящему времени определились следующие тенденции развития казахстанской геологии.

Региональные геологические исследования

В связи с общим прогрессом геологических наук на мировом уровне, анализом данных по палеомагнетизму, палеоклиматологии и появлением новых мобилистских гипотез (новая глобальная тектоника, тектоника литосферных плит, террейновая тектоника, плюмтектоника и др.) в Казахстане произошли кардинальные изменения традиционных (фиксистских) представлений об образовании и развитии геологических структур планеты Земля. Господствовавшая долгие годы геосинклинальная концепция исчерпала свои возможности и не способствует повышению эффективности прогнозно-металлогенических работ. Поэтому важнейшая задача фундаментального плана в последние годы являлась разработка новых теоретических положений в геологии и металлогении, с целью совершенствования критериев прогноза и поиска месторождений и создания научной основы восполнения минеральных ресурсов. Большое влияние на развитие мобилистских представлений по проблеме формирования геологических структур Казахстана оказали основополагающие работы Виктора Ефимовича Хаина, выдающегося исследователя в области геотектоники и геодинамики. Основные проблемные вопросы в геологии и металлогении и прогнозирования минеральных ресурсов Казахстана обсуждались неоднократно на различных международных форумах, конференциях и совещаниях, а также опубликованы во многих научных работах.[2-4,10]. Казахстанская школа геологов, основанная академиком К.И. Сатпаевым, сохраняет высокий уровень научных исследований, что отмечалось зарубежным геологическим обществом. Казахстан. участвовал в работе пяти международных конгрессах: Киото (1992), Пекин (1996), Рио-де-Жанейро (2000), Флоренция (2004) и Осло (2008),а также во всех выставках «ГЕОЭКСПО» на которых демонстрировались основные достижения республики в области геологии [7].

В последние годы тенденция региональных геологических, тектонических, геофизических и минерагенических исследований заключалась в анализе и обобщении огромного фактического материала, накопленного за многие годы в процессе геолого-съемочных, геофизических и прогнозно-металлогенических работ и составлении новейших карт геологического содержания масштаба 1:1000000 на новой геодинамической, тектонической и формационной основе. К ним относятся: геологическая, тектоническая, полезных ископаемых, минерагеническая, гидрогеологическая, рудоносных геологических формаций и другие, которые демонстрировались на МГК-33. Эти карты, отражающие фундаментальные геологические и металлогенические исследования, являются основой для стратегической оценки минеральных ресурсов Казахстана. В рамках Комитета геологии и охраны недр РК продолжается планомерное изучение недр Казахстана. На территории Республики за счет средств госбюджета завершаются работы по геологическому доизучению площади масштаба 1:200000 с целью создания карт нового поколения по программе «Геокарта-200». Одновременно проводилось геолого-минерагеническое картирование масштаба 1:200000 отдельных площадей, а также поисковые, поисково-оценочные и геологоразведочные работы на новых перспективных участках и известных месторождениях. В результате этих работ получен значительный прирост запасов золота, меди, свинца и цинка, олова, тантала и ниобия [1]. В настоящее время проводятся подготовительные работы к проведению перспективного направления геолого-съемочных работ – глубинного геологического картирования масштаба 1:200000 (ГГК-200), для оценки перспектив территорий, закрытых рыхлых чехлом мезо-кайнозойских отложений. Это резервные площади Казахстана, перспективные для выявления погребенных месторождений и

кор выветривания с различным видом полезных ископаемых [1].

Минерагеническое направление Металлогеническая школа Казахстана, созданная академиком К. И. Сатпаевым, нашла широкое признание в странах СНГ и за рубежом. Лидером является Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, сотрудники которого совместно с другими научными и производственными организациями активно способствовали созданию основы минерально-сырьевой базы Казахстана

На основе гипотезы глобального мобилизма выполнены научные исследования по крупной проблеме: «Большой Алтай» [2]. В этой работе, при обобщении обширных материалов по геологии, геофизике и месторождениям рудных и неметаллических полезных ископаемых и пересмотре взглядов на тектоническое развитие Алтая, выполнялись палеогеодинамические и палеометаллогенические реконструкции, производилось структурно-металлогеническое и геолого-генетическое моделирование главных рудоносных структур и типов месторождений. Выявлялись пространственные и временные связи месторождений с определенными глубинными структурами земной коры, различными геодинамическими обстановками и продуктивными геохронологическими уровнями. Научная значимость работы заключалась в усовершенствовании теоретической основы металлогении и прогнозно-поисковых работ с перспективной оценкой минеральных ресурсов.

К современным тенденциям развития фундаментальных исследований в области минерагении относятся следующие проблемные направления.

Совершенствование теоретической базы нового научного направления в минерагении о пространственно-вещественных связях геодинамического развития тектонических структур и процессов рудообразования [2,4,5,10]. С позиций мобилизма общая направленность развития геологических структур и минерагении Казахстана за длительную историю (от докембрия до четвертичного времени) происходила в режиме океанического рифтогенеза, затем в раннюю (рифтогенно-островодужную), среднюю (коллизионную) стадию каледонид и герцинид, а завершилось континентальным рифтогенезом и последующей стабилизацией в мезозое-кайнозое. Индикаторами палеогеодинамических и ландшафтно-геологических обстановок являются определенные геологические формации, отражающие условия их возникновения. В условиях океанического рифтогенеза формируются медно-колчеданные, железорудные и железо-марганцевые месторождения. В рифтогенно-островодужных обстановках (на континентальной коре) в генетической связи с базальт-андезит-риолитовым вулканизмом сформировались промышленные медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения уральского и рудноалтайского типов (с Au, Ag, Pt, и редкими элементами). Важное значение придается минерагении девонских окраинно-континентальных вулкано-плутонических поясов, которые по аналогии с Андийским поясом перспективны на выявление крупных медно-порфировых месторождений (с Mo, Au). Коллизионные геодинамические обстановки проявлены на сочленении (стыке) литосферных плит с океаническим и континентальным типами земной коры. При столкновении на границе плит формируются своеобразные тектонические структуры – сутурные зоны, контролирующие распределение геологических формаций с профилирующим оруденением (Cr, Cu, Ni, Au, Ag, Hg и др.). В центральной части сутурных зон образуются офиолитовые пояса или сутурные швы, фиксирующиеся протрузиями ультрабазитов, блоками метаморфических пород и меланжевыми структурами. Оруденение комплексное (Cr, Ni, Co, Cu, Au, Hg, Pt, асбест и др.). В тыловых частях сутурных зон, в преддуговых прогибах формируются преимущественно флишевые карбонатно-

терригенные формации, вмещающие крупные золоторудные месторождения (Бакырчик, Суздальское, Васильковскоеи др.). По М. С. Рафаиловичу сутурные зоны Казахстана содержат 36% золотого оруденения и поэтому, в соответствии с мировой практикой, рекомендуется их более углубленное изучение [8,9]. В коллизионной геодинамической обстановке также сформировались вулкано-плутонические пояса (габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитового состава) в фокальных частях глубинных подвижных зон, продуктивные на медно-порфировое, сульфидное медно-никелевое и золотое оруденение. В Восточном Казахстане к ним относятся кызыл-каинский(D_3-C_1), секисовский и максутский (C_{2-3}) рудоносные уровни. Постколлизионная внутриплитная геодинамическая обстановка активизации во многих регионах Казахстана сопровождалась редкометалльным и редкоземельным оруденением, связанным с гранитоидным магматизмом (Ta,Nb.Be ,Li,Sn,W ,Mo,редкие земли и др.). В киммерийский цикл в условиях континентального рифтогенеза образовались месторождения кор выветривания нонтронитового (Ni, Co), каолинит-гидрослюдистого (Au) и каолинитового (Ti, Zr) профилей. В межгорных впадинах образовались месторождения углей и горючих сланцев. В платформенном мезозой-кайнозойском чехле сформировались месторождения различных видов полезных ископаемых (железо, алюминий, титан, уголь и др.), включая россыпи золота, ильменита, монацита, касситерита и других минералов.

Изучение минерагенической специализации геодинамических обстановок, наряду с детальными структурно-вещественными исследованиями геологических образований, является одним из главных методов прогнозирования и поиска новых месторождений, особенно на слабо изученных и закрытых территориях.

Металлогения крупных месторождений. В Казахстане, как и в зарубежных странах, изучаются закономерности формирования и размещения суперкрупных и крупных месторождений меди, полиметаллов, золота, редких металлов и других полезных ископаемых. Наиболее наглядно это показано на примерах эталонных месторождений золота: Акбокай (золотосульфидно-кварцевый жильный), Васильковское (золотосульфидно-кварцевый штокверковый), Бакырчик (золотосульфидный прожилково-вкрапленный в черносланцевых толщах), Суздальское (золотосульфидно-кварцевый апокарбонатный) [5,9].

По геолого-геофизическим данным суперкрупные и крупные месторождения золота зарождаются и формируются в тектонически нарушенных структурах земной коры – шовных или сутурных зонах, глубинных разломах, в сферах влияния выступов астеносферной мантии, в узлах пересечения разломов, благоприятных для проникновения рудоносных флюидпотоков. Для месторождений золота типичны геодинамические обстановки: островодужные энсиматические и энсиалические и коллизионные длительного функционирования с зонами меланжа и надвигово-сдвиговыми деформациями. Благоприятными средами для рудоотложения являются разновозрастные вулканогенно-терригенные толщи, углеродистые терригенные и терригенно-карбонатные отложения, подверженные гидротермально-метасоматическим изменениям. Источники золота преимущественно смешанные - седиментогенные из вмещающих пород и ювенильные магматические.

Глубинные факторы локализации Северо-Казахстанского, Западно-Калбинского и Северо-Балхашского золоторудных поясов с оценкой их перспектив рассмотрены в работе Б.С. Ужкенова с соавторами [3], которые подчеркнули общность их глубинного строения и близкие параметры физических полей. Исследования в этом направлении целесообразно продолжить в сопоставлении с более изученными моделями рудно-магматических систем Западного Узбекистана и Сибири.

Нетрадиционные типы месторождений. Такие месторождения могут представлять интерес в ближайшем будущем и рассматриваются как возможный дополнительный источник полезных ископаемых. В первую очередь это остаточные месторождения в корах выветривания (Au, Cu, Sn), целенаправленное изучение которых практически не проводилось. Золотоносные коры выветривания развиты в Восточном Казахстане, в пределах Зайсанской сутурной зоны (месторождения Суздальское, Мукур, Жанан и др.), которые рентабельно отрабатываются по методу кучного выщелачивания. Суздальское месторождение представлено первичным золотосульфидно-кварцевым оруденением в карбонатно-терригенных отложениях аркалыкской свиты (C_1v_{2-3}) и золотоносными корами выветривания мезозойского возраста. Имеет близкое сходство с мировым «карлинским типом» золоторудных месторождений. Недостаточно изучены перспективы территории Казахстана на золотоносность древних и молодых конгломератов, поиски золотоносных штокверков в крупных гранитных плутонах (тип Форт-Нокс), стратиформные месторождения редких металлов, ювенильные алмазы и металлы платиновой группы [9]. Названные виды полезных ископаемых должны изучаться в рамках национальных программ при планомерном исследовании недр Казахстана.

Геохимическое направление в последние десятилетия активно развивается и приобретает сейчас особо важное значение в связи с резким увеличением спроса промышленности и рынка на редкие, редкоземельные и рассеянные элементы, появлением новых высокочувствительных аналитических методов изучения природных минералов и необходимостью поиска скрытых и погребенных месторождений. Геохимические исследования на современном уровне вносят существенный вклад в теорию и практику прогнозно-металлогенических работ, являются составной частью при геолого-генетическом моделировании рудообразующих систем и месторождений. Накопленный за многие годы геохимический материал нуждается в анализе и обобщении в свете новых теоретических представлений в геологии и металлогении. Поэтому разработка новых технологий для прогнозирования, поиска и оценки промышленных месторождений должна осуществляется на основе современных геологических концепций рудообразования, ведущих рудно-петрологичских и минералого-геохимических оценочных критериев и предпосылок с использованием высокоточных лабораторных методов исследования.

Новые технологии прогнозно-поисковых работ

В ряде публикаций поднимаются вопросы о необходимости коренного изменения традиционных методик и форм организации прогнозно-поисковых работ в ведущих горнорудных регионах Казахстана [6,11]. С целью повышения эффективности всего процесса геологоразведочных работ целесообразно внедрение в производство следующих технологий.

Создание *цифровой базы данных* накопленной огромной информации по геологии, рудоносным структурам и геолого-промышленным типам месторождений, которая может использоваться при разработке эталонных моделей рудообразования и в практике прогнозно-поисковых работ. Из опыта *геологического картирования* на Рудном Алтае и в других регионах Казахстана предлагается изменить методологию работ по ГДП-200 с проведением в перспективных рудных районах более детальных прогнозно-поисковых работ масштаба 1:50000-1:10000 с обеспечением глубины прогноза ресурсов до 500-1000м от поверхности. Такие работы должны финансироваться за счет государственного бюджета с привлечением средств инвесторов и частных компаний. Разработка новых технологий *глубинного прогноза* скрытых месторождений, возможных резервов воспроизводства минерально-сырьевой базы

(палеометаллогенические реконструкции, геолого-генетическое моделирование рудных объектов, новые геофизические и геохимические методы исследования, наноминералогия, современная аналитическая аппаратура, компьютерная обработка материалов и др.). Возрождение *горно-геологической службы* Казахстана, создание национальных комплексных научно-производственных программ по перспективным направлениям, выделение необходимых объемов финансирования для нормального функционирования научных организаций и реализации задач по восполнению минерально-сырьевой базы страны. Необходимо улучшить научное обеспечение всех стадий геологоразведочных работ.

Таким образом, минерально-сырьевой комплекс по-прежнему представляет основу экономики Казахстана. Важнейшая задача заключается в открытии новых месторождений полезных ископаемых с учетом современных тенденций мировой геологической науки и это будет существенным вкладом в индустриально-инновационное развитие Республики.

Литература

1. *Акылбеков С.А., Ужкенов Б.С., Щелчков Е.М.* Резервы развития минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых Казахстана/Геология Казахстана, Алматы. 2008. С. 121-125.
2. Большой Алтай: (геология и металлогения). В 3кн. Кн. 1. Геологическое строение/Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И. и др. Алматы: «Ғылым», 1998. – 304 с.
3. Геология Казахстана. – Алматы, 2008. – 531 с.
4. Науки о Земле в Казахстане. – Алматы: «КазГЕО», 2008. – 362 с.
5. *Дьячков Б.А., Титов Д.В., Сапаргалиев Е.М.* Рудные пояса Большого Алтая и оценка их перспектив.//Геология рудных месторождений. 2009, том 51, №3. С. 197-211.
6. Инновационные технологии в геологических исследованиях/Сборник докладов научно-практической конференции, посвященной 75-летию Селифонова Е.М., Алматы, 2005. – 180 с.
7. Казахстан на МГК-33//Геология и охрана недр. №2. 2008. С. 98-101.
8. *Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Паленов Ю.А.* /Минерагения шовных зон Урала. Часть 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал): Научн. издание/отв. ред. акад. РАН В.А. Коротеев – Екатеринбург: Изд-во ИГиГ УрО РАН – УГГУ, 207. – 187 с.
9. *Рафаилович М.С.* Металлогения золота Казахстана: состояние и перспективы/Науки о Земле в Казахстане. – Алматы: «КазГЕО», 2008. С. 195-206.
10. Рудные провинции Центральной Азии. – Алматы: «КазГЕО», 2008. – 371 с.
11. *Селифонов Е.М., Степанов А.Е., Фрейман Г.Г.* Введение в новую технологию прогнозно-поисковых работ//Геология и охрана недр. №4, 2004. С. 64-68.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

Е-И

Содержание:

Елишева О.В.
ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ЛОВУШЕК РАЗЛИЧНОГО ТИПА В ВЕРХНЕЮРСКОМ НГК В ПРЕДЕЛАХ ДЕМЬЯНСКОГО, ПОЛОГРУДОВСКОГО И ПРИИРТЫШСКОГО НГР ОМСКОГО ПРИИРТЫШЬЯ (ЮГ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НГП) 620

Еремеев В.В.
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ А ЧИМОВСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 624

Ермаков В.А., Гонтовая Л.И.
ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ (ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ) 625

Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Хиллер В.В.
КАРБОНАТИТОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ КАРАБАШСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА (ВОЗРАСТ И ГЕНЕЗИС) 631

Ершова В.Б., Худолей А.К., Прокопьев А.В., Васильев Д.А.
ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ФАЦИИ НИЖНЕВИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (НИЗОВЬЯ Р. ЛЕНЫ) 634

Жаркинбеков Т.Н.
МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ КОГАДЫР VI (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН) 638

Жаркинбеков Т.Н.
ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ КЕНДЫКТАССКОГО РАЙОНА (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН) 643

Жимулев Ф.И.
ОСНОВНЫЕ СОБЫТИЙНЫЕ РУБЕЖИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН): ОБЗОР И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ 648

Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Глорие С., Де Граве Й., Фидлер М.А., Измер А.
СРЕДНЕОРДОВИКСКИЙ U/Pb ВОЗРАСТ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА (ПРИБАЙКАЛЬЕ) 653

Жолтаев Г.Ж.
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КЛАССИФИКАЦИИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ КАЗАХСТАНА 658

Жунусов А.А., Аршамов Я.К.
ГЕОДИНАМИКА И РУДОНОСНОСТЬ КЕНДЫКТАС-ЗАИЛИЙСКОГО РЕГИОНА 664

Жуланова И.Л., Тибилов И.В.
ЧЕРТЫ СИСТЕМНОСТИ В ТЕКТОНИЧЕСКОМ УСТРОЙСТВЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ 668

Завьялов С.П.
АНАЛИЗ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ДАННЫМ GPS И МОДЕЛИ NUVEL 672

Закиров В.В., Зайнуллин Р.И.
ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАНА И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ 676

Зайцев А.В.
МИКРОФАЦИИ БИЛЛИНГЕНСКО-АЗЕРИСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОРДОВИК) СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛИТЫ 681

Зайцев В.А., Панина Л.В., Короновский Н.В.
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ ЮГО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ 685

Залуцкий А.А., Седьмов Н.А., Кузьмин Р.Н.
ОСОБЕННОСТИ СОЕДИНЕНИЙ ЖЕЛЕЗА В ПОЧВАХ ЗЕМЛИ И ГРУНТАХ МАРСА 691

Зарщиков А.А.., Клочко А.А., Георгиевский Б.В.
РЕАЛИЗАЦИЯ ГЛУБИННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ РЕОЛОГИЧЕСКИ НЕОДНОРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ В УСЛОВИЯХ ТРАНСПРЕССИИ(по сейсмическим данным) 696

Захаров В.С.
РОЛЬ СУХОГО ТРЕНИЯ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ 698

Зверев В.П.
ГЛОБАЛЬНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВОДООБМЕН И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ 704

Зверев В.П., Костикова И.А.
МАССООБМЕН ГЕОФЛЮИДОВ И СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ВОД КАСПИЙСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА 709

Зейлик Б.С., Надиров Н.К.
РЕГИОНАЛЬНАЯ И ГЛОБАЛЬНАЯ УДАРНО-ВЗРЫВНАЯ ТЕКТОНИКА И НОВЫЙ МЕТОД ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ 712

Зейлик Б.С., Надиров Н.К.
ЮЖНО-ТУРГАЙСКИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ БАССЕЙН И НОВЫЙ МЕТОД ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА 718

Зейлик Б.С.
КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ И ПРОБЛЕМА КОСМИЧЕСКОЙ ЗАЩИТЫ ПЛАНЕТЫ ДЛЯ СОХРАНЕНИЯ ЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ 723

Зинчук Н.Н.
ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ КИМБЕРЛИТОВОГО ТИПА 728

Зинчук Н.Н.
О ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ 734

Злобин В.Л.
ВЕРОЯТНЫЙ ИСХОДНЫЙ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕОХМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТАКАРБОНАТЫХ ПОРОД АНАБАРСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА 737

Зорина С.О.
О РОЛИ ЭПЕЙРОГЕНИИ ПРИ НАКОПЛЕНИИ ЮРСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ 740

Зыкин Н.Н.
ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА ВОДЫ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ 744

Зыкин Н.Н.
ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПЛАСТОВЫХ ВОД СЕВЕРО-КАМЕННОМЫССКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ 749

Зыкин Н.Н., Наседкин В.В.
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРГЕННЫХ КАОЛИНИТОВ ЕВРАЗИИ 752

Ибламинов Р.Г.
МИНЕРАГЕОДИНАМИКА– СОВРЕМЕННАЯ МИНЕРАГЕНИЯ 754

Иванов А.А.
РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПОИСКОВЫЕ МОДЕЛИ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ В ЭРДЕНЕТСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ, МОНГОЛИЯ 758

Иванов Г.И., Гончаров А.В., Гаврилов А.Е., Горбенко Е.И.
ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ГЫДАНСКОЙ ГУБЫ ПО МАТЕРИАЛАМ КОМПЛЕКСНОЙ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ 764

Иванова И.К., Шиц Е.Ю.
ИЗУЧЕНИЕ МАКРОКИНЕТИКИ ПРОЦЕССА РАСТВОРЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕФТИ В ГЕКСАН-БЕНЗОЛЬНОЙ СМЕСИ В ШИРОКОМ ИНТЕРВАЛЕ ТЕМПЕРАТУР 769

Иванова И.К.
УГЛЕВОДОРОДНЫЙ СОСТАВ КОНДЕНСАТОВ ЛЕНО-ТУНГУССКОЙ И ЛЕНО-ВИЛЮЙСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ (НГП) 771

Иванов К.С., Рыльков С.А., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В., Рыбалка А.В.
ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И РАЙОНИРОВАНИЕ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 773

Ильченко В.Л.
ВОЛНОВОЙ КОНТРОЛЬ НАД ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ И ВОЗМОЖНОСТЬ ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИ ФИЗИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ГЛУБИННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР 776

Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М.
СЕЙСМОГЕОДИНАМИКА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ АРКТИКО-АЗИАТСКОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА 778

Исаев В. А., Захаров В. С.
ТЕМПЕРАТУРНЫЙ И КИСЛОРОДНЫЙ РЕЖИМ Р. ТОМЬ: НЕЛИНЕЙНЫЙ АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ 783

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ЛОВУШЕК РАЗЛИЧНОГО ТИПА В ВЕРХНЕЮРСКОМ НГК В ПРЕДЕЛАХ ДЕМЬЯНСКОГО, ПОЛОГРУДОВСКОГО И ПРИИРТЫШСКОГО НГР ОМСКОГО ПРИИРТЫШЬЯ (ЮГ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НГП)

Елишева О.В

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия (ElishevaOV@ipgg.nsc.ru)

Введение

На южной периферии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (НГП) перспективы нефтегазоносности связываются с четырьмя стратиграфическими комплексами: меловым (ачимовская толща), верхнеюрским (васюганская свита - горизонт $Ю_1$), среднеюрским (тюменская свита – пласты $Ю_{2-4}$) и НГГЗК (пласт М) [1].

Одним из приоритетных объектов для поиска залежей нефти и газа на территории Демьянского, Пологрудовского и Прииртышского нефтегазоносных районов (НГР) Каймысовской нефтегазоносной области (НГО) является верхнеюрский нефтегазоносный комплекс (НГК) представленный отложениями келловей-оксфордского возраста (продуктивный горизонт $Ю_1$ васюганской свиты).

На территории Омско-Иртышского региона, в результате выполненных геологоразведочных работ открыто 5 месторождений нефти и на двух площадях получены непромышленные притоки нефти. Доля скважин, в которых получены притоки углеводородного сырья, от общего их количества составляет всего 16% [2]. В нефтегазоносном отношении эта территория изучена недостаточно. За период с 1952 до 2007 гг. пробурено 127 глубоких скважин общим метражом почти 350 тыс.м, выполнено сейсморазведочных работ МОВ – 19700 пог.км и МОГТ – 5600 пог.км. Этими работами открыто более 108 локальных структур, из которых 53 введено в бурение, из глубокого бурения с отрицательными результатами выведено 46 структур [2].

Так как потенциал этих отложений на периферии Западной Сибири еще не исчерпан, подтверждением чему служат открытия мелких месторождений нефти в 2001-2006 гг. в верхнеюрских отложениях на территории Томской (Ондатровое, Головное, Северо-Фестивальное и т.д.) и юге Тюменской (Гусеничное, Центрально-Алымское, Северо-Комаринское и Левобережное) областей, одной из приоритетных задач, стоящей перед Омско-Иртышским регионом является определение наиболее вероятных зон поисков оставшейся нереализованной части нефтегазового потенциала.

В настоящее время фонд благоприятных антиклинальных ловушек в отложениях верхней юры уже практически исчерпан, хотя именно в них сосредоточены главные запасы нефти и газа на юге и юго-востоке Западно-Сибирской НГП. Поэтому в последние десятилетия поисково-разведочные работы на нефть и газ ориентируются на сложно построенные объекты, которые в большинстве относятся к неантиклинальным и комбинированным ловушкам УВ.

По мере увеличения поисковых работ растет понимание значительно большей сложности строения продуктивных резервуаров, построение адекватных моделей которых важно как на этапе поисков и оценки запасов, так и освоения разведанных залежей. В этой связи изучение морфологии и генезиса песчано-алевритовых тел-коллекторов, а также закономерностей их пространственного распространения крайне важно при прогнозировании неантиклинальных ловушек УВ.

Разработка и типизация указанных моделей как основы последующего их прогноза и картирования на новых объектах в процессе поисково-оценочного бурения требует детального расчленения, корреляции и послойного изучения всего

разреза васюганского комплекса. Другими словами, типизация неантиклинальных ловушек в васюганской толще на территории Демьянского, Пологрудовского и Прииртышского НГР является одной из задач, решение которой позволит более рационально проводить поисковые работы в Омско-Иртышском регионе.

Закономерности формирования ловушек УВ верхнеюрского НГК Омского Прииртышья

В начале 1980-х гг. считалось, что верхневасюганская подсвита, в которой выделяется продуктивный горизонт $Ю_1$ на юге Западно-Сибирского бассейна имеет преимущественно прибрежно-морской генезис, поэтому корреляция отложений проводилось по методике, основанной на послойном сопоставлении разрезов по ГИС, на базе сложившейся, на то время геологической модели васюганской свиты [3].

В отличие от «общепринятых» разрезов, в пределах Демьянского, Пологрудовского и Прииртышского НГР горизонт $Ю_1$ имеет более сложное строение. Трудности возникают не только из-за фациальной изменчивости отложений и наличия формационных перерывов, но и за счёт слабой охарактеризованности разрезов фаунистическими данными. Сменившиеся взгляды на генезис горизонта $Ю_1$ на юге Западной Сибири [4], а также ограниченность на территории изучения геологических материалов и ГИС привели к необходимости использовать на территории Омского Прииртышья методику в основе которой лежат маркирующие толщи (МТ) [5].

По методике МТ выполнена серия корреляционных построений, которая позволила увидеть, что на территории Омской области в горизонте $Ю_1$ васюганской свиты преобладает регрессивная толща ($Ю_1^{3-4}$), которая имеет линзовидное строение. Иногда в разрезах выделяется от 2 до 3 песчаных тел, которые могут не по условиям формирования, но характеру распространения по площади и по разрезу [5].

Типизация разрезов

Согласно последним Решениям МСК [6] северные и центральные районы Омского Прииртышья захватывают частично Пур-Иртышский и Фроловско-Тамбейский фациальные районы и относятся к области морского седиментогенеза, выделяемого как Обь-Ленская фациальная область. Южные районы входят в область переходного седиментагенеза, включая два фациальных района: Омский и Тебисский. В пределах Демьянского, Пологрудовского и Прииртышского НГР в верхнеюрском НГК выделяется три типа разреза

Первый тип выделяется на северо-востоке Омского Прииртышья и представлен «классическим» строением васюганской свиты имеющей трехчленное строение (надугольную, межугольную и подугольные толщи). Надугольная и подугольная пачки представлены отложениями морского генезиса. Средняя часть разреза – межугольная толща формировалась в континентальных условиях, и содержит небольшие прослои углистых аргиллитов [7].

Второй тип разреза занимает территорию Муромцевско-Седельниковского наклонного прогиба (от Тай-Тымской площади через Нововасильевскую до Калачевской и Муромцевской площадей), а также территорию Пологрудовского мегавала с прилегающим к нему Смоленским мезовалом. Особенностью этого типа разреза является присутствие в разрезе одной либо двух осадочных толщ. За редким исключением в разрезе может встречаться слияние надугольных и подугольных отложений. Для такого типа разреза характерны внутриформационные перерывы. В этих случаях, надугольная толща является маломощной (в среднем до 3-5 м) и ранее выделялась, как базальный пласт $Ю_1^0$ (барабинская пачка) [7].

Третий тип разреза располагается в районе южного обрамления Тюменской и Красноленинской мегамоноклиз. Согласно региональным стратиграфическим схемам это зона развития татарских отложений.

Территориально в зону этого типа вошли такие площади как Саргатская, Большереченская, Западно-Большереченская, Никольская и Татарская площадь. Татарская свита представлена монотонной глинистой толщей серого с зеленоватым оттенком (Никольская, Нижне-Омская, Саргатская площади). Аргиллиты серые, часто переходящие в тонкослоистые алевролиты табачно-зеленого и зеленовато-серого цветов [7].

Основные типы ловушек УВ верхнеюрского НГК

Опираясь на классификации исследователей придерживающихся генетико-морфологической типизации (Габриелянц Г.А., Маслов К.С. и др.) [8], для территории Омского Прииртышья (Демьянский, Пологрудовский и Прииртышский НГР) предложена типизация ловушек УВ неантиклинального типа на примере верхнеюрского НГК, адаптированная к южным территориям Западно-Сибирской НГП.

Все группы ловушек УВ, встречаемых на этой территории в зависимости от генетических условий образования разделились на два вида. Основываясь на фактическом материале и учитывая главные практические задачи, решаемые при помощи данной классификации, к первой группе были отнесены седиментационные ловушки, сформировавшиеся в процессе осадконакопления терригенных осадков, такие как денудационно-аккумулятивные, ловушки выклинивания, базально-литологические и т.д.. Ко второй группе отнесены постседиментационные ловушки, образовавшиеся в результате вторичных процессов, протекавших после формирования осадочных образований. В группе постседиментационных ловушек выделяются ловушки зон разуплотнения, ловушки тектонически экранированные, структурно-денудационные (размывы, перерывы) и т.д.

Разделение ловушек по генетико-морфологическому типу было обусловлено тем обстоятельством, что каждая группа ловушек характеризуется определённым набором поисковых признаков, что в свою очередь, определяет комплекс необходимых поисковых методов. В первом случае, ведущими факторами являются литологический и стратиграфический. Во втором случае, значительную роль оказал структурный (тектонический) фактор.

Группа седиментационных ловушек

Ловушки зон выклинивания. Этот тип ловушек обусловлен литологическим выклиниванием песчано-алевритовых пластов под воздействием фациальных условий осадконакопления и тектонических движений. Залежи в ловушках такого типа встречаются в надугольной ($Ю_1^{1-2}$) и подугольной ($Ю_1^{3-4}$) толщах продуктивного горизонта $Ю_1$. Ловушки выявлены в Демьянском, Пологрудовском и Прииртышском НГР.

Ловушки фациального замещения. Формирование ловушек такого типа связано с замещением песчано-алевритовых пластов непроницаемыми отложениями в присводовых частях локальных структур. Залежи в ловушках такого типа встречаются и в надугольной ($Ю_1^{1-2}$) и подугольной ($Ю_1^{3-4}$) толщах продуктивного горизонта $Ю_1$. Ловушки выявлены в Пологрудовском и Прииртышском НГР.

Аккумулятивные ловушки. Этот вид ловушек включает преимущественно баровые ловушки, ловушки береговых валов и т.д. Они формируются под воздействием аккумулятивно-волновых процессов. Залежи в ловушках такого типа встречаются преимущественно в надугольной толще ($Ю_1^{1-2}$) продуктивного горизонта $Ю_1$. Ловушки выявлены в Демьянском и Пологрудовском НГР.

Эрозионно-аккумулятивные Обычно это линейно вытянутые песчаные линз, образующиеся в руслах рек и ложах подводных течений. Подобные залежи выделяются под названием шнурковых. К этому типу ловушек относятся дельтовые, авандельтовые, речные и т.д. Залежи в ловушках такого типа встречаются в подугольной толще ($Ю_1^{3-4}$) продуктивного горизонта $Ю_1$. Ловушки выявлены в Демьянском, и Пологрудовском НГР.

Базально-литологические ловушки. Формирование подобного типа ловушек происходит за счет накопления базальных песчаных пластов при трансгрессии. Залежи в ловушках такого типа встречаются преимущественно в пласте $Ю_1^0$. Ловушки выявлены в Прииртышском НГР.

Группа постседиментационных ловушек

Ловушки зон разуплотнения. Эта группа ловушек формировалась под воздействием вторичных процессов гидротермальной проработки пород. Залежи в ловушках такого типа встречаются в подугольной толще ($Ю_1^{3-4}$) продуктивного горизонта $Ю_1$. Ловушки выявлены в Демьянском НГР.

Эпигенетически экранированные ловушки. Формирование подобного типа ловушек происходило за счет диффузии пластовых флюидов через породные образования, что привело к вторичному минералообразованию (карбонатизация пород). Залежи в ловушках такого типа встречаются в подугольной толще ($Ю_1^{3-4}$) продуктивного горизонта $Ю_1$. Ловушки выявлены в Демьянском и Пологрудовском НГР.

Структурно-денудационные ловушки (размывы, перерывы) или подперерывные ловушки. В их формировании ведущим фактором является размыв отложений с последующим несогласным перекрытием песчаных пластов глинистыми отложениями. Залежи в ловушках такого типа встречаются в пластах $Ю_1^0$ и $Ю_2^0$. Ловушки такого типа выявлены в Демьянском, Пологрудовском и Прииртышском НГР.

Тектонически экранированные ловушки. Образование такого типа ловушки обусловлено наличием в разрезе пород разрывных нарушений (разломов). Залежи в ловушках такого типа встречаются в надугольной ($Ю_1^{1-2}$) и подугольной ($Ю_1^{3-4}$) толщах продуктивного горизонта $Ю_1$. Ловушки такого типа выявлены в Демьянском НГР.

Литература

1. *Конторович А.Э., Буритейн Л.М., Жилина И.В.и др.* Ресурсы углеводородов Омской области // Мат-лы III научно-практической конф-ции: «Природа, природопользование и природообустройство Омского Прииртышья». –Омск. –Курьер. –2001б. –С. 114-115.
2. *Абдрахманова Ф.С., Козак Б.М., Монастырев Б.В., Соколовский А.П.* Перспективы нефтегазоносности юрских и неокомских отложений Омской области в полосе регионального сейсмического профиля 1 Ж // Вестник недро-теля Ханты-Мансийского Атономного Округа. – №16. – 2005. –http://www.oilnews.ru/authors/0079.html
3. *Белозеров В.Б., Даненберг Е.Е., Огарков М.А.* Особенности строения васюганской свиты в связи с поиском залежей нефти и газа в ловушках неантиклинального типа // Перспективы нефтегазоносности юго-востока Западной Сибири: Тр. СНИИГиМС. – Новосибирск. –1980. –вып. 275. –С. 92-100.
4. *Белозеров В.Б., Иванов И.А., Резяпов Г.И.* Верхнеюрские дельты Западной Сибири (на примере Вахского нефтяного месторождения) // Геология и геофизика. –2001. –Т.42. –№11-12. –С. 1888-1896.
5. *Елишева О.В.* Особенности литологического и минерально-петрографического состава пород горизонта $Ю_1$ (верхневасюганская подсвита) на территории Омского Прииртышья в целях детальной корреляции этих отложений// Материалы седьмой международной конференции посвященная 250-летию МГУ «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа». –Москва. –2004. –С. 176-178.
6. *Решения* VI Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири // Новосибирск. –2003. –114 С. –прил. 3 на 31 листе.
7. *Елишева О.В., Москвин В.И., Моисеев С.А.* Характеристика типовых разрезов верхнеюрских отложений на территории Омской области // Материалы II Всероссийской конференции молодых учёных: «Материаловедение, технологии и экология в третьем тысячелетии». –Томск. – ИФПМ СО РАН. –2003. –С. 212-213.
8. *Габриелянц Г.А.* Классификация неструктурных ловушек нефти и газа // Геология нефти и газа. -№4. -1970. –С. 47-51.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АЧИМОВСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Еремеев В.В.

Геологический институт РАН, Москва, *(rima@ginras.ru)*

Отложения верхнего берриаса-нижнего валанжина (ачимовская толща) залегают в низах неокомского разреза Западной Сибири и являются наиболее перспективным нефтегазоносным комплексом.

На основании детального литолого-фациального и минерально-петрографического изучения скважин севера Западной Сибири выявлены главнейшие фациальные комплексы определяющие формирование продуктивных горизонтов отложений. Это отложения заливно-лагунного прибрежного мелководья, открытого подвижного мелководья, мелководного морского бассейна и склоновых поднятий.

Выявлена эволюция состава песчаников и глин, обусловленная вовлечением в размыв комплексов гранитоидов западной окраины ачимовского бассейна.

Показано, что интенсивность фоновых постседиментационных преобразований песчано-алевритовых комплексов, имеющих региональное развитие, обусловлена фациальной природой промышленное значение имеют трещинно-поровые коллекторы. Установлено, что в конце берриаса на севере Западной Сибири располагался бассейн унаследовавший конфигурацию баженовского бассейна. В конце берриаса произошло оживление тектонических процессов подъем дна седиментационного бассейна и образование внутрибассейновых подводных возвышенностей, которые размывались, материал перемещался по склонам и бассейн мелел.

В начале раннего валанжина произошла основная регрессия сопровождавшаяся поднятием восточных окраин бассейна. Это привело к оживлению речной деятельности, интенсивному выносу терригенного и растительного материала в бассейн седиментации. Миграция береговой линии сопровождалась формированием крупных дельт, явившихся продолжением рек, берущих свое начало на востоке. Помимо того формировались аккумулятивные формы – бары, косы, пересыпи, между дельтами накапливались песчано-алевритовые отложения, перерабатываемые роющми организмами. Непосредственно к берегу примыкали зоны заливно-лагунного мелководья с обилием гумусового растительного материала.

Реки текли с востока и юго-востока на запад. При этом происходила активизация тектонических областей на востоке, вызывавшая поднятия водосборных площадей и усиление эрозионных процессов, размыв преимущественно песчаных комплексов девона, а также изверженных, метаморфических и осадочных пород удаленных от окраин ачимовского бассейна. Органическое вещество, поступавшее в бассейн седиментации, было растительного происхождения гумусового типа.

В конце раннего валанжина происходило дальнейшее обмеление бассейна особенно в его восточной части. В целом ландшафт в пределах ачимовского седиментационного бассейна имел вид дельтовой равнины, периодически заливаемой морем. Седиментация определялась выносом терригенного и гумусового материала с континента в шельфовую зону, вынос материала происходил с Сибирской платформы с востока на запад и с юга на север. Обилие гумусовой органики, поступившей с континента определило формирование высокопродуктивных горизонтов газовых месторождений.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ (ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ)

Ермаков В.А[а]., **Гонтовая Л.И.**[б]

[а]*Институт физики Земли РАН,*
[б]*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН*
(*ermak@ifz.ru, lecya@emsd.iks.ru*)

В.Е.Хаин – самый яркий апологет теории тектоники плит в новой России. Однако будучи подлинным ученым, он не замыкался в рамках теории и внимательно отслеживал все те новации, которые приходили в геотектонику. С этим были связаны его статьи типа «десять, двадцать, тридцать …. лет спустя», в которых он подправлял теорию. В последние годы он написал ряд работ (в соавторстве), в которых обсуждал важную роль ротационных и приливных сил в геотектонике. Напомним, что он допускал возможность океанизации небольших площадей, не превышающих в поперечнике 300км. В этом сказалась его интуитивная приверженность фактам, индуктивному методу исследований, который в последние годы в большой мере вытесняется из теоретической геологии.

Следуя этому методу, мы предлагаем к обсуждению результаты сейсмотомографических исследований континентальной окраины (Камчатки), которые стали важным элементом геофизических исследований глубоких недр, недоступных прямому наблюдению. Полученные результаты позволяют увязать не только данные о строении и структуре коры и мантии с особенностями геологии и петрогенезиса, но и обсудить их связи с сейсмичностью, с характером движений, проверить реальность той или иной модели взаимодействия континентальной и океанической плит. На Камчатке методом сейсмотомографии изучены районы Центрально-Камчатской депрессии (далее ЦКД) и Восточной Камчатки (ВК), включая ее полуострова, и континентальный склон до желоба [1, 9, 10]. Эти районы характеризуются интенсивными современным вулканизмом и движениями на границах плит.

Современные методы структурной сейсмологии позволили заметно повысить разрешение пространственных построений, которые проводились здесь и ранее (Г.И. Аносов, С.Т. Балеста, К.Ф. Утнасин, С.А.Федотов, Л.Б. Славина, П.П. Фирстов и В.А. Широков, A. Gorbatov и др.). Методика расчетов и некоторые результаты изложены [2, 9]. В данной работе представлены горизонтальные и вертикальные сечения объемной скоростной модели, которые демонстрируют структуру скоростных неоднородностей (ΔVp) литосферы под ЦКД и ВК. На плановом изображении (рис.1) дана структура коры и мантии этой территории на глубинах до 140км. Из других материалов показаны несколько профилей: три продольных, вдоль структур ЦКД и ВК, и несколько поперечных, отражающих особенности глубоких структур от районов Камчатского Мыса до широты Мутновского вулкана, с востока площадь ограничена глубоководным желобом (рис. 2). На профили спроецированы лишь те землетрясения (с Ks≥10), которые использовались в расчетах. Ширина полосы данных для каждого вертикального сечения, составляет ±10 км.

Кора и мантия разделяются границей Мохо с Vp=7,5км/с[1]. Мощность коры ≈50км с вариациями от 35 до 70км; максимальные мощности обнаруживаются под новейшими впадинами. Хотя мощность коры немного снижается к берегу океана, в ряде случаев она остается значительной и даже возрастает в связи с непрерывным переходом коры в

[1] В работе [Доклады АН, 2009, т.428 №3, с.392-396] Е.И. Гордеев и др. мощность коры Камчатки оценивают в 32км со скоростями на границе Vs=4,1км/с и Vp=7,09 км/с; последняя цифра расчетная.

аномальную литосферную мантию, например, в створе от Шивелуча к Хавывенской возвышенности и к Командорским островам или в районах Камчатского залива на глубинах моря в 4-6км. Важно отметить «пробои» мантии, т.е. понижение мощности коры, как раз под самыми активными районами вулканизма (КГВ, р-н Кроноцкого и др., - см. рис.1 для 40-60км). Максимальные глубины проявления зон пониженной скорости (**ЗПС**) около 200-220км. Происхождение этих зон может быть различным.

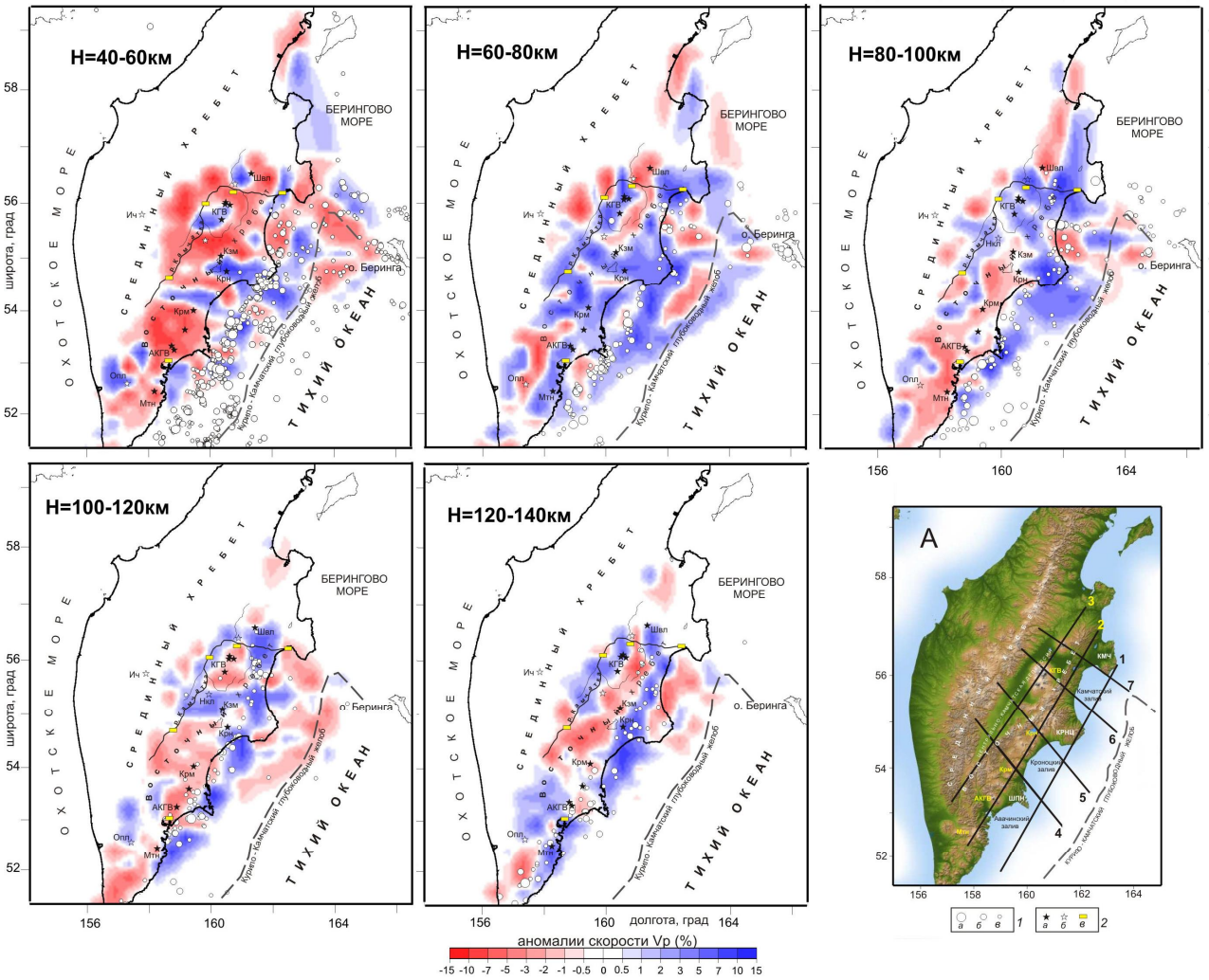


Рис. 1. Горизонтальные сечения трехмерной модели земной коры и верхней мантии (в аномалиях Vp). *1* - региональные землетрясения: K_S >13 (*а*), 11-13 (*б*), 10-11 (*в*); *2* – вулканы действующие (*а*) и потухшие (*б*), населенные пункты (*в*). Вулканы: Мтн- Мутновский, АКГВ – Авача-Корякская группа вулканов, Крм – Карымский, Крн – Кроноцкий, КГВ - -Ключевская группа вулканов, Швл – Шивелуч, Опл – Опала, Ич – Ичинский. Соотношение аномалий с рельефом можно видеть на космоснимке (внизу справа); показаны также линии разрезов на рис.2.

Наблюдаемые впадины (Хапиченская, Козыревская, Жупановская и др.) характеризуются большими мощностями моласс, но слабым или умеренным вулканизмом; в тоже время к их бортам, которые диагностируются не только геологически, но и по большим градиентам силы тяжести (Δ⊠), тяготеют мощные вулканические центры; впадины на определенном этапе их развития превращаются в арену широкого развития кальдер и кислого вулканизма [3, 5]. Впадинам соответствуют **ЗПС**, возможно, связанные с литосферой. Эти их особенности меняются в районах развития некомпенсированных впадин быстрого погружения в Кроноцком и Авачинском заливах; под ними исчезает литосфера и

резко сокращается мощность коры, хотя в смежных, СВ и ЮЗ участках и в более мористых районах континентального склона снова появляется литосфера (см. проф 1, 5 на рис.2). На проф. 1 и 7 в районах Камчатского мыса и залива и стыка двух желобов кора литосфера прослежена практически до Командорских о-вов. На Шипунском п-ве ситуация иная. Столь большие различия структур восточных полуостровов и смежных с ними впадин противоречат представлению о единой Кроноцкой ОД, якобы причленившейся к Камчатке в конце миоцена. Сомнительно так же, что эта дуга подвергалась субдукционной эрозии, так как 2-км толща позднекайнозойских осадков, с участием и миоценовых отложений, во впадинах практически не деформирована [6].

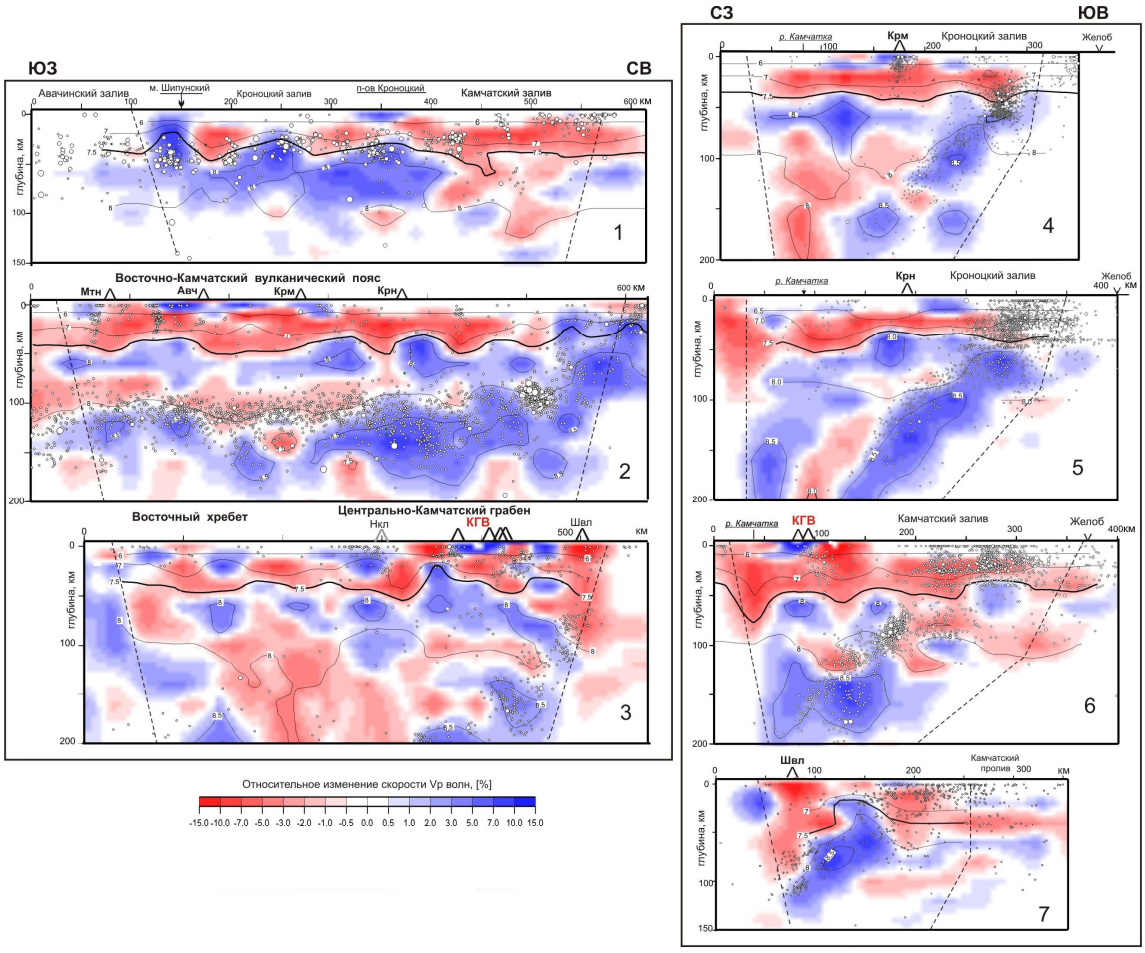


Рис. 2. Вертикальные сечения трехмерной модели (в аномалиях скорости Vp). Положение профилей приведено на рис.1. Землетрясения те же, что и на рис. 1. Пунктиром ограничены области с хорошим пространственным разрешением.

Совместный анализ мощностей коры и **ЗПС** (на рис.1 и 2) показывает, что во всех районах, даже на континентальном склоне, может быть выделена континентальная литосфера (в мантии). Ее максимальные мощности и глубины (до 200км) приходятся на пересечение с Ганальским массивом и ЮЗ частью Валагинского хребта; в других случаях мощность литосферы (совместно с корой) достигает 80км. Выявленная литосфера в отдельных работах выделялась как астеносфера, однако, подобное толкование предполагало связь астеносферы с наиболее активными вулканическими районами, а именно эта особенность наблюдается лишь в единичных случаях. С другой стороны, нельзя отрицать, что континентальная литосфера на глубинах мантии и в присутствии летучих может прогреваться и формировать локальную астеносферу. Однако подлинная астеносфера располагается над сейсмофокальной зоной или зоной субдукции в виде относительно узкой полосы мантии (**ЗПС**). Эта

астеносфера появляется на плановых срезах на глубинах 80-120км под активными вулканами, хотя и на этих уровнях сохраняются остатки литосферы (см. вертикальные разрезы в аномалиях **ЗПС** для волн Vp). Отметим также пятна **ЗПС** в самой СФЗ на глубинах 150-240км, при этом ориентировка **ЗПС** разная, от крутонаклонных до субгоризонтальных, секущих СФЗ почти по нормали. Разделение континентальной литосферы и астеносферы представляет специальную и трудную задачу.

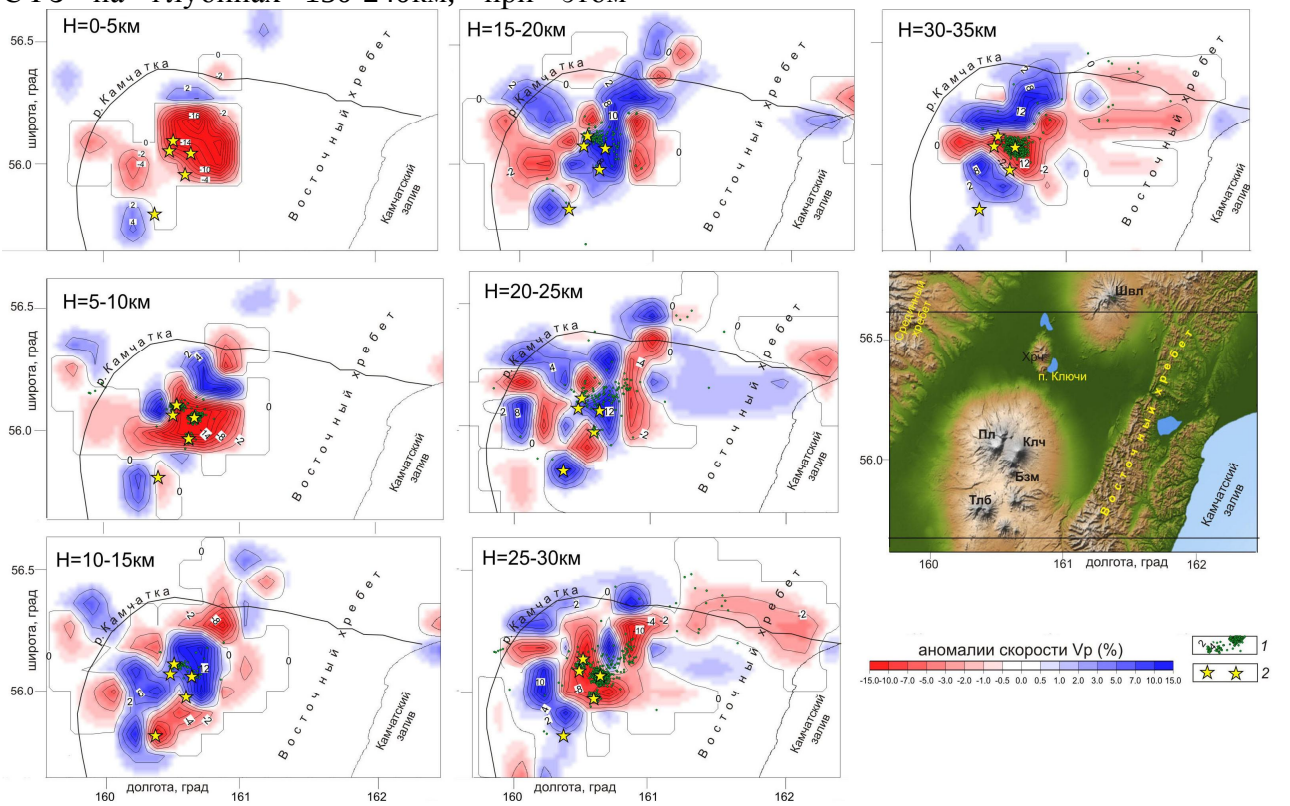


Рис. 3. Горизонтальные сечения трехмерной модели земной коры в районе Ключевской группы вулканов (в аномалиях скорости Vp), построенные по вулканотектоническимземлетрясениям. *1*- землетрясения; *2* – вулканы: Клч – Ключевской, Бзм – Безымянный, Тлб – Толбачик, Пл – Плоские, Хрч – Харчинский, Швл – Шивелуч. Две черные линии на врезке показывают площадь сечений.

СФЗ для Р-волн ярко проявлена как зона повышенной скорости (**ЗПВ)** и как единая структура на глубинах ≥80-100км, и только в отдельных сечениях (через Кроноцкий и Карымский, Мутновский вулканы) она поднимается до подошвы коры (около 50км). Уникальный случай наблюдается на поперечном профиле вулкана Шивелуч, где слэб (точнее, **ЗПВ**) с изгибом в противоположную, по отношению к основному падению СФЗ, сторону, пересекает кору. Этот изгиб можно было бы связать с обдукцией, если бы мы не знали, что вся система надвигов (шарьяжа) хр.Кумроч в этом районе смещалась к востоку, в сторону океана. В S-волнах характеристика СФЗ более сложная: **ЗПВ** менее интенсивны, а **ЗПС** развиты широко как в самой СФЗ, так и вдоль ее верхней границы, особенно ярко на профилях Мутновский и Авчинский (на рисунках не приводятся). Наконец, заметим, что в Р-волнах, участки **ЗПВ** широко развиты и вне СФЗ, в континентальном блоке как в мантии, так и континентальной коре. Если СФЗ на глубинах ≥50км является границей континентальной и океанической мантии, то в коре в качестве **ЗПВ** эта граница прослеживается в исключительных случаях. Рисунок сейсмичности и распределение аномалий скорости показывают вероятность существования детачментов на глубинах 50-60км и ≈90км, по которым происходит смещение блоков коры в сторону желоба. Верхний уровень разделяет СФЗ на две части: собственно СФЗ и сейсмический

козырек коровой сейсмичности, что особенно ярко проявлено на широтах Северной группы вулканов (проф. 2, 5, 6 на рис.2). Второй уровень проявлен лишь в КГВ. На горизонтальном срезе 100-120км (см.рис.1) прекрасно видны два крупнейших широтных линеамента (Щапинский и Толбачинско-Адриановский), которые были выделены по гравиметрическим данным (О.И. Супруненко, Г.П. Декиным) и позднее характеризованы нами в системе трансформных разломов, по которым происходит правостороннее смещение блоков консолидированного фундамента [5].

На глубинах верхней мантии от 40-80 до 100км, при формировании астеносферы по литосфере, эта последняя с течением времени может быть преобразована в **ЗПВ,** те самые, которые мы наблюдаем под активными вулканическими районами. Более детально этот процесс рассмотрен на примере коры в КГВ (см. рис.3). На рисунке в поле Р-волн показаны области вероятного скопления магмы под вулканами КГВ на глубинах от поверхности до 30-40км в сечениях через 5км. Нет простых и линейных связей между глубокими очагами[2] и положением вулканов на поверхности. Видно, что поднимающаяся магма в нижней и средней коре использует систему ортогональных разрывов, а вверху (≤5-10км), в связи с падением литостатического давления, по-видимому, формирует силлы и иные плоские залежи. Очаги магм залегают на следующих интервалах глубин: Ключевской – 0-2,5, 5-7, 25-30-35км; Безымянный – 7-10, 20-25км; Пл.Толбачик – 10-12км; зоны ареального вулканизма – 12-15км. Наиболее интересной проблемой является природа смежных с очагами уплотнений. Отметим, что **ЗПС** и **ЗПВ** в участках залегания магмы в коре встречаются совместно и имеют антиподальный характер, т.е. формируются одновременно; из этого следует, что при продвижении магмы к поверхности происходит ее активное взаимодействие с корой. Возможно, что это – реакции осушения вмещающей среды или проявление процессов ассимиляции и формирования реститов, либо метасоматоз, который протекает с уплотнением фаз. Некоторые петролого-химические и геофизические аспекты подобных преобразований рассмотрены [4, 5, 7, 11].

Согласованная схема всего процесса была предложена ранее [8]. СФЗ, выраженная **ЗПВ** (с признаками высокой добротности), трассирует подлинную границу континентальной и океанской мантии и захороненный палеотальвег желоба (по медианной линии поля з/с). Добротность СФЗ создается землетрясениями, которые выполняют работу по дефлюидизации, уплотнению и преобразованию этой структуры, способствует реализации фазовых переходов. Флюид, поднимаясь вверх, создает условия для магматизма и переработки коры и мантийной литосферы, вероятно действие процессов декомпрессии. Сейсмический козырек (группа существенно коровых з/с), возникает в тыловых структурах континентального клина под влиянием процессов в СФЗ и является ее производной. Он отражает подкоровые конвективные процессы над СФЗ, которые приводят к особенно интенсивным восточным перемещениям континентальной коры. Движения направляются ортогональной системой разрывов фундамента, трансформными сбросо-сдвигами и подстилающими детачментами на разных глубинах коры и мантии. Кроющие шарьяжи перманентно смещают новый желоб к востоку, так что мелкофокусная сейсмичность захватывает весь континентальный склон и может быть проявлена даже в краевых частях океанской плиты. Величина отклонения медианной линии з/с (палеотальвега) от наблюдаемого тальвега желоба указывает на амплитуду смещения. Таким образом, растяжения в области тыловых рифтов (на Камчатке) компенсируются формированием деформаций сжатия и горообразования в Восточно-Камчатском хребте и континентальном склоне. Соотношения Камчатки и Алеутской дуги, спаянных

[2] Очаг, в данном случае - условное название для участков коры, содержащих магму.

континентальной корой, в наибольшей мере подвержены влиянию шарьяжей.

Литература

1. *Гонтовая Л.И., Санина И.А., Сенюков С.Л. и др.* Вулканология и сейсмология. 1995. N4-5. С. 150-159.
2. *Гонтовая Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В. и др.* Тихоокеанская геология. Т. 27, №2, 2008, с. 80-91.
3. *Ермаков В.А., Цикунов А.Г., Черных Е.Н.* Вулканология и сейсмология, 1984. №4, с.50-66.
4. *Ермаков В.А., Гарагаш И.А., Гонтовая Л.И.* Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. Москва. 2010, с.98-104.
5. Очерки тектонического развития Камчатки. (Отв. ред. В.В. Белоусов). Москва, Наука, 1987, 248с.
6. *Селиверстов Н.И.* Сейсмоакустические исследования переходных зон. Москва, Наука, 1987. 113с.
7. *Шарапов В.Н.* Геология и геофизика. 2005, т.46, №5, с.459-470
8. ***Ermakov V.A.*** Jorn. of Earthquake Prediction Research. June 30, 1998. Vol.7№ 2, p.247-260.
9. ***Nizkous I., Sanina I., Gontovaya L.*** Geophys. Res. Abstr. Vol. 5. Nice: EGS-AGU Joint Assembly, 2003.
10. ***Nizkous I., Kissling E., Gontovaya L. et al.*** / Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region Geoph. Monograph Ser. 172. Copy. 2007 by the AGU. P. 97–106.
11. ***Sanchez Cela V. Densialite. A*** New Upper Mantle. Earth University of Zaragoza (Spain). 2000. 261p

КАРБОНАТИТОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ КАРАБАШСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА (ВОЗРАСТ И ГЕНЕЗИС)

Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Хиллер В.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия (erokhin-yu@yandex.ru)

Тело золотоносных рассланцованных карбонатных пород (или магнетит-хлорит-карбонатных метасоматитов, по [5]) расположено в западной гряде в юго-западной части Карабашского гипербазитового массива, примерно в 200-250 м западнее наивысшей точки Золотой горы (611 м). Привязка объекта, по данным GPS-навигатора, составляет: N – 55°27.702´, E – 60°13.958´ (погрешность определения 6 м), высота 572 м.

Детальное геологическое положение тела и минералогическое описание карбонатных пород приведено в статье В.В. Мурзина с коллегами [5], хотя подобные образования упоминались и ранее [1 и др.]. В целом, тело имеет линзообразную форму протяженностью около 15-20 м и мощностью до 2 м. Вокруг карбонатных пород отмечается хлоритолитовая оторочка разной мощности (от 40-50 см до 1,5 м) и они залегают среди тектонизированных антигоритовых серпентинитов. Породы сильно рассланцованы и сложены мелкозернистым агрегатом доломита с второстепенным хлоритом, а также акцессорными магнетитом, ильменитом, апатитом, цирконом, монацитом, самородным золотом и другими минералами [5]. Данное тело различными исследователями [1, 5] относится к карбонатитам.

Ранее торианит уже упоминался на данном объекте [5]. Он был установлен в виде мелких включений в монаците и кроме тория (ThO_2 97,68 мас.%) содержал примеси свинца (PbO 1,26 мас.%) и церия (Ce_2O_3 1,51 мас.%). Нам было интересно не только повторить находку столь редкого радиоактивного минерала, но и попытаться определить его возраст с помощью метода химического U-Th-Pb-датирования.

Данный метод определения возраста известен уже давно, но сейчас он испытывает своё возрождение в связи с появлением современных микроанализаторов со встроенными программами расчета возраста. Это позволяет получать датировки с любых акцессорных U-Th минералов, размером не менее 5-10 мкм, то есть не менее толщины электронного пучка. Пока данный метод применяется в основном к широко распространенному монациту и лишь в редких случаях к другим радиоактивным минералам; нам удалось найти только одну публикацию по U-Th-Pb-датированию торианита [9]. Теоретическое обоснование химического датирования с помощью микроанализатора приведено в первых публикациях по данной теме [6, 11 и др.]. Программа расчета возраста (Age Quant) была поставлена в ИГГ УрО РАН в качестве приложения к микроанализатору Cameca SX-100, и обсчет полученных результатов производился на ней.

Торианит наблюдается в виде мелких зерен среди карбонатной (доломитовой) матрицы, размером до 10-15 мкм. Он образует изометричные, реже слабо удлиненные индивиды квадратного или прямоугольного сечения. В отраженных электронах отличается самой светлой окраской по сравнению с другими минералами. Никаких следов зональности или вторичных изменений в торианите не наблюдается. Без анализатора индивиды полупрозрачны и имеют коричневатую окраску. С анализатором зерна анизотропны, что, по всей видимости, говорит о частичном разрушении структуры минерала. Торианит не контактирует с другими акцессорными минералами и не образует в них включений. Полученные составы минерала приведены в таблице и сильно отличаются от опубликованного ранее анализа [5]. Торианит характеризуется высокими содержаниями

урана (UO_2 варьирует от 29,2 до 31 мас.%), кальция (CaO до 2,5 мас.%), свинца (PbO до 2,1 мас.%), церия (Ce_2O_3 до 2 мас.%) и ниодима (Nd_2O_3 до 2 мас.%). Кроме того, наблюдаются небольшие примеси редкоземельных элементов и кремния. В целом, химический состав торианита практически одинаков в разных зернах и может быть отнесён к урансодержащей разновидности.

Таблица. Химический состав (в мас.%) торианита из карбонатных пород

	1	2	3	4	5	6
ThO_2	58,51	58,33	58,67	58,44	59,02	63,71
UO_2	29,90	30,97	29,93	30,64	30,29	26,47
ZrO_2	0,19	0,19	0,18	0,22	0,23	0,13
SiO_2	1,17	0,80	1,08	1,00	0,12	0,29
Ce_2O_3	1,90	1,98	1,98	2,04	1,99	1,53
Y_2O_3	0,28	0,26	0,26	0,26	0,34	0,16
Nd_2O_3	1,53	1,61	1,63	1,73	1,59	1,92
La_2O_3	0,20	0,23	0,19	0,22	0,15	0,16
Pr_2O_3	0,36	0,26	0,36	0,40	0,22	0,26
PbO	2,07	2,13	2,12	2,09	1,98	1,89
FeO	0,70	0,47	0,68	0,65	0,27	0,04
CaO	2,21	2,04	2,25	2,10	2,23	2,49
Сумма	99,02	99,27	99,33	99,77	98,42	99,07
Age	316	318	322	314	299	300

Примечание: анализы сделаны на Cameca SX-100 (ИГГ УрО РАН, аналитик В.В. Хиллер).

На Урале торианит описывался в щелочном комплексе Ильменских и Вишневых гор, а также в гранитных пегматитах Адуйского массива (ст. Костоусово) [3]. Кроме того, минерал упоминался в золотоносных родингитах Карабашского гипербазитового массива в ассоциации с цирконом, уранинитом и бадделеитом [4]. В России часто наблюдался в щелочных породах и карбонатитах Кольского полуострова [7 и др.]. За рубежом торианит, наряду с щелочными породами, карбонатитами и гранитными пегматитами, описывался в магнезиальных скарнах [10] и шпинель-гранатовых перидотитах [9].

Рассчитанный химический возраст торианита попадает в узкий интервал 299-322 млн. лет при погрешности 15 млн. лет. Химическое датирование торианита по 9 точечным определениям состава минерала дает средне-взвешенное значение возраста 317,1±8,4 млн. лет; изохронный Th*-Pb-возраст составляет 313,2±5,2 млн. лет. Возможно, формирование торианита в карбонатных породах связано с коллизионной стадией развития Сысертско-Ильменогорского блока, во время которой (360-320 млн. лет.) проходили процессы метаморфизма [8 и др.]. Вполне вероятно, что в это время при метаморфизме произошло разложение первичного радиоактивного минерала с образованием торианита или в момент разогрева породы произошла полная «переустановка» U-Th-Pb-системы оксида тория под действием внешних воздействий.

Образование карбонатитоподобных пород Золотой горы связывается нами с попаданием известняков (или мраморов) в зону серпентинитового меланжа. В результате такого процесса изотопия карбонатной породы изменяется и смещается в сторону мантийных меток, т.к. она изменяется (доломитизируется) под действием водной составляющей гипербазитов. Так, мрамора из юго-западного обрамления Карабашского гипербазитового массива уже имеют смещенные изотопные метки ($\delta^{13}C$ 1,7-2,3; $\delta^{18}O$ 18,1-18,5), хотя и содержат в себе органогенные остатки и должны были бы иметь изотопию нормальных осадочных карбонатных пород. При этом состав мраморов существенно кальцитовый и они не испытали сильной деформации. Тело карбонатитоподобных пород уже наоборот сильно рассланцовано, испытало доломитизацию с образованием хлоритовой оторочки, и имеет еще более смещенные изотопные метки ($\delta^{13}C$ -2,3; $\delta^{18}O$ 11,1). Именно данные изотопии не позволяют нам относить это тело к классическим карбонатитам. Присутствие богатой минерализации по золоту и редким металлам связывается нами с наложенными вторичными гидротермальными процессами (карбонатное тело среди серпентинитов является геохимическим барьером).

В результате проведенных исследований, можно утверждать, что при смешении карбонатного материала с

гипербазитами (при условии гидротермальной проработки или при переплавлении) изотопные метки карбонатов сильно смещаются в сторону карбонатитов. Данная модель поведения карбонатного вещества была изучена нами на примере образования карбонатитов Урала [2], которые достаточно резко отличаются от классических карбонатитов древних платформ.

Работа выполнена в рамках Программы №2 ОНЗ РАН и при частичной поддержке РФФИ (проект 09-05-00513а, 11-05-00098а).

Литература

1. *Белогуб Е.В., Удачин В.Н., Кораблев Г.Г.* Карабашский рудный район (Южный Урал). Путеводитель геолого-экологической экскурсии. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. 40 с.
2. *Иванов К.С., Вализер П.М., Ерохин Ю.В., Погромская О.Э.* О генезисе карбонатитов складчатых поясов (на примере Урала) // Доклады АН, 2010. Т. 435. № 2. С. 218-222.
3. *Минералогия Урала.* Оксиды и гидроксиды. Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. Ч. 2. 288 с.
4. *Мурзин В.В., Варламов Д.А.* Минералогия Au-REE-содержащих родингитов Карабашского массива гипербазитов на Южном Урале // Минералогия Урала – 2007. Материалы 5 Всероссийского совещания. Миасс: УрО РАН, 2007. С. 73-77.
5. *Мурзин В.В., Варламов Д.А., Попов В.А., Ерохин Ю.В., Рахов Е.В.* Минералого-геохимические особенности золото-редкометально-редкоземельной минерализации хлорит-карбонатных пород Карабашского массива гипербазитов (Южный Урал) // Уральский минералогический сборник. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. № 13. С. 123-145.
6. *Bowles J.F.W.* Age dating of individual grains of uraninite in rocks from electron microprobe analyses // Chemical Geology, 1990. Vol. 83. P. 47-53.
7. *Bulakh A.G., Mazalov A.A.* Accessory thorianite from the massif of alkaline rocks and carbonatites of the Turja Peninsula (Kola Peninsula) // Amer. Miner., 1974. V. 59. P. 378-380.
8. *Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.L., Karsten L.A., Hetzel R., Noskov A.G.* The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia: a reapprisal // Tectonophysics, 1997. V. 276. P. 229-251.
9. *Naemura K., Yokoyama K., Hirajima T., Svojtka M.* Age determination of thorianite in phlogopite-bearing spinel-garnet peridotite in the Gfohl Unit, Moldanubian Zone of the Bohemian Massif // Journal of Mineralogical of Petrological Sciences, 2008. V. 103. P. 285-290.
10. *Moine B., Ramambazafy A., Racotondrazafy M. et al.* The role of fluor-rich fluids in the formation of the thorianite and sapphire deposits from SE Madagascar // Goldschmidt Conference. Toulouse, 1998. P. 999-1000.
11. *Suzuki K., Adachi M.* Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrain, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime // Geochemical Journal, 1991. Vol. 25. P. 357-376.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛОЕНИЯ И ФАЦИИ НИЖНЕВИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (НИЗОВЬЯ Р. ЛЕНЫ)

Ершова В.Б. [а], **Худолей А.К.** [а], **Прокопьев А.В.** [б], **Васильев Д.А.** [б]

[а] *Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия (vika-ershova@yandex.ru)*

[б] *Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия*

Нижнекаменноугольные отложения развиты весьма ограничено на севере Сибирской платформы. Они известны южнее в Кютюнгдинском грабене, Ыгыатинской и Кемпяндяйской впадинах. На севере и западе Верхоянского складчато-надвигового пояса они вскрываются в ядрах Хараулахского, Орулганского и Куранахскогоантиклинориев [1,2,5].

В течение полевого сезона 2009 г. нами были детально изучены два разреза нижнекаменноугольных отложений, выходящих на дневную поверхность в северной части Хараулахского антиклинория (рис. 1), что позволило уточнить уже имевшиеся представления о происхождения этих толщ [2,3,4].

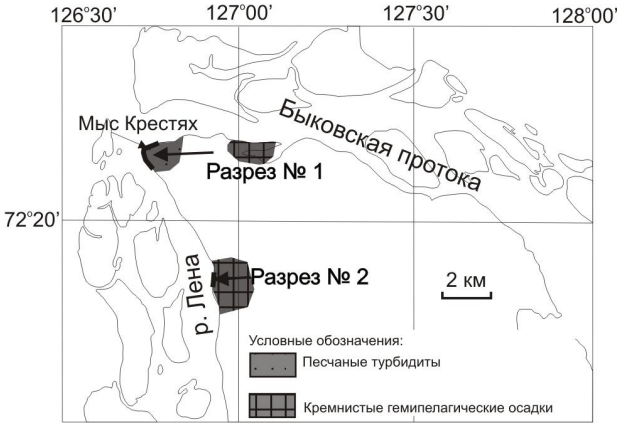


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов

В основании нижнего карбона залегают отложения бастахской свиты (турнейский ярус) мощностью 150 м, представленные преимущественно органогенно-обломочными известняками, на некоторых уровнях песчанистыми. Их накопление, по-видимому, происходило в обширном тепловодном эпиконтинентальном бассейне. Взаимоотношений с вышележащими визейскими отложениями ни в одном из изученных обнажений установить не удалось. Детально изученные разрезы (рис. 2) визейских отложений представлены разнофациальными и весьма контрастными толщами. Ниже приведена их краткая характеристика.

Разрез № 1 (мыс Крестях).

Вдоль береговых обрывов р. Лены и Быковской протоки ее дельты обнажается толща т. наз. Крестяхских конгломератов [2].

Выделяются четыре пачки (снизу вверх):

1) Первая представлена ритмослоями с градационной слоистостью мощностью от 0,8 до 4,5 м, имеющими близкое строение. К подошве каждого ритмослоя приурочены мелкогалечные конгломераты с песчаным матриксом, реже гравелиты, переходящие в верх по разрезу в крупнозернистые песчаники. Верхняя часть ритмослоев сложена мелкозернистыми песчаниками и, реже, алевролитами. В конгломератах преобладают обломки известняков, алевроаргиллитов, реже встречаются обломки базальтов. Песчаники относятся к литическим аренитам. Обломочная компонента песчаников представлена преимущественно известняками и доломитами, образовавшимися, вероятно, за счет разрушения силурийских, девонских и нижнекаменноугольных (турнейских) карбонатных пород, некогда широко развитых на севере Сибирской платформы. Видимая мощность пачки более 100 м.

2) Вторая пачка состоит из отдельных ритмослоев с градационной слоистостью

мощностью от 0,3 до 1,5 м. К подошве ритмослоев обычно приурочены крупнозернистые песчаники, к кровле постепенно переходящие в мелкозернистые песчаники и алевролиты. В середине пачки находится горизонт с

конседиментационными складками оползания.

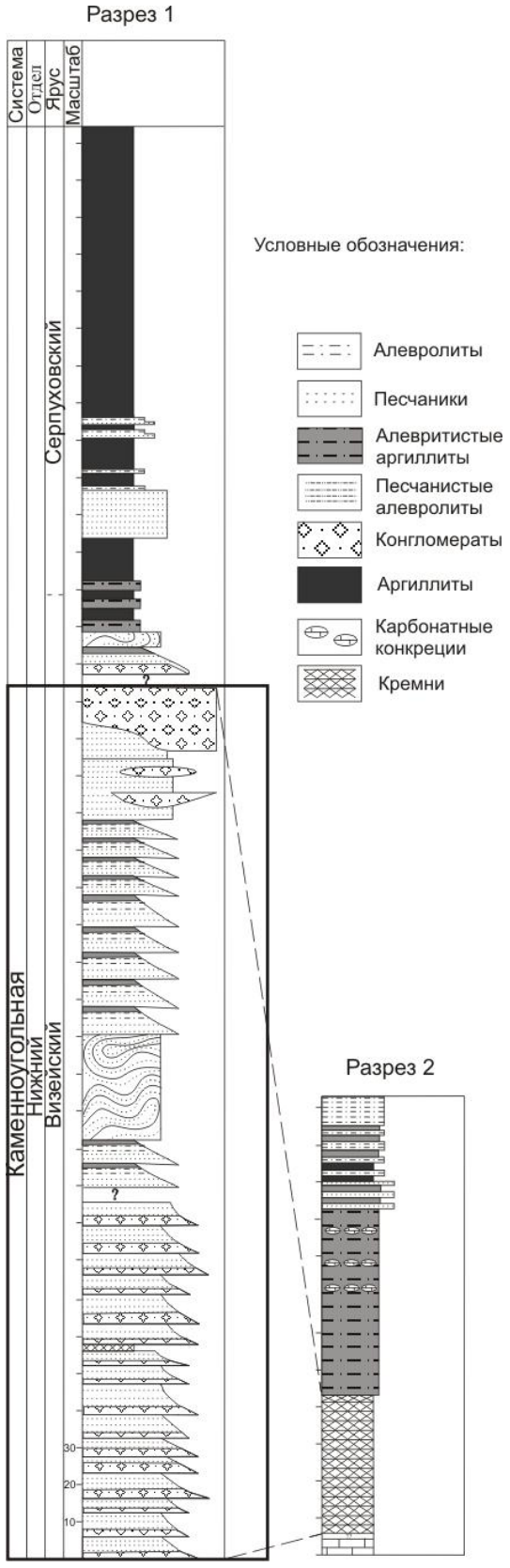


Рис. 2. Литологические колонки изученных разрезов 1- м. Крестях, 2 - Урочище Ханчочун-Кысам

В целом, породы более тонкозернистые, в основании ритмослоев лишь изредка отмечаются скопления обломков гравелитовой размерности.

В пачках 1 и 2 на фоне нормальной градационной слоистости ритмов в целом, в их грубозернистых частях широко развита обратная градационная слоистость, присутствуют блюдцевидные структуры и другие характерные признаки выскоплотных (обломочных, зерновых) осадков гравитационного массопереноса. Мощность пачки 90 м.

3) Третья пачка представлена грубозернистыми и крупнозернистыми песчаниками с линзами гравелитов и конгломератов. Песчаники плотносцементированные и относятся к литическим аренитам с преобладанием обломков карбонатных пород. Мощность пачки изменяется от 20 до 30 м.

4) Четвертая пачка сложена крупногалечными и валунными плохосортированными конгломератами с матриксом крупнозернистых песчаников и гравелитов. Гальки и валуны преимущественно среднеокатанные, реже встречаются угловатые. Отдельные гальки и валуны представлены карбонатными породами, алевроаргиллитами, магматическими породами основного состава и кварцитами. Внутри конгломератовой толщи на разных уровнях встречаются многочисленные эрозионные поверхности. Подошва пачки неровная, конгломераты, вероятно, заполняют крупные промоины и каналы, и залегают на разных уровнях нижележащей пачки. Мощность пачки варьирует от 8 до 15 м. Характер контакта со стратиграфически выше расположенными алевролитами и песчаниками сокольской свиты (верхний визе – серпухов) пока неясен; он нарушен сбросо-сдвигом субмеридионального простирания.

Разрез № 2 (Урочище Ханчочун-Кысам).

Визейские отложения представлены маломощной (40 м) последовательностью преимущественно кремнистых пород. В целом, толща построена ритмично;

наблюдается закономерное чередование кремней от темно-серого до черного цвета (мощность отдельных слойков 5-10 см) и черных кремнистых алевроаргиллитов (2-15 см). Мощность ритмослоев варьирует от 8 до 30 см. В верхней части разреза встречен пласт витрокластических туфов (50 см).

Из приведенного выше краткого описания изученных разрезов и площадного распространения различных по составу осадочных формаций (рис. 1) следует, что в визейское время на северо-восточной окраине Сибирской платформы господствовали обстановки преимущественно гемипелагической седиментации с образованием маломощных кремнистых формаций (рис. 3).

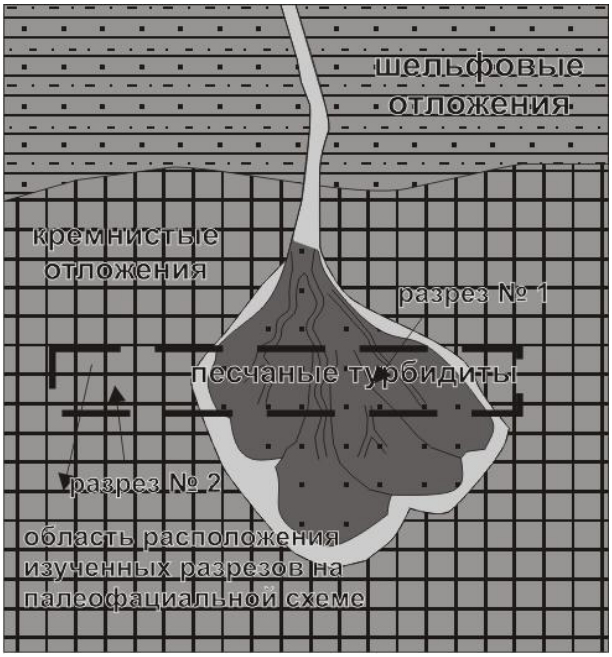


Рис. 3. Палеофациальная схема нижневизейского времени изученной территории

Фоновая преимущественно кремнистая седиментация нарушалась лишь на локальных участках, где осадконакопление контролировалась существованием мощных подводных конусов выносов. В подобной обстановке накопились терригенные отложения мыса Крестях, которые интерпретируются авторами как отложения высокоплотностных потоков, включая турбидиты (рис. 4). Отложения пачек 1 и 3 разреза № 1, вероятно, относятся к фациям лопастей подводного конуса выноса, накапливавшимся около довольно крутого склона. Породы пачки 2, имеющие наиболее тонкозернистый состав из всей изученной в этом разрезе последовательности осадочных пород, интерпретируются авторами как фации заполнения межлопастного пространства вблизи крутого склона и/или осадочных лопастей на удалении от наиболее крутой части склона. Крупногалечные и валунные конгломераты пачки 4, невыдержанные по мощности и имеющие отчетливый эрозионный контакт с нижележащими породами, по-видимому, являются заполнением морского каньона. В разрезе № 2, сложенном преимущественно кремнистыми породами, также обнаружена очень тонкая ритмичность осадочных толщ, представленная переслаиванием кремней и кремнистых алевроаргиллитов. Периодический привнос тонкозернистого обломочного материала был связан с влиянием довольно далеко расположенного конуса выноса или отсутствием контрастного рельефа.



Рис. 4. Седиментационная модель песчаных турбидитов

Образование высокоплотных потоков обычно связано с периодами высокой тектонической активности на прилегающей суше. В песчаниках и алевролитах, обнажающихся вдоль мыса Крестях, превалируют обломки карбонатных пород, что указывает на значительную незрелость осадочных толщ. Преобладание весьма неустойчивых к разрушению обломков свидетельствует о близком расположении источника сноса и незначительной длительности переноса кластики. Речная система, с которой связан подводный конус

выноса, по-видимому, характеризовалась относительно крутым уклоном ложа. А прибрежная зона морского бассейна была узкой и располагалось близко к области сноса. Источником обломочного материала преимущественно выступали локальные поднятия, сложенные силурийскими, девонскими и нижнекаменноугольными карбонатными породами. Судя по ограниченному развитию грубозернистых фаций и их характерному набору, конус выноса имел небольшие размеры, типичные для конусов выноса активных окраин или ранних стадий рифтогенеза [6]. В нашем случае последнее (рифтогенез) представляется более вероятным и свидетельствует о важном эпизоде тектонической эволюции северо-восточной части Сибирской платформы в начале раннего карбона.

Заключение

Дана новая интерпретация обстановок седиментации в визейское время на северо-восточной окраине Сибирской платформы и прилегающей части Верхоянского складчато-надвигового пояса. Образование осадков высокоплотных потоков происходило в подводном конусе выноса. Возникновение контрастного рельефа, включая появление крутого подводного склона, вероятно, было связано с завершающими эпизодами рифтогенеза, наиболее интенсивная фаза которого приходилась на конец девонского периода.

Работа выполнена при финансовой поддержки Геофизической компании ТиДжЭс Нопек, ФЦП «Кадры» и гранта президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых МК 2044.2010.5

Литература

1. *Ю.П. Ивенсен (ред.).* Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Верхоянья (палеозой и нижний мезозой). Изд-во «Наука», Новосибирск 1976, 133 стр.
2. *М.Д. Булгакова.* Крестяхские конгломераты устья р. Лены и условия их образования // Литология и полезные ископаемые, 1967, № 3б С. 127-134
3. *Булгакова М.Д.* Кремнистые породы Верхояно-Колымской складчатой области // Литология и полезные ископаемые, 1976, № 5, с. 99-108
4. *Булгакова М.Д.* Палеогеография Якутии в раннем-среднем палеозое. Якутск, ЯНЦ СО РАН, 1996, 72 с.
5. *Р.В. Кутыгин.* Нижний карбон Восточной Сибири и Верхоянья // Отечественная геология, 2009, № 5., С. 66-74
6. *Shanmugam G., Moiola R.J., McPherson J.G., O'Connell S.* Comparison of turbidite facies associations in modern passive-margin Mississippi fan with ancient active-margin fans // Sedimentary Geology, 1988, v. 58, N 1, p. 63–77

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ КОГАДЫР VI (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

Жаркинбеков Т.Н.

Казахский националный технический университет имени К.И. Сатпаева. г. Алматы, Республика Казахстан

Для изучения характера распределения полезных компонентов и примесей в породах и рудах месторождения отобраны представительные выборки, составленные из геохимических проб, навесок из керновых и бороздовых проб. Полезный основной компонент определялся пробирным методом в классе содержаний золота свыше 0,1 г/т и спектро золотометрическим методом при содержании ниже 0,1г/т. [1,4,8]

Серебро и медь определялись соответственно атомноабсорбционным и рентгеноспектральным способом. Остальные пробы проанализированы спектральным полуколичественным анализом на 28 и 42 элемента. Определения мышьяка и сурьмы продублированы рентгеноспектральным способом. Пробы для изучения содержаний и характера распределения химических элементов отбирались в соответствии с требованиями соответствующих инструкций по отбору проб. [1,3,10]

Главными рудообразующими химическими элементами являются золото, серебро, медь, висмут, молибден, свинец, кобальт, вольфрам, хром, наряду с железом, серой и рядом других элементов. Содержания перечисленных элементов характеризуются весьма и крайне неравномерным распределением (коэффициент вариации достигает значений в сотни и даже тысячи процентов). [2,8,9]

Геохимическая специализация отдельных типов руд практически не проявляется. Перечисленная ассоциации химических элементов устойчива в пределах всего месторождения. Отмечено лишь некоторое снижение средних содержаний элементов – примесей (висмута, молибдена, свинца, отчасти - кобальта) и золота на юго-восточном фланге относительно северо-западного.

Медь, золото, висмут, свинец образуют собственные минералы и частично в виде примесей присутствуют в других минералах, главным образом, в сульфидах.

Распределение элементов примесей и золота в породах околорудного метасоматического ореола имеет зональный характер. Вертикальная (осевая) геохимическая зональность проявлена менее отчетливо и слабо контрастна. По единичным сечениям поисковых скважин расчитан ряд зональности (сверху вниз): висмут-золото-серебро-медь-свинец-никель-молибден, вольфрам-ванадий-хром. Приведенный ряд, в целом, соответствует геохимической зональности ореола околорудных метасоматических преобразований пород.

Морфология и параметры рудных тел

Золотое оруденение на месторождении рассматривается на трех рудогенных уровнях: а) минерализованная зона; б) рудоносная зона; в) рудное залежи (тело) (рис.1).

Минерализованная зона представлена сближенными в пространстве участками и отдельными зонами различной степени минерализации. Эта зона, приуроченная к краевой части массива кварцевых диоритов, имеет протяженность 800м, ширину 200м в южной части, в центральной части - 100м, а затем выклинивается к северу.

Рудоносные зоны приурочены к системе разрывных нарушений двух основных направлений: СЗ 310°-320°, угол падения 65°-90° на СВ (разлом I) и 340°–0°, угол падения 80˚-90˚ в обе стороны (разломы II, III); которые субпараллельны восточному контакту интрузивного массива кварцевых диоритов.

Рудоносные зоны выделяются по степени проявления и совмещения в пространстве следующих признаков: а) сульфидная минерализация;

б) околорудные метасоматические изменения;

в) концентрация золота и элементов – спутников в геохимических ореолах.

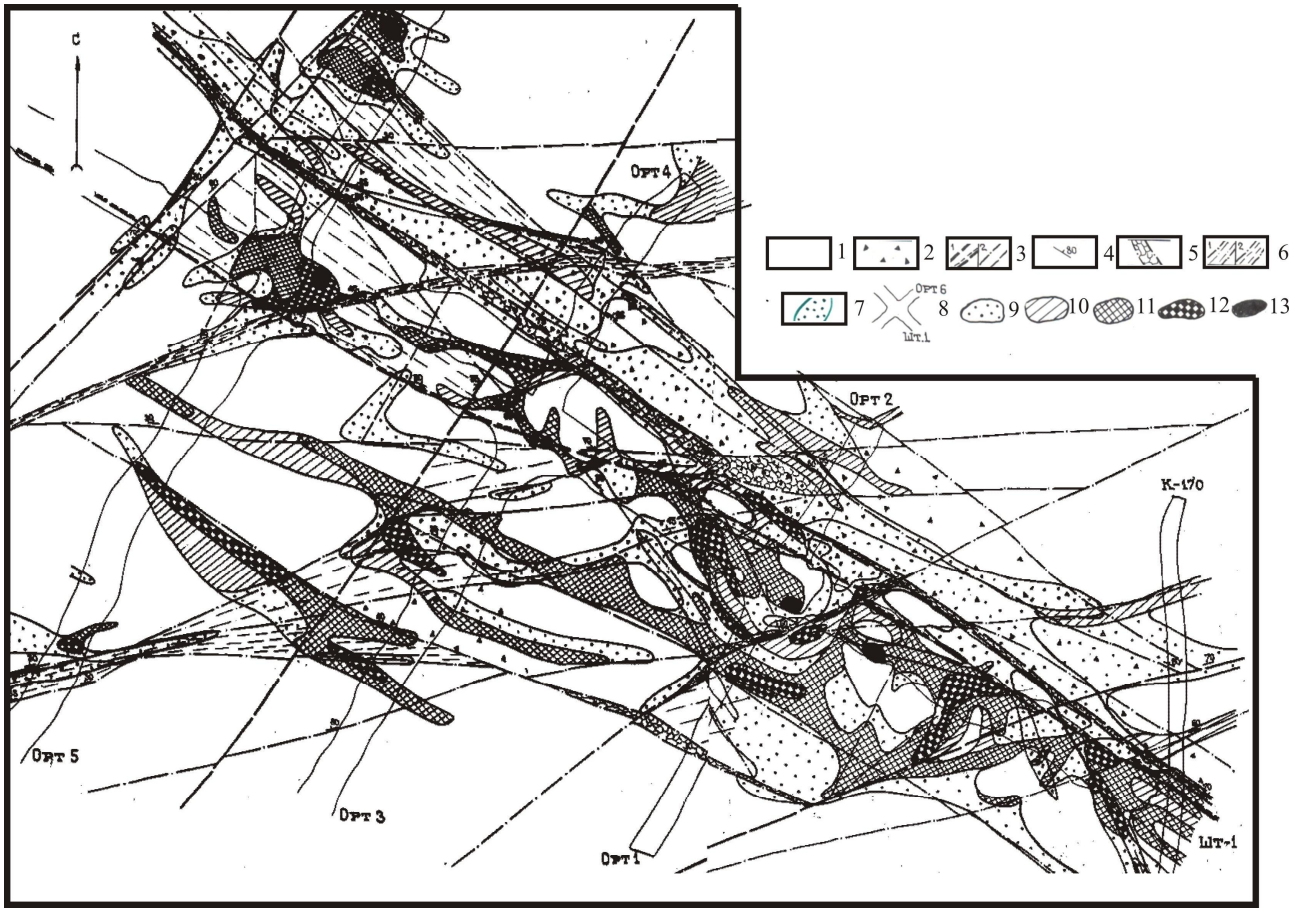


Рис. 1. Схема распределения концентраций золота в рудном теле №2 на горизонте штольни +855м. Масштаб 1:300 (Жаркинбеков Т.Н., 2006)

Условные обозначения к рисунку (1).

1- кварцевые диориты с рассеянной сульфидной минерализацией; 2- катаклазированные кварцевые диориты; 3- Разрывные нарушения: основные (1), субпараллельные тектонические трещины и зоны (2); 4 – элементы залегания; 5- зоны дробления; 6 – зоны тектонических нарушении: линейной трещиноватости (1), рассланцевания (2); 7 - зоны интенсивной березитизации; 8 - горные выработки: штольня, орты; концентрации золота в пределах контура рудного тела 2 (данные бороздового опробования): рядовые руды с содержанием Au: 9 - 0,5 г/т; 10 - 1,0 г/т; 11 - 1,5 г/т; богатые руды: 12 - 3,0 г/т; 13 - 10 г/т

Рудные залежи (тела) локализуются в краевой эндоконтактовой части массива кварцевых диоритов. В настоящее время известны три рудных тела (залежи) – №1, № 2 и № 3. Они ориентированы согласно простиранию восточного контакта Когадырской интрузии и падают к северо-востоку под углом 65^0-70^0. Рудные тела вытянуты в северо-западном – близмеридиональном направлении. Протяженность рудных тел №2, №3 – 250м, рудного тела №1 – 500м, ширина 10-50м. [2,4,9,11]

Морфологические особенности и крутое падение рудоносных зон предопределило большой вертикальный размах золотого оруденения и большую изменчивость морфологии рудных тел в плане, и в разрезе.

Факторы локализации и признаки золотого оруденения приведены в таблице 2.

Среди перечисленных признаков локализации золотого оруденения на месторождении первостепенное значение имеют тектонические и магматические признаки.

Признаком долгоживущих близмеридиональных зон (аз. прост. 340° - 0°) служит приуроченность к ним минеральных ассоциаций наиболее позднего этапа рудообразования, в том числе баритовых жил с проявленной полиметаллической минерализацией.

Таблица 2.

Факторы локализации и признаки золотого оруденения	Краткая характеристика и примечания
1	2
Структурно-тектонические	
1.Рудоконтролирующие зоны	Система сближенных северо-западных – субмеридиональных разрывов, зон дробления, рассланцевания, трещиноватости, параллельных восточному контакту Когадырской интрузии кварцевых диоритов, и сопровождаемых цепочками даек гранодиоритов, диоритов в обрамлении ее.
2.Рудоконцентрирующие зоны	Поперечные и диагональные зоны макротрещиноватости, либо локальные разрывы северо-восточного и северо-западного направлений, которые иногда подчеркиваются единичными дайками диабазов.
3.Рудолокализующие зоны	Локальные разрывн. наруш. различного направления, но чаще субсогласные (оперяющие) с главными швами рудоконтролящих зон, среди которых выделяются неоднократно подновлявш. близмеридион. зоны разломов.
Магматические	
1.Морфология массива кварцевых диоритов	Благоприятная форма юго-вост. краевой части массива кварцевых диоритов в виде ассиметрично вытянутого «языка», совпадающего по направлению с рудоконтролирующейзоной.
2.Дайки позднего магматического комплекса	Развитие единичных даек диабазов в пределах рудоносной зоны, которые подчеркивают подновленные зоны наиболее позднего этапа тектон. подвижек, нередко окаймляющих участки с богатым золотым оруденением в северной части месторождения.
Литологические	
1. Рудовмещающая среда, наличие благоприятных пород	Наблюдается отчетливая приуроченность к интрузивным породам верхнеордовикскогомагматического комплекса: кварцевым диоритам Когадырской интрузии, ее апофизам, в том числе не выходящим на поверхность, и дайкам этого же состава. Золотое оруденение в сланцевом блоке тяготеет к приконтактовой части с кварцевыми диоритами, не распространяясь далеко от Когадырского массива, а также локально проявлено на продолжении даек, апофиз кварцевых диоритов, гранодиоритов, вдоль рудоконтролирующих структур на юго-восточном фланге месторождения.
Околорудные мета-соматические изменения пород	а) Калишпатизация – преимущественно локального, жильного характера, которая, во первых, способствует созданию неоднородного строения рудовмещающего блока, тем самым обеспечивая, в какой-то мере, благопр. условия для рудоотложения на границе сред с различными физико-механич. свойствами; во-вторых, трассирует рудоносные структуры, уходящие в сланцы на юго-восточном фланге месторождения, развиваясь по маломощн. непротяжен. дайкам гранодиоритов, которые явл-ся отражением с поверхности «слепых» интруз. тел. б) Березитизация с пропилитоподобным профилем изменений в периферийных частях. В том числе, для рудоносных зон характерны изменения внешн. зон березитов, рудных тел – изменения на уровне хлоритов., альбитовой зон и в рудных столбах проявлено окварцевание тыловых зон березитов.
Минералогические	Развитие двух минеральных комплексов, составляющих основу прожилково-вкрапленного оруденения: кварц-золото-пиритового и золото-халькопиритового. Рудные минералы главные: пирит, халькопирит, самородное золото, эмплектит; второстепенные: тетрадимит, галенит, висмутин, блеклая руда, гематит, магнетит, ильменит. Основные нерудные минералы: кварц, плагиоклаз, калиевый и калиево-натровый полевые шпаты, серицит-мусковит, хлорит, карбонаты, барит. Минералы зоны гипергенеза: гидроокислы железа (лимонит, гематит), халькозин, борнит, куприт, ковеллин, малахит. *Признаки минерализации рудоносных зон:* развитие минералов гипергенных преобразований рудных зон: гидроокислов железа (лимонит, гематит), медной зелени в тектонических зонах и проявление локальных гнезд, прожилков пирита, халькопирита, а также присутствие минералов жильного выполнения: кварца, карбонатов, в т.ч. железистых (анкерит, сидерит).
Геохимические	Комплексные геохимические ореолы с содержанием элементов в %: $Ag > 1 \cdot 10^{5}$; Co > 0,002; Cu > 0,01; Pb > 0,001; Bi > 0,0001; Zn > 0,003.
Геофизические	Аномалии калия по данным площадной спектрометрии в 3,5-4,0 % подчеркивают в рудовмещающем блоке основные рудоконтролирующие структуры, сопровождаемые ореолами березитов. Аномальные значения калия в сланцевом обрамлении – 2,5-3,0 %. Южная часть месторождения с выходящим на поверхность оруденением фиксируется площадной аномалией ВП со значением $\varphi ВП \geq 1,5$ и неоднородными знакопеременными полями магнитного поля.

К северу от месторождения в сланцах они контролируют положение оруденения флюорит - полиметаллической формации (рудопроявления Умуртай Геофизический, Меридиональный, Центральный). Выступающие в качестве рудоконтролирующих структур северо-восточные – близширотные разрывные нарушения (аз. прост. 70°-85°) трассируются дайками диабазов.

Таким образом, северную и южную части месторождения объединяет общая геолого-структурная позиция, однообразные условия формирования золотого оруденения и его непрерывность. [7,9,10]

В северной части месторождения золотое оруденение продолжается на расстояние до 300 м со склонением на глубину до 200-300 м. Морфология и параметры оруденения достаточно не изучены.

Основные северо-западные рудоносные зоны южной части месторождения протягиваются на север в приконтактовой части массива кварцевых диоритов, согласно с простиранием контакта, и сопровождаются ореолами березитизации с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией, несущей золотое оруденение. С поверхности вдоль обозначенных структур прослеживаются ореолы рассеяния золота с содержанием десятые доли г/т до 1-2 г/т в разрозненных точках минерализации. Вместе с этим, в северной части на глубинах 200-300 м выявлены зоны богатого золотого оруденения с содержанием золота по отдельным скважинам колонкового бурения до 9,3-39,77 г/т на стволовые мощности 9,8-20,2 м, в том числе, по отдельным пробам содержание золота достигает 245,6 г/т (скв. 803). Богатое золотое оруденение сложной морфологии и невыдержанной мощности приурочено к узлам пересечения северо-западных зон и северо-восточных – субширотных разрывных нарушений, которые фиксируются дайками диабазовых порфиритов. [3,4,7]

Следует отметить также, что выклинивающийся с поверхности в южной части клинообразный выступ кварцевых диоритов имеет продолжение в сланцевой толще в слепом апофизном выражении. В дайках, апофизах кварцевых диоритов на глубинах 200-300 м выявлено золотое оруденение с содержанием золота 1,54-3,43 г/т на стволовые мощности 7-10 м (скв. 798, 853).

Таким образом, общая протяженность рудоносной зоны на месторождении превышает 900 м, а ресурсы категории P_1 до глубины 300 м (возможная глубина развития карьера по технико-экономическим расчетам института ВНИПИ промтехнология) в кондициях представленного подсчета составляют 29,5 т. [1,9,10,11]

Общие масштабы месторождения до глубины 300 м составят около 35 т, до глубины 600 м – около 70 т золота, что позволяет отнести его к средним по запасам объектам. [11]

Литература

1. *Быбочкин А.М. и др.* Комплексная геолого-экономическая оценка рудных месторождений. Москва. Недра.
2. *Воротинцев А.А., Ланда В.Е.* Геолого-геохимические особенности ипоисковые признаки золоторудных объектов. «Геология и геофизика»,1984 г., № 10
3. *Виктерь Б.Я., Шер С.Д.* – Принципы прогнозирования золотого оруденения (на примере Южного Тянь-Шаня). «Советская геология», 1982г, №11
4. *Ермолин В.Т. и др.* Условия локализации золотого оруденения на примере штокверкового месторождения. «Геология рудных месторождений», 1985 г., №6.
5. *Ковалев А.А.* Мобилизм и поисковые геологические критерии. Изд. 1-ое. М.: Недра, 1978.
6. *Коробейников А.Ф.* Рудно-метасоматическая зональность на месторождениях золота. «Геология рудных месторождений», 1983 г., № 1.
7. *Кудайбергенова Н.К.* Околожильные изменения на золоторудных месторождениях Северного Казахстана «Известия АН Каз. ССР», серия геологическая, 1969 г., № 6.
8. Методические рекомендации по геолого-экономической оценке месторождений твердых полезных ископаемых. Алматы,

ГКЗ РК, 1995 г.

9. *Неклюдов С.И. и др.* Отчет по поисково-оценочным работам в пределах южной части месторождения Когадыр VI с подсчетом запасов золота по состоянию на 01.07.1992 г. КПГП «Волковгеология», Алматы, 1992 г.
10. *Бабкин Н.Я., Ганьжин С.Н.* Оценка перспектив промышленной золотоносности и ураноносности Кызыл - Кендыктасского поднятия Юго-восточного Казахстана (Отчет Кендыктасской партии № 55 о результатах прогнозно-геохимических работ 1987 - 1988 г.г. в масштабе 1:25 000 на участке Кызыл-Кайнар по заданию 55-19). Алма - Ата, 1987 г. Фонды ВПГО.
11. *Рысев В.П., Колпаков Г.А. и др.* (ВНИИХТ). Результаты минералогических и технологических исследований золотосодержащей пробы Т - 1 месторождения Когадыр - VI (Отчет о научно-исследовательской работе по теме 050 - $С_3$). Москва, 1991 г.

ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ КЕНДЫКТАССКОГО РАЙОНА (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

Жаркинбеков Т.Н.

Казахский националный технический университет имени К.И. Сатпаева, г. Алматы, Республика Казахстан

Геологическое строение района определяется его положением в пределах мозаично построенной Кокчетав-Северо-Тяньшанской каледонской складчато-глыбовой системы, активизированной в герцинский, мезозойский и кайнозойский периоды тектогенеза.

Границы блоков очерчиваются раннепалеозойскими северо-западными глубинными разломами и региональными широтными зонами позднепалеозойской тектономагматической активизации (рис.1).

Основными региональными структурами первого порядка для данного района являются Шу-Кендыктасский антиклинорий, разделенный Агалатасским прогибом на собственно Кендыктасское и Центрально-Шуйское поднятие и Жалаир-Найманский синклинорий, примыкающий с северо-востока к Кендыктасскому поднятию. С юго-востока обозначенные структуры календонского этапа развития обрамляет Бесмойнакская мульда Жонгаро-Балхашской складчатой системы герцинид. [3,6,8,10]

Геотектоническая позиция Кендыктасских гор определяется прежде всего тем, что они являются юго-восточным продолжением Шуйского срединного массива, к которому с северо-востока примыкает Жалаир-Найманская зона глубинных разломов, а с юго-востока обрамляются горными сооружениями Северного Тянь-Шаня. Это обстоятельство и предопределило многоэтапность проявившихся на этой территории тектонических движений и как следствие - многоэтажный характер ее тектонического развития. Анализ имеющегося материала по стратиграфии, тектонике и магматизму позволяет в пределах Кендыктаса выделить раннепротерозойский, рифейский (байкальский), каледонский, герцинский и мезо-кайнозойский этапы развития региона.[3,4,8,10,11]

Основную роль в формировании описываемого района сыграли геосинклинальные и орогенные процессы каледонского этапа и орогенные процессы герцинского цикла. Значительное влияние оказали также первичная неоднородность кристаллического фундамента и глыбовые неотектонические движения.

Центральную часть Кендыктасского поднятия слагают автохтонные раннепалеозойские гранитоиды габбро–гранодиорит-плагиогранитной ассоциации, в составе которой выделяются кокпатасские габброиды (PR_3) и диориты, гранодиориты, граниты Курдай-Чатыркульского комплекса (O_3). Плитообразная морфология этих массивов и конформное залегание в докембрийских сланцах, амфиболитах и порфиритоидах подчеркивает простое строение купольной структуры общей северо-западной ориентировки.

Центрально-Чуйское поднятие представляется более однородным, выделяемые в его пределах блоки сложены преимущественно раннепалеозойскими гранитоидами с многочисленными шлирами пород протерозоя и также представляют собой фрагменты сильно эродированного гранито-гнейсового купола.[3,7,10,11]

Раннепалеозойский Агалатасский эвгеосинклинальный прогиб слагают складчатые сооружения нижней флишоидно-терригенно-кремнисто-карбонатной щербактинской свиты (O_{1-2}) и верхней андезито-граувакковой ргайтинской свиты (O_2), прорванные интрузиями Жаланаш-Майбулакского комплекса. В качестве структур третьего порядка выступают наложенные прогибы, оформившиеся в связи с процессами орогенеза в девоне и карбоне.

Границами блоков первого и второго порядков являются продольные и поперечные долгоживущие блоковые

разломы, имеющие характер взбросо-сдвигов.

Наиболее крупными продольными разломами, заложение которых относится к раннекаледонской эпохе, являются Актасский, отделяющий Джалаир-Найманский синклинорий от Чу-Кендыктасского антиклинория, Северо-Чуйский, развитый по границе Кендыктасского поднятия и Агалатасского прогиба, и Южно-Чуйский, ограничивающий Агалатасский прогиб с юга.[2,3,7,8,10,11]

Из поперечных блоковых разломов древнего заложения наибольшую роль в формировании структуры района сыграли Сугандинский, система субмеридиональных Когадырских разломов, субширотный Акчечекский разлом, система Новоалександровских разломов.

Характерной особенностью района является образование на позднегеосинклинальном и орогенных этапах из продольных и поперечных блоковых разломов полукольцевых систем, обращенных выпуклостью к югу.

Из внутриблоковых продольных разломов наиболее крупными являются зоны, разделяющие участки с различной степенью консолидации и обычно развивающиеся по границам протерозойских и рифейских толщ или вдоль их границы с раннепалеозойскими интрузивными массивами.

Среди этих зон – Курдайский, Кокпатасский, Тасполинский и другие разломы, играющие важную роль в локализации наиболее ранних по времени проявлений рудных формаций.[1,2,3,5,8]

Разломы более высоких порядков развивались как система оперения блоковых и крупных внутриблоковых нарушений, наиболее распространены нарушения высоких порядков северо-западной и северо-восточной ориентировки, причем, на этапе каледонского орогенеза основная разрядка происходила по первой системе, а герцинского – по второй.

Особый тип структур представляют собой слабо проявленные на поверхности, но хорошо выраженные в физических полях и на космических снимках протяженные зоны ортогональной ориентировки. [2,3,4,7,11]

Особенностью структур описываемого типа является их сквозь-блоковый характер, несмотря на значительные сдвиговые смещения по блоковым нарушениям. В каждом конкретном случае проявление отдельного линеамента системы на поверхности бывают различными: это могут быть и реальные разломы (например, ветви Когадырского разлома - Акчечекский и Жаланашский разломы); дайковые пояса; полигональные ограничения позднеорогенных прогибов; прямолинейные контакты интрузий или их глубинных частей; зоны гидротермального метасоматоза и т.д. К узлам пересечения мощных ортогональных зон часто приурочены палеовулканические центры средне-позднедевонского возраста, такие, как Алты-Айгырский, Когадырский, Сугандинский, Курдайский интрузии позднедевонских аляскитов, а также рудные поля, отдельные месторождения и рудопроявления, связанные с орогенными этапами развития района. [3,6,8,9,10,11]

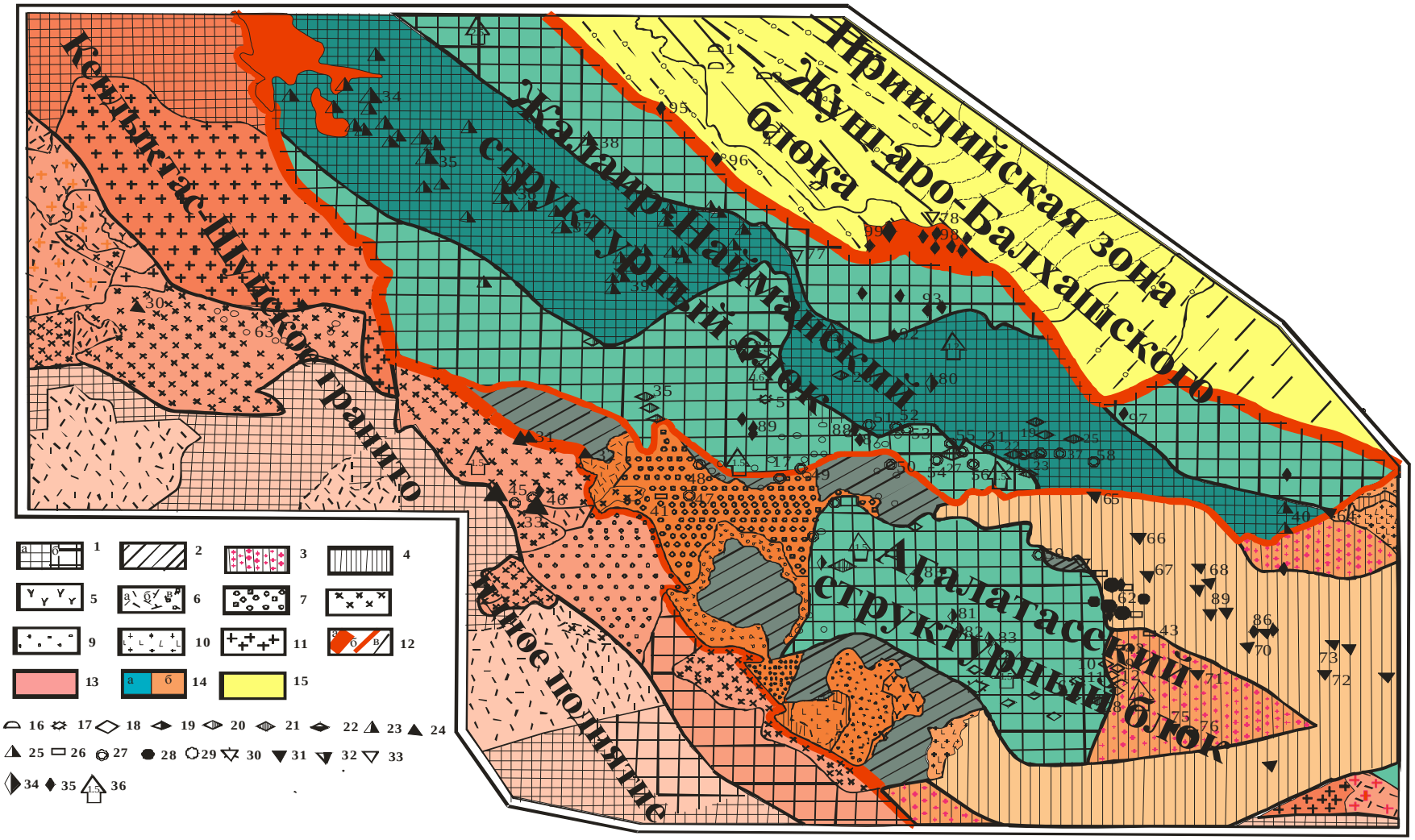


Рис. 1. Структурно-металлогеническая схема Кендыктасского горудногорайона масштаба 1:500 000 составил Жаркинбеков Т.Н. с использованием материалов Сазонова В.П., Бабкина Н.Я. и др.

Условные обозначения к рисунку 1. Структурно-металлогеническая схема Кендыктасского рудного района масштаба 1:500 000

1-сводовые гранитоидные поднятия каледонид: а) нацело гранитизированные центральные части сводов, б) частично гранитизированные краевые части сводов и внутренние гранитоидные своды миогеосинклинальных прогибов; 2-эвгеосинклинальные формации каледонид; 3 - миогеосинклинальные формации каледонид; 4 - переработанные блоки каледонид, осложненные раннеорогенными формациями герцинского возраста; 5-7 - наложенные прогибы эпикаледонских орогенных этапов развития, сложенные: 5 - вулканогенной молассой раннего девона; 6-терригенно-вулканогенной молассой среднего-позднего девона с преобладанием: а) кислых вулканитов, б) основных вулканитов, в) терригенных красноцветных отложений; 7 - терригенной молассой позднего девона- раннего карбона.

8-11 - Интрузии: *каледонские:* 8-каледонская монцонит-сиенитовая субформация и 9 - аляскитовая субформация; *герцинские:* 10 - ранняя диорит-гранодиоритовая субформация; 11 - поздняя аляскитовая формация:

12- Разрывные и блоковые структуры: 12 - разломы блоковые (а), внутриблоковые (б), надвиги (в); 13 – Кендыктас-Шуйское гранитоидное поднятие; 14 – структурные блоки подвижной зоны: Жалаир-Найманский (а), Агалатасский (б). 15 - Приилийская зона Жонгаро - Балхашской системы

16 - 35 Рудные формации: *Каледонская ранняя металлоносных черных сланцев.* 16 - *Фация урановосных фтанитов* – рудопроявления: Терексай (1), Табанкара (2), Кенес(3), Наркызыл (4). ***Каледонская поздняя шеелит-молибденит-золото-полиметаллическая.*** 17-*скарновая фация-рудопроявления*: Умуртай (5), Саускен (6), Алга (7) месторождение Тасполы

(8); *Гидротермальная фация (18-22)*: 18 - *Золото-кварцевый минеральной тип*-рудопроявления: Майбулак Новый I (9), Майбулак Новый II(10), Майбулак Восточный (11), Майбулак Золоторудный (12); 19 - *Золото-кварц-турмалин-медно-полиметаллическй минеральний тип:* - рудопроявления Кокпатас Медный (13), Судысай(14); 20 -*Золото-пирит-халькопиритовай минеральный тип:* - месторождение Когадыр VI (100); рудопроявление Участок Рассеянный(15), Смирновская зона (16), Когадыр – I (17), Алдаушы (18), Алтын (19), Керегетас (20), месторождение Древний Курдай (21); 21 - *Кварц-пирит-молибденитовый минеральный тип*– рудопроявления: Восточный Курдай (22), Восточно-Оспановское (23), Оспановское (24), Ешкилисай (25), Майбулак Восточный (26), месторождение Курдай (27), Новое(28); 22 - *Золото-полиметаллический минеральнй тип:* месторождение Гагаринское (29).

Каледонская ранняя молибденит-халькопиритовая: 23 - *Скарновая фация; Гидротермаяьная фация:* 24 - *Медно-порфировый минеральный тип* - рудопроявления: Западно-Шуйское (30), скважины №№ 2719, 2722 (31), Алты-Айгыр (32), месторождение Шуйское (33); 25 - *Жильные и прожилково-вкрапленные проявления* Шатыркульского типа: месторождения Актасты (34), Шатыркуль (35), Унгурли (36), Жайсан (37), Верхнее Теректы (38), рудопроявления Алтын-Казган (39), Герменды (40), 26 - *Стратиформные урановые проявления в пестроцветной терригенной молассе* Д: рудопроявления: Жанылсай (41), Майбулак (42), Урюкты (43), Месторождение Жанатурмыс (44).

Каледонские поздние формации. *Флюорит-иордизит-настурановая*

27 - *урановорудные минеральные типы*: - рудопроявления: Южно-Шуйское (45), Айнар(46), Центральный горст(47), Казал-Кайнар (48), Когадыр-I (17), Когадыр-II (49), Колгуты (50), Акжазык (51), Алма (52), 5-я ферма (53), Бесбулак (54), Северо-Западный Курдай (55), Южный Участок (56), Древний Курдай (21), Восточный Курдай (22), Западная Красногорка (57), Красногорка (58), Карасу (59), Сюгаты (60), Алга (7), Каракундуз (61), месторождение Курдай (27); 28 - *Кварц-флюоритовый минеральный тип:* Таскайнарская группа месторождений (62); 29 - *Пегматит-грейзено-редкометальная формация*,

Минеральний тип ураноносних эйситов - Жадринская группа аномалий (63).

***Герцинская ранняя молибденит-халькопиритовая формация*:** 30 - *Скарново-полиметаллический минеральный тип:* рудопроявление Каракунгей (65), Карасу-II (65), Курчасын (66), Южное (67), Горноникольская группа (68), Коктюбе (69), Жанасай (70), Южное Коктюбе (71), Коктюбе (72), Женичке (73), Суалма (74), Карагаш (75), Жолдысай (76); 31 - *Медно-порфировый минеральный тип* рудопроявленне Узунсу IV (77); 32 - *Ураново-апатитовай минеральный тип*: рудопроявление Узунсу(78).

Эпиорогенная флюорит-галенитовая формация: 33 - *Золото-полиметаллический минеральнний тип*, рудопроявления: Арсенопиритовое (79), Майкайнар (80), Шокпар Восточный (81), Шекенды (82), Каратас Западный (83), месторождения Каратас(84), Шокпар Северный (85); 34 - *Кварц-флюорит-галенитовый минеральный тип*: - рудопроявления Арасан (86), Флюоритовая зона (87), Палые Колгуты (88), Умуртай Южный, Умуртай Геофизический (89), Кривая зона (90), Юртовое (91), Родничковый (92), Ирсу (93), Кокпатас (94), Булак-Айрык (95), Шатырбай (96), Ерменды (97), месторождения Мадьярсу (98), Узунсу (99),

Примечание: штриховым знаком показаны формации и структуры, перекрытые более молодыми образованиями, фиксируемые бурением и геофизическими методами.

Литература

1. *Короновский Н.В., Демина Л.И.* // Геотектоника1999.-№2.
2. *Косыгин Ю.А.* Основы тектоники. - М.: Недра, 1974
3. Карта глубинного тектонического строения Казахстана масштаба 1:2 500 000 (под ред. Даукеева С.Ж., Абдулина А.А., Бекжанова Г.Р. и др.). – Алматы, Комитет ГиОН Мин. ЭиМР РК, 2002.
4. *Ковалев А.А.* Тектоника плит и некоторые элементы металлогенического анализа. – М.: Геология рудных месторождений 1972. № 5,
5. *Ставцев А.А.* О тектонике и металлогении краевых чешуйчато-надвиговых зон в обрамлении древних платформ. - М.:: Геология рудных месторождений, 1976. Т. XYIII, № 1.
6. *Ставцев А.А.* Тектоника и полезные ископаемые зон сочленения древних платформ и подвижных поясов. - М.: Недра, 1983.
7. Тектоническая карта Мира масштаба 1:25000000 (ред. В. Е. Хаин, 1977). Объяснительная записка — «Основные черты тектоники континентов и океанов». М., 1980.
8. *Хаин В.Е.* О механизмах замещения континентальной коры корой океанского типа. Электр. научно-инфор. журнал, //Вестник ОГГГГН РАН" № 2(17), 2001
9. *Неклюдов С.И. и др.* Отчет по поисково-оценочным работам в пределах южной части месторождения Когадыр VI с подсчетом запасов золота по состоянию на 01.07.1992 г. КПГП «Волковгеология», Алматы, 1992 г.
10. *Бабкин Н.Я.* Доизучение перспектив рудоносности Юго – западного Кендыктаса. (Отчет Кендыктасской партии № 55 о результатах прогнозных работ масштаба 1:200 000, проведенных в 1982 - 1987 г.г. по заданию 55-15). г. Алма - Ата, 1987 г. Фонды ВПГО.
11. *Сазонов В.П.* Положение гидротермального уранового оруденения в структурах Кендыктасского региона, его минералого-геохимические особенности и соотношение с геологическими и рудно-метасоматическими формациями (Южный Казахстан). Диссертация. Алма - Ата, 1882г. Фонды ВПГО.

ОСНОВНЫЕ СОБЫТИЙНЫЕ РУБЕЖИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН): ОБЗОР И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Жимулев Ф.И.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия (zhimulev@gmail.com)

Одним из наиболее изученных в геохронологическом отношении районов Центрально-Азиатского складчатого пояса является Кокчетавский массив Северного Казахстана. В его составе выделяется средне-позднепротерозойский гнейсовый фундамент и деформированный, фрагментарно развитый, позднедокембрийский осадочный чехол. Широкую известность в геологической литературе данный регион приобрел во многом благодаря Кокчетавскому метаморфическому поясу высоких – сверхвысоких давлений (HP – UHP) расположенному в северной части массива. Образование пояса связывается с субдукцией континентальной коры и последующей эксгумацией ее метаморфизованных фрагментов [6, 7]. Кокчетавский массив является один из докембрийских континентальных блоков заключенных среди деформированных палеоостроводужных комплексов раннепалеозойского возраста и представлявших собой микроконтиненты. Дугообразно изогнутая цепь отдельных докембрийских блоков протягивается по Казахстану через Северный Тянь-Шань в Китай (Кокчетав-Улутау-Северо-Тяньшанская зона по [1]). Многими исследователями отмечалось сходство геологического строения континентальных блоков этой области, поэтому данные, полученные по Кокчетавскому массиву, могут быть использованы для аналогий с другими блоками этой зоны.

В настоящем сообщении проведен обзор имеющихся на сегодняшний день результатов датирования пород Кокчетавского массива. Выявлены наиболее напряженные периоды геологической жизни массива и проанализировано как различные события отражаются в зеркале изотопного датирования.

Большинство значений возраста, полученных методами изотопной геохронологии по различным геологическим комплексам массива, группируются в интервалы 2 200 – 2 000, 1 250 – 1 050, 535 – 500, 490 – 470, 460 – 400 млн. лет. Рассмотрим названые интервалы подробнее. Формат тезисов не позволяет осветить и даже перечислить все работы, содержащие оригинальные датировки, поэтому автор ссылается на те публикации, которые считает наиболее важными, на имеющиеся обзоры по теме и на самые новые, появившиеся в последние два годы, работы.

2 200 – 2 000 млн лет. Это наиболее древние цифры, фигурирующие в работах по геохронологии региона. Фактически геологические комплексы такого возраста отсутствуют. Значения данного диапазона – модельные возрасты источников для средне-позднепротерозойских ортогнейсов фундамента микроконтинента [11, 20], возрасты отдельных зерен детритовых цирконов из позднедокембрийского осадочного чехла [11], и некоторых ядер цирконов из высокобарических пород [25]. По–видимому данный рубеж можно с долей условности принять за возраст древнейших фрагментов континентальной коры, участвовавших в композитном фундаменте Кокчетавского массива.

1 250 – 1 050 млн лет. В данный интервал попадает наибольшее число датировок различных комплексов Кокчетавского массива. U/Pb возрасты лежащие в данном диапазоне характерны для большинства цирконов из гранито-гнейсового комплекса фундамента массива [5, 9, 12, 15, 17, 19, 20], из кислых

вулканитов [18] и параметаморфических пород [28], а также детритовых цирконов из позднедокембрийского чехла массива [11]. Модельные возрасты раннепалеозойских гранитов, занимающих большую часть массива, также укладываются в этот интервал [22]. Накопление субплатформенного карбонатно-теригенного чехла массива, формировавшегося на континентальном блоке значительных размеров [4], началось несколько позже (около 850 млн. лет назад). Совокупность фактов позволяет заключить, что большая часть комплексов основания массива была сформирована в рассмотренный период.

535 – 500 млн лет Этот интервал хорошо проявлен только в термической истории пород Кокчетавского метаморфического пояса [2, 7, 21, 24 – 30]. Согласно данным работам 535 – 530 млн лет – время пика высокобарического метаморфизма алмазной фации для террейна Кумды-Куль. Эксгумация, и охлаждение пород укладывается в интервал 530 – 500 млн. лет. Не останавливаясь подробно, на метаморфической истории кокчетавского метаморфического пояса, которой посвящено множество детальных исследований, отметим, что отдельные части пояса (выделяемые в качестве террейнов или доменов) отличаются не только петрографическим составом и p-T параметрами. Для каждого из этих террейнов характерен индивидуальный набор фиксируемых геохронологическими методами событий.

490 – 470 млн лет Значения возраста лежащие в данном интервале характерны для различных геологических комплексов региона и имеют широчайшее распространение, но получены преимущественно аргон-аргоновым методом по слюдам из рассланцеванных пород. Раннеордовикский возраст имеют слюды из кварц-гранат-мусковитовых сланцев и слюдитов содержащих эклогиты [3, 8], из высокоглиноземистых сланцев [3], из гнейсов и разгнейсованных гранитах фундамента [7, 11], из кварц-серицитовых сланцев позднедокембрийского чехла массива [6, 7, 10]. Масштабные деформации, сопровождавшиеся развитием слюдистых сланцев, проявились как в породах гнейсового фундамента, не несущих следов высокобарического метаморфизма, так и в породах Кокчетавского метаморфического пояса, а также в осадочных отложениях чехла. Раннеордовикский зеленосланцевый метаморфизм является регрессивным для высокометаморфизованных пород и прогрессивным для карбонатно-терригенных отложений чехла.

460 – 400 млн лет. В этот период были сформированы огромные объемы гранитов, занимающие в современном эрозионном срезе большую часть площади всего массива. Многочисленные датировки получены U/Pb, Rb/Sr и K/Ar методами, хорошо согласуются между собой [13, 14, 16, 22, 23]. Следует отметить, что раннепалеозойское гранитообразование не отразилось существенно на породах рамы. Для метаморфических пород, залегающих в непосредственной близости от крупных гранитных массивов, даже относительно низкотемпературный аргон-аргоновый метод дает заметно более древние значения возраста (490 – 470 млн лет), чем полученные по близлежащим гранитам U/Pb или Rb/Sr методами (от 460 – 400 млн лет в различных интрузивных комплексах). Если наиболее древние граниты, относящиеся к позднеордовикскому зерендинскому комплексу, обнаруживают некоторую конкордантность контактов со структурными элементами рамы, то силурийские и раннедевонские гранитные массивы являются отчетливо постметаморфическими и посткинематическими, имеют резко секущие контакты и субизометриную, округлую форму в плане – например, раннедевонский боровской массив.

Интерпретация. Два наиболее распространенных, сквозных для всех геологических комплексов событийных рубежа часто проявлены в одних и тех же породах, так как выявлены разными методами датирования и фиксируют разные температуры. Большинство датировок

циркона уран-свинцовым методом дает значения 1 250 – 1 050 млн лет. В то время, как вторичный мусковит, развивающийся по сланцеватости в тех же породах имеет возраст 490 – 470 млн. лет. Пример таких соотношений в районе Чаглинского водохранилища рассмотрен в работе [10]. По всей вероятности и среднерифейский и раннеордовикский этапы представляют собой результаты развития коллизионных систем соответствующего возраста. Различие их геологических проявление вызвано вариациями наблюдаемого эрозионного среза. Для рифейской коллизионной системы он рассекает консолидированную кору, а в случае раннеордовикской, на дневной поверхности присутствуют деформированные, осадочные комплексы.

Интересно, что два весьма драматических события в геологической жизни региона, такие как UHP-метаморфизм и эксгумация его продуктов 535 – 500 млн. лет и масштабное раннепалеозойское гранитообразование 460 - 400 млн. лет не имеют сквозного характера относительно разных геологических комплексов. Они проявлены только в геологических телах, напрямую обязанных своим образованием данным процессам. На наш взгляд отсутствие в регионе одновозрастных пику и регрессивной ветви UHP- метаморфизма термических событий служит еще одним доказательством того, что эксгумация продуктов UHP-метаморфизма происходит до жесткой коллизии и вызванных ей масштабных деформаций. По-видимому, отдельные фрагменты глубоко субдуцировавшей коры отрываются и поднимаются вдоль зоны продолжающейся континентальной субдукции («улица с двусторонним движением» в иностранной литературе). Этим же объясняется индивидуальность термической и тектонической истории разных структурно-литологических доменов внутри метаморфического пояса.

Что касается раннепалеозойских гранитов, то можно констатировать, что они внедрялись в «мертвую», остывшую раму, в которой главная фаза структурообразования уже была завершена.

Детальное и всестороннее изучение геохронологии отдельных полигонов позволяет не только глубже понять историю геологического развития определенных регионов, но и выяснить, в какой мере и каким образом разные геологические события высвечиваются методами изотопного датирования.

Литература

1. *Богданов А.А.* Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня // Бюлл. МОИП. отд. геол. 1965. т. XL, №5, С.40 – 69.
2. *Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В.* Новые данные о структурном положение и 40Ar/39Ar возрасте метаморфизма пород средних-низких давлений (даулетской свиты) Кокчетавского метаморфического пояса северного Казахстана и их тектоническая интерпретация // Докл. РАН, 2010, т.434, № 1, С. 82 – 86.
3. *Де Граве И., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., и др.* Раннеордовикский возраст деформаций в Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоне: новые структурные и 40Ar-39Ar данные // Геология и геофизика. 2006, т. 47, № 4, С.445 – 455.
4. *Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Кузнецов Н.Б., и др.* Платформенный этап в докембрийской истории Казахстана: палеотектонические, палеогеографические и геохронологические аспекты // Палеогеография венда – раннего палеозоя Северной Евразии. - Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. С. 159 – 166.
5. *Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Котов А.Б., и др.* Среднерифейские гнейсограниты Кокчетавского массива (Северный Казахстан):распространение, обоснование возраста, структурное положение // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса, Иркутск, 2010, С. 87 – 89.
6. *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., и др.* Кокчетавский массив: деформированная кембрийско - раннеаренигская коллизионно-субдукционная зона // Докл. РАН, 2005, т.402, № 2, С.212 – 216.
7. *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., и др.* Венд-раннеородовикская

геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2006, т. 47, №4, С. 428 – 445.

8. *Жимулев Ф. И., Полтаранина М. А., Корсаков А. В., и др.* Структурное положение и петрология эклогитов позднекембрийско-раннеордовикской Северо-Кокчетавской тектонической зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2010, т. 51, №2, С. 240 – 256.
9. *Жимулев Ф.И., Глорие С., Буслов М.М., и др.* Среднепротерозойский возраст формирования континентальной коры Кокчетавского микроконтинента (Северный Казахстан) по данным U/Pb датирования цирконов // Материалы Пятой Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле, Новосибирск 2010http://sibconf.igm.nsc.ru/sbornik_2010/03_geochemistry/345.pdf
10. *Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Травин А.В., и др.* Ранне-среднеордовикская покровно-чешуйчатая структура зоны сочленения Кокчетавского HP- UHP метаморфического пояса и Степнякской палеоостроводужной зоны (Северный Казахстан)// Геология и геофизика. 2011, №1, С.
11. *Летников Ф.А., Ватанабе Т., Котов А.Б., и др.* К вопросу о возрасте метаморфических пород Кокчетавской глыбы (Северный Казахстан) // Докл. РАН, 2001, т. 381, №4, С.518 – 521.
12. *Летников Ф.А., Халилов В.А.* К проблеме датирования тектонитов в зонах глубинных разломов // Докл. РАН, 1994, т. 334, №3, С. 352-355.
13. *Летников Ф.А., Костицын Ю.А.* Rb-Sr-датирование анатектических гранитов балкашинского комплекса (Кокчетавская глыба, северный Казахстан) // Докл. РАН. 2002, т.387, № 3, С.378 – 381.
14. *Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., и др.* Позднеордовикские гранитоиды Северного Казахстана: U-Pb-возраст и тектоническое положение // Докл. РАН. 2009, т. 424, №2, С. 222 – 226.
15. *Летников Ф.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шершакова М.М., и др.* Гранодиориты гренвильского этапа на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан) // Докл. РАН. 2007, т.417, № 2. С.221 – 224.
16. *Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., и др.* Силурийские граниты Северного Казахстана: U-Pb возраст и тектоническая позиция //Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, т.17, №3, С. 46 – 54.
17. *Розен О.М., Краснобаев А.А.* О возрасте гнейсов кокчетавского массива // Бюлл. МОИП., 1966, т. XLI, С.71 – 76.
18. *Третьяков А.А., Котов А.Б., Летников Ф.А., и др.* Гренвильские магматические комплексы Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Иркутск, 2009, С. 114-115.
19. *Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Розен О.М., и др.* О гренвильской фазе магматизма в северном Казахстане // Геохимия. 1970, №1, С.112 – 116.
20. *Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В.* Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Иркутск, 2009, С. 114-115.
21. *Херман Дж. Рубатто Д., Корсаков А.В., и др.* Возраст метаморфизма алмазоносных пород: U-Pb SHRIMP изотопное датирование цирконов Кокчетавского массива // Геология и геофизика. 2006, т. 47, № 4, С.513 – 521.
22. *Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Голубев В.Н., и др.* Вертикальная и латеральная неоднородность коры Северного Казахстана: данные геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов // Геотектоника 2001, №5, С. 26 – 44.
23. *Шатагин К.Н.* Возраст и происхождение гранитоидов зерендинского батолита в Северном Казахстане по результатам Rb-Sr-изотопного исследования // Докл. РАН. 1994, т. 336, №5, С. 674 – 676.
24. *Шацкий В.С., Ягоутц И., Козменко О.А., и др.* Возраст и генезис эклогитов Кокчетавского массива. // Геология и геофизика. 1993, № 12, С. 47-58.
25. *Claoue-Long J.C., Sobolev N. L., Shatsky V. S., Sobolev A.,V.* Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR. // Geology. 1991, V.19, pp.710–713.
26. *Hacker B.R., Calvert A., Zhang R.Y., Ernst W.G., Liou J.G.* Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure diamond-bearing

metasedimentary rocks of the Kokchetav Massif, Kazakhstan ? // Lithos. - 2003. - V.70. - pp. 61-75.

27. *Herman J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V*. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan) // Contrib. Mineral. Petrol., 2001, V.141, pp.66 – 82.
28. *Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K., Sano Y.* Ion micro-probe U-Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // Earth and Planetary Science Letters., 2001, V .188, pp. 185-198.
29. *Ragozin A. L., Liou J. G., Shatsky V.S., Sobolev N.V*. The timing of partial melting in the Kumdy-Kol region (Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan) // Lithos, 2009, V.109, pp. 274 – 284.
30. *Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M.* Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // Contrib. Mineral. Petrol., 1999, V.137, pp.185-205.

СРЕДНЕОРДОВИКСКИЙ U/Pb ВОЗРАСТ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА (ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Жимулев Ф.И.[а], Буслов М.М.[а], Глорие С.[б], Де Граве Й.[б], Фидлер М.А.[а], Измер А[б].

[а] *Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*
[б] *Гентский университет, Гент, Бельгия*
(*zhimulev@gmail.com*)

Геологическое строение Тункинских гольцов Восточного Саяна характеризуется сложной покровно-складчатой структурой, которую слагают позднедокембрийские и нижнепалеозойские терригенные, вулканогенные и карбонатные породы метаморфизованные в различной степени [4,5]. Общепризнано, что складчато-покровная структура Восточного Саяна, в том числе его юго-восточной части, выделяемой в Тункинский террейн [4] или Ильчирскую зону [19], сформировалась в ордовике в результате аккреции Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ) к Сибирскому кратону.

Вместе с тем, детально изученная покровная структура восточной части Тункинских гольцов (Аршанский участок) [14, 15, 20] имеет позднекарбоново-раннепермский возраст [6]. В работе [14] на основании данных кинематического, динамического анализа и результатах $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопного датирования синтектонических минералов были выделены следующие этапы формирования деформационной структуры района: 316-310 млн. лет – покровный, 305-303 млн. лет покровно-складчатый и 286 млн. лет – сдвиговый. Формирование покровно-складчатой структуры района происходило одновременно с активизацией Главного Саянского разлома, являющегося границей между Сибирской платформой и складчатыми комплексами Алтае-Саянской области. Позднекарбоновый возраст имеют синтектонические метасоматиты в зоне Главного Саянского разлома [17]. В зоне разлома выявлено несколько генераций гранитных жил, самые древние из которых – раннекарбоновые, самые молодые – раннепермские [16]. В центральной части Тункинского террейна проявлен зональный метаморфизм позднекарбонового возраста [3]. Наблюдаемые геологические соотношения подтверждают результаты изотопно-геохронологического датирования. В районе р. Толта и Бугутай, к северо-западу от с. Аршан, пакет тектонических пластин различного состава перекрывает по пологому надвигу красноцветные конгломераты и песчаники сагансайрской свиты. На основании многочисленных находок отпечатков растений, чешуи рыб, спор и пыльцы растений установлен пермский возраст свиты [7].

Отложения сагансайрской свиты в регионе образуют асимметричные, клиновидные мульды, частично перекрытые надвигами северной вергентности (например, Сангансайрская синклиналь) [2], поэтому широкое распространение позднепалеозойских (C_3 – P_1) надвигов и тектонических покровов в Тункинских гольцах Восточного Саяна можно считать доказанным. Ряд позднепалеозойских событий в геологической истории Прибайкалья рассмотрен в работе[12].

В то же время не вызывает сомнений важная роль более древних, раннепалеозойских покровных деформаций, субсинхронных гранулитовому метаморфизму слюдянского метаморфического комплекса [9, 10] и ряду других геологических событий вызванных аккрецией ТММ к Сибирскому кратону. В западной части Тункинских гольцах Восточного Саяна датирование запечатывающих складчато-покровную структуру гранитов мункусардыкского комплекса позволило определить, что покровная структура в зоне коллизии ТММ с Сибирским кратоном была сформирована уже к раннему ордовику [13]. В пределах

Аршанского участка Тункинских гольцах Восточного Саяна два этапа покровообразования хорошо читаются в геологической структуре. Нижний и верхний пакеты тектонических пластин разделены пермской сагансайрской свитой, которая служит неоатохтонным комплексом для нижнего пакета и перекрыта по надвигу верхним аллхтоном.

Конгломераты свиты в верховьях ручья Бухота залегают на размытой поверхности микроклиновых гранитов зун-муринского [8] (сархойского [8], саянского [18]) комплекса. Гранитные массивы зун-муринского комплекса запечатывают складчатую структуру, образованную тектоническими пластинами метатерригенной верхнешумакской и карбонатной горлыкской свитами. Породы названных свит, вблизи контакта с гранитами несут следы изменений. Для них характерно ороговикование, мраморизация известняков и доломитов, мигматизация, инъецирование апофизами, формирование контактовых магматогенных брекчий. Шумакская и горлыкская свиты рассматриваются как осадочный чехол ТММ [11]. Их возраст определяется как венд-нижнекембрийский [1, 11]. Описанные взаимоотношения показывают, что до накопления сагансайрской свиты, была сформирована покровно-складчатая структура, в состав которой входят горлыкская и верхнешумакская свиты, после чего произошло внедрение гранитов зун-муринского комплекса. Затем верхняя часть данного сооружения была эродирована, и на дневную поверхность были выведены запечатывающие структуру гранитные массивы. Возраст формирования древней покровно-складчатой структуры в данном районе оставался неопределенным, так как все изотопно-геохронологические определения возраста пород из нижнего структурного этажа сделанные аргон-аргоновым методом датировали позднепалеозойские события [6]. Комплекс геолого-структурных и геохронологических данных свидетельствует, что в позднем палеозое породы древнего структурного этажа подверглись ретроградному метаморфизму, а структура была сильно преобразована. Для определения возраста первого этапа деформаций мы датировали запечатывающие граниты зун-муринского комплекса. В составе комплекса выделяется три фазы внедрения, первая сложена кварцевыми диоритами, вторая – гранодиоритами, биотитовыми и двуслюдяными гранитами, третья – микроклиновыми гранитами, лейкократовыми гранитами и граносиентиами [18]. В плане форма массивов неправильная, вытянутая по простиранию складчатых структур. В краевых частях массивов наблюдаются первичные линейные и гнейсовидные текстуры. Гнейсовдиность совпадает с ориентировкой вмещающих пород. Контакты тел крутопадающие. Становление массивов происходило на завершающем этапе складчатости вмещающих пород. Образец розовых микроклиновых гранитов третьей фазы (№ Т09051) был отобран с горы Трехглавой в верховьях р. Кынгарга, к северу от с. Аршан. Координаты места отбора N 51° 58’ 08’’ E 102 ^{o} 22’ 13’’. Порода имеет розовый цвет, массивную текстуру и среднезернистую, гранитную структуру. Минеральный состав: микроклин 35-40 %, кварц 35 – 40%, кислый плагиоклаз 15 – 20%, биотит – 5-7%. Для датирования было выбрано около 50 зерен циркона, содержащих наименьшее число включений и трещин, в которых было отмечено 20 точек-мишеней для лазерной абляции. Циркон представлен полупрозрачными розовато-коричневыми идиоморфными кристаллами призматического и длиннопризматического облика ($К_{удл}$=3-3,5). Размер зерен 250 – 300 мкм в длину. В катодолюминесцентных лучах (CL) наблюдается четкая осциляторная зональность. CL-фотографирование проводилось на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6400 SEM. Датирование осуществлялось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на установке LA-ICP-(SF)-MS на факультете аналитической химии Гентского Университета (Бельгия). Определение U(Th)/Pb отношений проводилась на

детекторах Thermo Scientific Element XR Sector Field ICP-MS. Каждая последовательность включала 50 точек образца, 13 первичного и 5 вторичного стандарта. Предварительная обработка данных проводилась с использованием программы PepiAGE, окончательный конкордантный возраст был вычислен с помощью программы Isoplot.

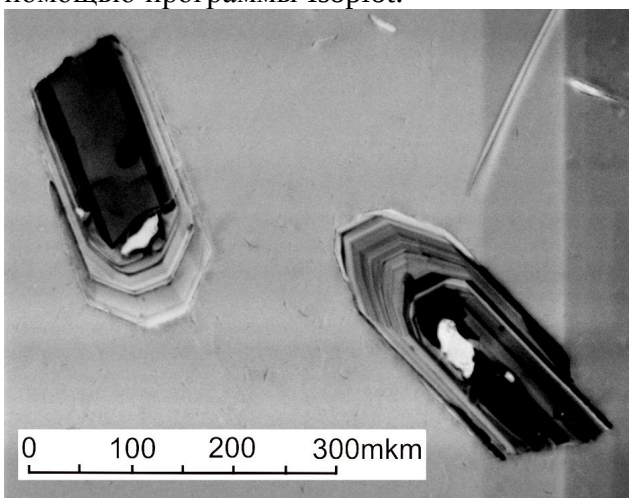


Рис. 1. Фотография зерен циркона из образца Т09051 в катодолюминесцентныхлучах

Циркон из лейкократовых гранитов зун-муринского комплекса имеет конкордантные значения возраста 462,6±7,8 млн лет (СКВО=0,34, вероятность 0,56).

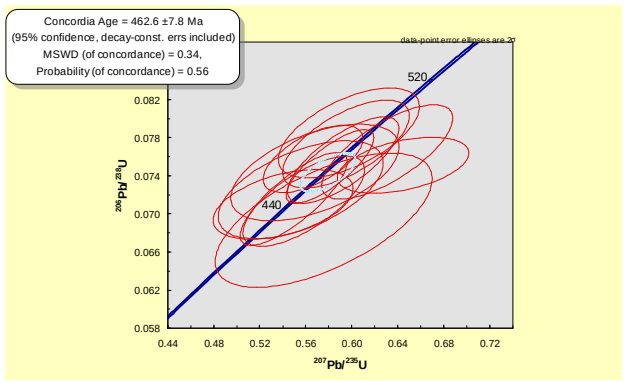


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из образца Т09051

Полученное нами значение несколько моложе, чем возраст гранулитового метаморфизма слюдянского метаморфического комплекса (481±2 млн. лет), и прорывающих его постметаморфических кварцевых сиенитов (474±5 млн. лет) [10], а также гранитов мункусардыкского комплекса (481±2 млн. лет) [13]. Большинство датировок для породных комплексов прибайкальского коллизионного метаморфического пояса лежит диапазоне 500 – 475 млн. лет [9]. Следует учитывать, что нами определен возраст самой поздней фазы внедрения, локализованной в породах зеленосланцевой фации метаморфизма.

Таким образом, датировав граниты, запечатывающие одни пакет пластин и перекрытые другим, удалось установить наличие досреднеордовикской складчатости и покровообразования в районе, где ранее уже были установлены позднепалеозойские покровы и складчатость. Наблюдаемая структура складчатой области является результатом, по меньшей мере, двух крупных орогенных этапов. Первый из которых связан с аккрецией террейнов к окраине Сибирского континента, а второй, с внутриконтинентальным орогенезом. Обращает на себя внимание, что позднепалеозойские деформации, определившие структурный план района, оторваны во времени от накопления осадочных и вулканических комплексов Тункинского хребта. Это резко отличает герцинский орогенный этап от каледонского. Герцинский орогенез в регионе происходил во внутриконтинентальных условиях, далеко от континентальных окраин, где происходили аккреционные события. Можно предположить, что структура данного района была сформирована в позднем карбоне – перми, вследствие крупной коллизии, деформации от которой распространились на значительное расстояния вглубь континента, что привело к реактивации каледонского аккреционно-коллиизинного складчато-покровного сооружения. Современным аналогом орогенов подобного типа могут служить горные сооружения Альпийско-Гималайского пояса, возникшие на месте более древних складчатых поясов в результате Индо-Евразиатской коллизии.

В данном сообщении использованы материалы работы Александра Борисовича Рябинина трагически погибшего 7 января 2010 года в снежной лавине при спуске с

перевала Иванникова (Тункинские гольцы) в возрасте 26 лет. Им была подготовлена к защите кандидатская диссертация, в которой дано детальное описание геологической структуры района, проведен ее кинематический и динамический анализ. Результаты этой работы, обязательно будут опубликованы в ближайшем будущем.

Работа выполнена при поддержке ИГМ СО РАН (проект ВМТК)

Литература

1. *Анисимова С.А., Гелетий Н.К., Бараш И.Г.* Биофациальная характеристика осадочного чехла восточной окраины Тувино-Монгольского микроконтинента // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Т.1, Иркутск, 2010.С. 19-20.
2. *Арсентьев В.П.* Объяснительная записка к листу N-47-XXXVI геологической карты СССР, м. 1:200 000, серия Восточно-Саянская, М., 1969. 73с.
3. *Беличенко В.Г., Боос Р.Г., Колосницина Т.Н., и др.* Новые данные о возрасте метаморфической серии Тункинских гольцов (Восточный Саян) // Докл. АН СССР. 1988,. т. 301, № 2,С. 402-405.
4. *Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К. и др.* Тувино-монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика, 2003, т. 44, №6, С. 554-565.
5. *Босс Р.Г.* Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. // Новосибирск, Наука, 1991, 143 с.
6. *Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И. и др.* Проявление позднекарбоново-раннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // Докл. РАН, 2009, т. 428, №4, С.496-499.
7. *Бутов Ю.П., Минина О.Р., Неберикутина Л.М., и др.* Сагансайрская свита – эталон позднепалеозойско-мезозойской молассы бурятского Восточного Саяна // Вестник Воронежского университета, геология, 2001, №12, С.87-101.
8. *Вилор Н.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И.* Эндогенные формации восточной части Тункинских гольцов (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 1991, №7, с .17-26.
9. *Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П. и др.* Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Дкол. РАН, 2000, т. 374, №1, С. 79-84.
10. *Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З. и др.* О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов.// Петрология, 1997, т.5, №4, С. 380-393.
11. *Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К.* Карбонатные отложения венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента //Литология и полезные ископаемые, 2005, №2, С. 192-204.
12. *Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П. и др.* Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое //Геология и геофизика, 2010, № 5, С. 615-628
13. *Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Бараш И.Г. и др.* Верхняя возрастная граница аккреции террейнов северо-западной части восточного сигмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2007, т.414, № 4, С. 79-83.
14. *Рябинин А.Б.* Позднепалеозойская покровно-складчатая структура юго-западного обрамления Сибирского кратона (Тункинские гольцы Восточного Саяна // диссертация канд. геол-минер. наук, Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2009, 126с.
15. *Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И.* Позднепалеозойская покровно-складчатая структура Тункинских гольцов Восточного Саяна: структурные и геохронологические данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Иркутск, 2009, т.2, С. 57-58.
16. *Савельева В.Б., Ларионов А.Н., Травин А.В., и др.* Возраст и геодинамическая позиция гранитоидов юго-восточной части Главного Саянского разлома // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Иркутск, 2010, т.2, С. 64-66.
17. *Савельева В.Б., Травин А.В., Зырянов А.С.* ^{40}Ar-^{39}Ar датирование метасоматитов в зонах глубинных разломов краевого шва Сибирской платформы // Докл. РАН, 2003, т.391, №4. С. 523-526.

18. *Самбург А.Л.* Объяснительная записка к листу М-48-I геологической карты СССР, м. 1:200 000, серия Восточно-Саянская, Москва 1971, 66с.
19. *Федотова А.А., Хаин Е.В.* Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир. 2002. 176с.
20. *Ryabinin A.B., Zhimulev F.I., Buslov M.M.,* Late Carboniferous – Early Permian intracontinental orogeny in the eastern part of the Altai-Sayan fold zone (South Siberia, Russia): structural data and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology // Geophysical Research Abstracts, Vol.12, EGU 2010-1774.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КЛАССИФИКАЦИИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ КАЗАХСТАНА

Жолтаев Г.Ж.

Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева,Казахстан, Алматы, (ignkis@mail.ru)

В литературе существует несколько десятков тектонических схем строения рассматриваемого региона (рис.1), которое можно объединить в две большие группы по теоретической концепции, приятной за основу. Первая группа тектонических карт основана на концепции геосиниклиналей фиксисткого толка (А.Л.Яншин, А.А.Абдуллин, Н.В.Неволин, Р.Г.Гарецкий и др.) согласно которой земная кора сформировалась в результате каледонской, герцинской и альпийской фаз складчатости, когда соответствующего возраста геосинклинальные системы закрывались и претерпевали складчатость и подъем. Расположенные здесь Северо-Устюртский и Карабогазский блоки рифейского возраста рассматриваются как срединные массивы в системе геосинклиналей, которые по завершении геосинклинального процесса были припаяны к древней Восточноевропейской платформе. По возрасту самой молодой геосинклинальной системы устанавливается возраст консолидации фундамента, и поэтому выделяются так называемые молодые платформы - Скифская и Туранская. Однако новейшие геологические и геофизические материалы по молодой Туранской платформе свидетельствуют, что доля участков с дислоцированными палеозойскими отложениями составляет менее 30% площади и они вытянуты в узких зонах между древними блоками докембрийского возраста (рис.1). Это не позволяет говорить об имевшим место едином Урало-Монгольском геосинклинальном поясе, который занимает всю территорию. Региональные геофизические исследования и новые материалы изучения фанерозойских складчатых систем Евразии значительно изменили существовавшее мнение о строении молодых платформ. В частности, в пределах древних срединных массивов рифейского возраста картируются недислоцированные палеозойские отложения толщиною до 3-4 км, что не подтверждает тезис о повсеместной палеозойской складчатости.

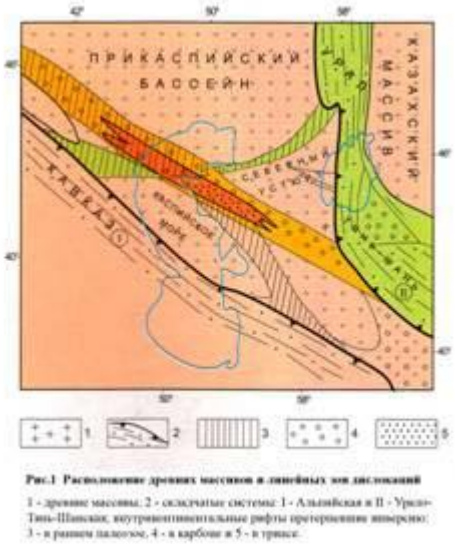


Рис.1 Расположение древних массивов и линейных зон дислокаций

1 - древние массивы, 2 - складчатые системы: I - Альпийская и II - Урало-Тянь-Шаньская; внутриконтинентальные рифты претерпевшие инверсию: 3 - в раннем палеозое, 4 - в карбоне и 5 - в триасе.

Вторая группа тектонических карт составлена с позиции тектоники плит (Л.П.Зоненшайн, М.И.Кузмин, Л.М.Натапов, В.С. Шейн) с выделением многочисленных микроконтинентов, разделенных в палеозое палеоокеанами.

Предполагается, что в конце палеозоя они в результате горизонтальных перемещение столкнулись и в итоге, примкнули к Восточноевропейскому континенту.

Зоны дислокаций палеозоя между древними микроконтинентами узкие и вытянуты на большие расстояния. Они не отличаются активным магматизмом, сильной дислоцированностью пород, и устанавливаемые зоны надвигов по морфологии скорее напоминает инверсионные структуры, чем шарьяжные пластины. Эти особенности строения были давно замечены узбекскими учеными, которые назвали их зонами пластичной складчатости (А.М.Акрамходжаев) во многих зонах, где палеозой дислоцирован, не наблюдается характерных признаков зоны субдукции.

В настоящее время в применении основных положений теории тектоники плит при анализе региональных геологических процессов с масштабом в сотни километров наблюдается две тенденции. Одни исследователи пытаются описать региональные процессы методами классической теории тектоники плит в первоначальном варианте, разделяя основные литосферные плиты на микроплиты размерами 150х200 км, что сопоставимо с толщиной континентальной литосферы. Как справедливо заметили Л.И.Лобковский, такие трехмерные тела неправомерно рассматривать как тонкие плиты (они скорее напоминают литосферные “кубики”), и, следовательно, к ним нельзя применять математический аппарат тектоники плит, вводя полюса относительного вращения микроплит и т.д.

Сторонниками этого направления интерпретации геологических и геофизических материалов по рассматриваемой территории являются Л.П.Зоненшайн, Л.Н.Кузьмин и др. по их построениям Северо-Устюртская, Карабогазская и Каракумская микроплиты в девоне и карбоне отделялись от Восточноевропейской плиты океаном шириной 4000-5000 км. К этой группе исследователей относятся В.М.Пилифосов и Э.С.Воцалевский (1996), которые полагают, что сочленение Прикаспия с Северным Устюртом происходит по зоне субдукций, происшедшей в визе при закрытии океана.

Вторая группа тектонистов (Л.И.Лобковский, В.Е.Хаин, В.Г.Трифонов, Г.Ж.Жолтаев, S.H.Kirbi, A.K.Kronenberg, G.Ranalli, D.C.Murphy) принимают многоярусный вариант проявления тектоники плит, что позволяет успешно преодолевать трудности при анализе геологических процессов регионального масштаба, внутриплитных движений и деформаций.

Концепция двухъярусных тектоники плит (Жолтаев, 1992) является результатом взаимного обогащения двух теории тектоники плит в классическим варианте и теории тектонической расслоенности литосферы, которая разрабатывалась начиная с шестидесятых годов, в геологическом Российской академии наук под руководством академика А.В.Пейве. он пришел к заключению, что материал отдельных частей тектоносферы в латеральном направлении перемещается дифференцированно, т.е. с разной скоростью. Поэтому следует признать большую роль дифференцированных латеральных перемещений масс как по основанию коры, так и внутри нее.

Тектоническая расслоенность литосферы в последующем была подтверждена при изучении тектонических покровов, распределения гипоцентров землетрясений, реологической стратификации литосферы. На рис.2 приведен профиль обобщенной прочности континентальной литосферы из работы В.Е.Хаина и Л.И.Лобковского (1990). На нем точечной линией изображено сопротивление среды хрупкому разрушению, отвечающей обобщенной прочности верхнего слоя коры (I), «холодной» части нижней коры (II) и квазижесткой части подкоровой мантии (III). Обращает внимание нижная часть нижней коры (II’) представляющая коровой астенослой, проявляющая вязкопластиеские свойства, и нижняя квазивязкая часть (III’) подкоровой мантии, постепенно переходящая в астеносферу.

Движение Восточноевропейско-Туранской, Кахастанской и Африканской литосферных плит в палеозое, определивших крупный микрорисунок тектонического строения рассматриваемой территории, происходила по астеносферному слою, т.е. на уровне нижней подкоровой (верхнемантийной) системы. Поэтому на палеограницах этих крупных палеолитосферных плит мы находим следы спрединга, субдукции и коллизии. Что касается микроплит Северо-Устюртской, Карабогазской, Каракумской и других, то они образовались вследствие внутриконтинентального рифтинга, проиходившего на уровне внутрикорового астенослоя.

По результатам сейсмопрофилирования методом отраженных волн известно, что разломы в кристаллическом фундамента Украинского щита систематически изменяют наклон от крутых у земной поверхности через средние (30-35%) на глубинах от 2 до 5 км до пологих и почти горизонтальных на уровне корового волновода. Описывая строение Днепровско-Донецкой впадины, Припятско-Репетского линеамента, многие тектонисты (Р.Г.Гарецкий, Р.Ю.Айзберг, В.И.Паталаха и др.) особо подчеркивают листрическую их форму, когда крутые ограничивающие рифтовую систему разломы выполаживаются до горизонтального на уровне верхнего корового астенослоя.

Трудами многих тектонистов, детально изучивших тектоническую расслоенность литосферы на Евразийском и Северо Американском континентах, доказано, что земная кора и верхняя мантия оказываются нарушенными не только вертикальными и наклонными, но и субгоризонтальными зонами контрастных тектонических движений астенослоя и астенолинзами, разделяющими более прочные пластины и блоки с различным стилем деформации.

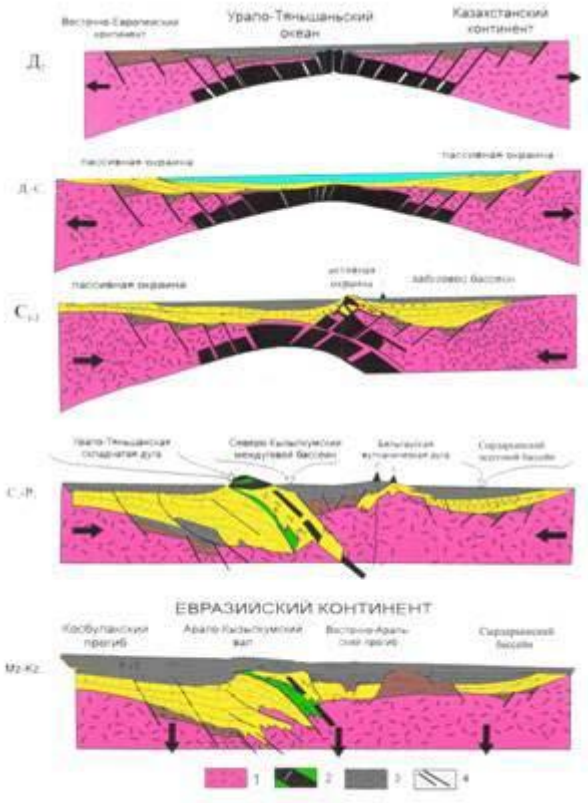


Рис.2. Геодинамическая эволюция Урало-Тяньшанского палеоокеана (Г.Жолтаев, 1992 г.)
1 - древний фундамент, 2 - океаническая кора, 3 - осадочные отложения, 4 - разломы

Исходя из вышеизложенного, можно полагать, что и формирование литосферы рассматриваемой территории обусловлено тектоническими движениями двух

различных масштабов, происходившими на различных уровнях: глобальными – на уровне астеносферы и региональными – на уровне корового астенослоя.

В региональном плане вся рассматриваемая территория располагается в пределах палеозойского возраста литосферной плиты, которую можно назвать Восточноевропейско-Туранской (Г.Ж.Жолтаев, 1998). Она занимает значительную часть Евразийского континента и испытала сложное развитие. Внутри плиты существовало несколько рифтогенных зон. В частности, Южно-Эмбинское поднятие, которое принималось некоторыми исследователями как зона субдукции, является результатом инверсии внутриконтинентального рифта позднедевонско-турнейского возраста. Формиование этой рифтовой системы происходило на уровне верхнего астенослоя, и она не развивалась в океаническом режиме.

Восточноевропейско - Туранская литосферная плита ограничивалась на востоке Урало-Тянь-Шаньским палеокеаном, существование которого теперь не вызывает ни у кого из геологов сомнений (рис. 2). В формировании и развитии океана выделяются три цикла, последний из которых начинается в девоне. Он достаточно полно обоснован фактическими данными по результатам изучения на обнажениях, в разрезах скважин и по геофизическими материалам.

Девонского возраста офиолиты, изученные в шарьяжных пластинах, четко фиксируют зону субдукции Восточноевропейско-Туранской плиты под Казахстанскую плиту. Пиллаулавы параллельные дайки девонского возраста широко известны на Южном Урале и в Берчогурской синклинали.

На юге Восточноевропейско-Туранская плита в палеозое ограничивалась океаном Палеотетис, который достаточно полно изучен и широко известен в литературе. Эти два палеозойского возраста палеоокеана – Урало-Тянь-Шаньский и Палеотетис– ограничивали древнюю Восточноевропейско-Туранскую литосферную литосферную плиту на уровне астеносферного слоя Земли. В этих границах на различных этапах развития присходило образование внутриконтитентальных рифтов на уровне верхнего астенослоя, разделявших южную и юго-восточную части древней литосферной плиты на отдельные блоки различной величины. Этими блоками являлись Северо-Устюртский, Карабогазский, кумсешбенский, Каракумский, Среднекаспийский, Украинский с его погребенным восточными продолжением на Ставропольском поднятии и восточнее продолжением на Ставропольском поднятии и восточнее его в сторону Каспийского моря. Разделяющие их узкие зоны, дислоцированного палеозоя является не чем иным, как внутриконтинентальными рифтами, формировавшимися в позднем девоне и турне (Южно-Эмбинский под влиянием Урало-Тянь-Шаньского океана и Днепровско-Донецкий под влиянием Палеотетиса), в карбоне – ранней перми (Карпинский и Бозашинский), в перми и раннем триасе (Мангышлакский) под влиянием Палеотетиса.

В поздней перми и раннем триасе в связи с образованием нового океана южная часть региона испытала растяжение, и как следствие этого формировались многочисленные грабены параллельно простиранию Мезотетиса. Одной из крупных структур растяжения этого времени бяла Мангышлакская система. Внутриконтинентальный рифтогенез продолжается до средней юры с перерывами. В средне – и позднеюрское время практически вся южная часть рассматриваемой территории испытывает значительное опускание, образуя внутриконтинентальные и надрифтовые седиментационные бассейны, которые соединялись с Мезотетисом через Предкавказско-Мангышлакский и Амударьинский проливы. В течение мелового периода по северной периферии происходит закрытие Мезотетиса и столкновение Евразийской плиты с

Африкано-Аравийской вследствие чего формируются Кавказская и Копетдагская системы складчатостей и Южно-Каспийский осадочный бассейн.

В течение девона и карбона вся восточная часть Восточно-Европейской плиты, включая Северо-Устюртскую плиту, представляла пассивную, западную в современных координатах, континентальную окраину палеоокеана с характерным условием осадконакопления и характерными изменениями толщины осадков и фауны. Начиная с позднего девона вследствие образования Южно-Эмбинского внутриконтинентального рифта, отколовшего Северный Устюрт от Восточно-Европейской плиты, более подвижная, более активная тектоническая обстановка Северо-Устюртского микроконтинента, несомненно, отразилась в характере и полноте разрезов палеозоя на различных его частях. В этот период геодинамическая обстановка пассивной континентальной окраины существовала и на восточном, в современных координатах, борту Казахстанской плиты, охватывающей территорию Торгайского и Сырдарьинского бассейнов.

На фоне общего разрастания дна океана происходили активные тектонические движения по палеотрансформным разломам, которые картируются сейсмикой как на Северном Устюрте, так и на Сырдарьинской впадине. Столкновение Урало-Тобольской микроплиты с Казахстанской привело к закрытию восточной ветви Уральского океана значительно раньше, чем западной, и образованию Денисовской зоны офиолитов, надвинутой впоследствии на западный борт Торгайского бассейна.

Следствием столкновения явилось изменение условий осадконакопления, смена фации пассивных окраин вверх по разрезу орогеннои с преобладанием терригенных осадков с конгломератами, состоящими из галек эффузивов и известняков девона и нижнего карбона, и активным проявлением вулканизма с образованием Валериановской, Бельтауской и Кураминской вулканических дуг в среднем и позднем карбоне и перми. Осадконакопление происходило в условиях задуговых бассейнов с постепенным сокращением, по мере на Северном и Южном Торгае и Сырдарье накопления осадков, площади водного пространства.

Смена растяжения - этапа спрединга на сжатие в рассматриваемом участке палеоокеана -Южный Урал - Султануиздаг - Тянь-Шань происходило в конце девона и в раннем карбоне. Она сопровождалась формированием островных дуг и резкой сменой геодинамических условий осадконакопления. В это время, вероятно, Уральские и Султануиздагские островные дуги объединились в одну складчатую систему, дугообразно развернутую на восток. В конце раннего карбона терригенный комплекс зилаирской (изембетской) серии на Южном Урале и казансайской серии на Султануиздаге с аллохонтовым пластинами сакмарской (кокпектинской) на Южном Урале и каратауской на Султануиздаге были надвинуты на запад на край Восточно-Европейской плиты (Северо-Устюрской микроплиты), образуя современную картину соотношения.

К концу палеозоя вследствие столкновения двух литосферных плит Урало-Тянь-Шаньский палеоокеан перестал существовать и на его месте образовалась одноименная складчатая система, состоящая из островной складчатой и вулканической дуг на краю надвигавшейся Казахстанской плиты. Окончательно формируются осадочные бассейны со сложными соотношениями между собой и со смежными структурными элементами литосферных плит. Можно выделить три типа бассейнов, образовавшихся в совершенно различных геодинамических условиях. Краевой Северо-Устюрский бассейн, в пределах одноименного блока Восточно-Европейской плиты, развивался в девоне и карбоне в режиме пассивной континентальной окраины Уральского океана, в конце карбона и в начале перми на восточный борт этого бассейна была надвинута Арало-Кызылкумская

складчатая дуга, а в поздней перми и в начале триаса он являлся ареной накопления преимущественно красноцветных терригенных осадков, сносимых со складчатых систем и с Казахстанской плиты, занимавшей гипсометрически приподнятое положение. С триаса начинается новый этап развития бассейна уже в составе Евразиатской молодой литосферной плиты, на развитие которого значительное влияние оказывали тектонические движения, происходившие со стороны Мезотетиса. В современных структурных планах мезозоя и кайнозоя в пределах Северо-Устюрского палеозойского краевого бассейна выделяются Кашкаратинский, Косбулакский и Барсакельмесский прогибы и Кассарминское подняти. Прогибы характеризуется со значительными толщинами - 4000-5000 м осадочного накопления, преимущественно прибрежно-морского и морского происхождения, округлой формой и большими размерами по сравнению с одновозрастными прогибами, образовавшимися в пределах Казахстанской палеозойской плиты.

На западном склоне Казахстанской плиты, развивавшейся в девоне и раннем карбоне в режиме пассивной континентальной окраины, к концу палеозоя формируются задуговые Сырдарьинский и Торгайский бассейны. Для них характерно то, что карбонаты девона и нижнего карбона, образовавшиеся в условиях открытого шельфа, вверх по разрезу сменяются терригенными и вулканогенно-терригенными осадками верхнего палеозоя -этапа сближения и столкновения двух плит. Эти две части разреза соответствуют двум важным геодинамическим условиям, которые сменили друг друга в течение палеозоя. Поэтому при изучении и оценке перспектив нефтегазоносности задуговых бассейнов эти особенности развития необходимо учитывать должным образом. В мезозое и кайнозое в пределах задуговых бассейнов образуются грабены. По некоторым разломам, их ограничивающим, происходили излияния базальтов. В грабенах происходило лавинное осадконакопление со скоростью в среднем 140 метров в миллионы лет и, как правило, к концу юры они соединялись в единый осадочный бассейн, как Южно-Торгайский. В пределах подобных бассейнов именно грабен-синклинали служат автономными очагами генерации углеводородов.

Между Арало-Кызылкумской складчатой и Валериановско-Бельтау-Кураминской вулканической дугами формировался к концу палеозоя междуговой Северо-Кызылкумский бассейн, заполненный эффузивно-терригенными образованиями. На уровне мезо-кайнозоя этот бассейн охватывает Восточно-Аральский и Таджиказганский прогибы, которые, в свою очередь, объединяют несколько грабен-синклиналей, заполненных триас-юрскими образованиями, подобно Южно-Торгайской.

ГЕОДИНАМИКА И РУДОНОСНОСТЬ КЕНДЫКТАС-ЗАИЛИЙСКОГО РЕГИОНА

Жунусов А.А., Аршамов Я.К.

Казахский национальный технический университет имени К.И.Сатпаева, г. Алматы, Республика Казахстан
(zhunussov44@mail.ru)

Кендыктас-Заилийский регион представляет докембрийско-каледонский микроконтинет, активизированный в герцинский геодинамический цикл [1].

Изучаемый регион отличается несколькими этапами геодинамического развития с характерными для них рудными специализациями. Выделяются раннекаледонский, позднекаледонский, раннегерцинский и позднегерцинский этапы. Раннекаледонский геодинамический эпат ознаменовался развитием венд-раннекембрийских авлокогенных прогибов, выполненных нижнесреднекембрийскими карбонатно-терригенно-сланцевыми флишевыми толщами со слабым ванадий-барий-железо-марганцевым оруденением стратиформного типа и субширотными рифтовыми зонами в осевой части восточной половины Заилийского мегантиклинория (Сарытауский рифт). Сарытауский рифт по своему строению и генетической природе являются юго-восточной ветвью Чу-Илийской рифтовой зоны большой протяженности, имеющей внутриконтинентальную природу и возникшей на докембрийской континентальной коре вдоль глубинной системы разломов северо-западной ориентировки на стыке докембрийских структур, одни из которых (западные, юго-западные сегменты от Чу-Илийского глубинной зоны) воздымались, а другие (восточные, северо-восточные и северные) погружались, перекрываясь раннекаледонскими отложениями. Сарытауская офиолитовая ассоциация сопровождается слабым медно-никелевым оруденением колчеданного семейства проявленными в виде минерализованных зон, стратиформных залежей в толеитбазальтовой толще.

Позднекаледонский геодинамический цикл проявился так же, как раннекаледонский. На континентальной коре развивались осадочные линейные прогибы и более резкие рифтовые зоны с признаками базальтового вулканизма. При этом некоторые осадочные прогибы продолжили развиваться на раннекаледонских осадочных структурах, как бы наращивая и развивая последние на позднекаледонском этапе.

Таким образом, позднекаледонский этап характеризуется активизацией внутриконтинентальных удаленно-тыловых осадочных, авлокогенных прогибов, реже рифтовых структур, в виде шелевидных трогов и корытообразных впадин с осадочно-вулканическим андезитбазальтовым заполнением. Андезитбазальтовый вулканизм и комагматичный габбро-диоритовый магматизм проявлен локально и в слабой форме.

По рудной специализации выделяются три типа позднекаледонских структур. Первый богутинский-торайгырский тип структур представлен типичной флишовой формацией карбонатно-кремнисто-терригенно-сланцевого типа, развитого в г. Улкен-Богуты, Торайгыр, на северных склонах Кунгей Алатау и не сопровождающийся оруденением стратиформного и вулканогенно-гидротермально-осадочных типов.

Второй центральнокастекский тип также сложен флишевой карбонатно-кремнисто-терригенно-сланцевой формацией. Но здесь в разрезе осадочных пород развиты андезитовые и базальтовые порфириты форме лав, туфов и субвулканических тел. Иногда фиксируются дациты и риолиты. Можно предполагать развитие последовательно диференцированной базальт-андезит-дацито-

риолитовой формации в разрезе осадочно-терригенной толщи. Для данного типа структур характерны колчеданные свинцово-цинковые и барит-полиметаллические руды, образующие субсогласные рудные пласты и залежи, метасоматические тела (Кастекская группа месторождений) с невысокими содержаниями металлов (свинец, цинк, медь).

Третий южно-кендыктасский тип сложен андезитбазальт-кремнисто-терригенно-карбонатно-сланцевой формацией нижнего-среднего ордовика, возможно, среднего-верхнего ордовика. Возможно, два уровня осадконакопления проявлены совместно в едином осадочном бассейне. Южно-Кендыктасский осадочный бассейн (впадина) близко по структурно-геодинамической позиции к Степняковскому. Отличие выражается в более слабом развитии в Южно-Кендыктасской структуре андезито-базальтового вулканизма, особенно его комагматичной габбро-диоритовой части. Описываемый тип позднекаледонских структур вмещает золотое орудение син- и эпигенетического типа. Здесь широко развито эпигенетическое гидротермально-метасоматическое золотооруденение в минерализованных трещинно-разрывных зонах в контакте с дайками и штоками габбро-диоритового состава. Не исключается и возможность развития полиметаллического оруденения центральнокастекского типа, но наибольший интерес представляет гидротермально-метасоматическое оруденение золото-кварцевой формации. Пока в этом районе неизвестны крупные месторождения степнякского типа, но перспективы их выявления имеются, в полях габбро-диоритовых и гранит- и граносиенит-порфировых даек и в участках крупных разломных структур. Характерной спецификой Кендыктас-Заилийского региона, так же как и всего Срединного Тянь-Шаня и Кокшетау-Улытауского сегмента земной коры, является широкое развитие верхнеордовикско-раннедевонских гранитоидов в виде крупных мезоабиссальных плутонов автохтонной природы, сложенных кварцеводиорит-гранодиорит–гранитным парагенезисом с крупными полевошпатовыми порфиробластами [2]. Эти порфиробластические диориты–гранодиориты слагают центральные части антиклинорных структур (Кендыктасский, Заилийский, Кунгей-Алатауский, Кастекский, Торайгырской, Баянкольской антиклинорий), как правило, являются безрудными и металлогенически неперспективными, лишь участками несут наложенное слабое золотооруденение в кварцевых жилах и окварцованных породах. Верхнедевонские аляскиты и субщелочные аляскиты в виде глубоко эродированных плутонов, представленных средними и корневыми срезами, несут очень слабую редкоземельную минерализацию и неперспективны на крупномасштабное редкоземельно-редкометальное оруденение. Подобные аляскиты фиксируется в Кендыктасском антиклинории (Жадринский комплекс), Кастекском горсте (центрально-кастекский комплекс).

Уникальной особенностью Северного Тянь-Шаня является широкое развитие щелочных гранитов в виде талгаро-каскеленского комплекса в осевой области Заилийского горст-антиклинория. Щелочные граниты представлены гастингсит-арфведсонит-катафоритовыми типами мезоабиссальной толщи. Щелочные граниты слагают протяженные трещинные интрузивные тела в форме крутонаклонных пластовидных и валообразных интрузивов. В Заилийском горстантиклинории выделены три узкие протяженные полосы щелочных гранитов. В слабоэрозионных прикупольных участках (Талгарский, Каскеленский) массивов щелочных гранитов выявлены редкоземельные рудопроявления с молибденом, вольфрамом, цирконием, ниобием. Однако промышленные редкометально-редкоземельная минерализация отсутствует в силу глубокой эродированности интрузивных тел. Известно, что щелочные граниты подобного типа нигде в мире не сопровождаются крупными месторождениями редких земель и редких металлов. Наибольший интерес с позиции позднекаледонской металлогении представляет верхнедевонские калиево-плюмазитовые мусковитсодержащие

лейкограниты улькен-богутинского типа, развитые на северо-востоке хр. Заилийского Алатау в г. Улькен-Богуты. С этими лейкогранитами генетически связано крупные вольфрамовое месторождение (Богуты) кварцево-жильно-грейзенового типа, локализованное в кровле и восточной прикровлевой зоне гребневидного тела в терригенно-песчанико-сланцевой раме. Кроме основного полезного компонента вольфрама в рудах месторождения имеются молибден, бериллий и редкие земли (легкие лантаноиды). В г. Улькен-Богуты, хр. Торайгыр, северных склонах Кунгей Алатау в полях развития терригенно-сланцевой формации ордовика и силура в связи с дайками и штоками мусковитсодержащих лейкогранитов улькен-богутинского типа возможно выявление редкометальных обьектов. Вторым районом промышленного редкометально-редкоземельного оруденения является Баянколский район, где в связи с дайкообразным телом калиево-плюмозитовых мусковитовых лейкогранитов-аляскиов проявилось редкоземельное оруденение с оловом, молибденом, цирконием, ниобием. Здесь оруденение генетически ассоциирует с калиево-плюмазитовыми лейкогранитами и аляскитами верхнедевонского возраста. В Карагайлы-Актасе наряду с кварцево-жильно-грейзеновыми образованиями развиты альбитовые метасоматиты и апограниты. В этом районе возможно апокарбонатные редкометально-редкоземельные объекты, как в Кокшетаускомм массиве.

К позднекаледонскому металлогеническому комплексу принадлежит Шатыркольский золото-медно-порфировый тип, известный только в северо-западной осевой части Кендыктаского антиклинория.

Шатыркольский тип золото-медно-порфирового оруденения фиксируется в удаленной тыловой области девонского вулканического пояса, где проявлены мезоабиссальные типы руд в виде корневых зон медно-порфировых систем. В этой связи тыловые части перспективны на месторождения шатыркольского типа. Перспективными являются северо-восточные, западные и юго-западные тыловые обрамления девонского вулканического пояса на месторождениях шатыркольского золото-медно-порфирового типа. Наибольший интерес представляют крупные зоны разломов и их пересечения в гранитоидных массивах, которые в этих районах широко развиты. Относительно Кендыктас-Заилийского региона оруденение шатыркольского типа прогназируется в северо-западном окончании и продолжении Кендыктасского антиклинория в его погруженной части.

Геодинамика герцинского этапа отличается заложением девонского вулканического пояса, аналогичный проявленным тектоно-магматическим процессам в пределах Урало-Монгольского подвижного пояса.

Металлогения раннегерцинского геодинамического цикла проявлена весьма ограничено. Только в восточной части хр. Заилийского Алатау известен верхнедевоно-нижнекаменоугольный стратоуровень с колчеданно-полиметаллическими рудами атасуйского типа. Вдоль субширотной рифтовой зоны выявлены месторождения Туюк, Темирлик, Коморчи со стратиформными и наложенными гидротермально-метасоматическим оруденением свинца, цинка, бария [3].

Позднегерцинская (верхнепалеозойская) металлогения в Кендыктас-Заилийском регионе проявлена в слабой форме в тектоно-магматических активизационных структурах на докембрийско-каледонской континентальной коре.

Одной из активизационных структур является Кетменская верхнепалеозойская вулканическая впадина, южные и северо-восточные бортовые зоны которой обнажены в г.Кетмень. Здесь известны небольшие золотопроявления вулканогенно-гидротермально-метасоматического типа, связанные с субвулканическими малыми интрузиями и дайковыми полями гранитов, граносиенитов и риолит-порфиров. Подобные рудопроявления золота фиксируются в южной прибортовой полосе Бала-Богутинской вулканической структуры.

В Жамантинском вулканическом синклинории в центре Кастекского хребта на

каледонском фундаменте развита постгерцинский (раннемезозойский) магматизм в форме трещинных, крутопадающих пластовых и дайкообразных интрузий эссексит-монцонит-сиенитовой и крупнопорфировой щелочносиенитовой формаций практически нерудоносных, но представляющих интерес как строительно-облицовочное сырьё, особенно уникальны гигантопорфировые красивые сиениты, тонкозернистые диабазовые эссекситы, монцониты.

К югу от Заилийского антиклинория в пределах Кунгей Алатау (южные склоны) и Терскей Алатау (северные склоны) выявлены такие формации, как эпилейцит-порфировая, гигантопорфировая щелочносиенитовая, щелочнобазальтовая, металлогения которых изучена слабо.

В центре Кастекского хребта в ее водораздельной части установлен трубка Радченко, сложенная базальтовыми порфиритами с глубинными включениями оливин-пироксен-гранатовых перидотитов и лерцолитов включающими кристаллы диопсида, не исключается наличие высокобарических минералов. Возраст трубки палеогеновый.

Из нерудного сырья наибольший интерес представляет флюоритовое месторождение Таскайнар в северо-восточной Жамантинской вулканической структуры в разрезе карбонатно-доломитовой формации раннегерцинского возраста. Известны многочисленные проявления углей, строительных и облицовочных материалов, мраморов, песчано-гравийного сырья. В Юго-восточной части Кендыктасского антиклинория известны урановые минерализации.

Литература

1. *Абдулин А.А., Авдеев А.В., Паталаха Е.И.* Магматизм Казахстана с позиций современных геотектонических концепций. В кн.: Проблемы петрологии. М. Наука, 1976, С. 18-35.
2. Геологическая карта Казахской ССР масштаба 1:500000. Серия Южно-Казахстанская. Объяснительная записка. Алма-Ата, 1981, 248 с.
3. *Мазуров А.К.* Геодинамические обстановки формирования металлогенических комплексов Казахстана. автореф. докт. геол.-мин. наук. – Кокшетау-Томск: КГиОН РК, ТПУ, 2003. – 50 с.

ЧЕРТЫ СИСТЕМНОСТИ В ТЕКТОНИЧЕСКОМ УСТРОЙСТВЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Жуланова И.Л., Тибилов И.В.

СПбГУ, г. Санкт-Петербург, (itibilov@yandex.ru)

Северо-Восток Азии – сложно устроенный треугольный геоблок, интересный своей позицией в общепланетарной тектонической структуре: его основание причленяется к Сибирской платформе, а боковые стороны сопряжены с океанами: Тихим – через широкую транзиталь (границу активного типа) и Северным Ледовитым, пассивная окраина которого "взломана" Охотско-Ленской сейсмической зоной.

При районировании по возрасту складчатости самым жизнеспособным оказалось выделение здесь двух единиц I порядка: мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области (ВЧСО) и кайнозойской – Корякско-Камчатской (ККСО), в каждой из которых различается нисходящий ряд иерархически соподчинённых таксонов (складчатые системы, зоны и т.д.). Структуры ВЧСО ориентированы в целом на северо-запад (грубо параллельно краю платформы), ККСО – на северо-восток (вдоль тихоокеанского побережья), что создает эффект торцового сочленения мезозоид и кайнозоид – яркой, но до сих пор однозначно не истолкованной особенности региональной тектоники.

В рамках наиболее популярной сегодня методологии – геодинамического (плитотектонического) анализа, на Северо-Востоке выделяются "орогенные пояса нового типа": коллизионные, аккреционные, аккреционно-коллизионные. По рангу они соответствуют, чаще всего, единицам II порядка классической схемы – складчатым системам. Но их внутреннее строение трактуется как коллаж – результат случайного совмещения разнородных и разноранговых террейнов близ жестких барьеров: в мезозоидах – у края "Сибирского кратона", в кайнозоидах – у активной окраины мезозойского "Верхояно-Чукотского континента". Сами террейны классифицируются в актуалистическом ключе: как фрагменты ископаемых аналогов современных геодинамических обстановок (островодужных, рифтовых и т.д.) [1].

При любых подходах к интерпретации структуры и истории развития Северо-Востока особое внимание уделяется известным в ВЧСО дорифейским кристаллическим комплексам (гранулитовая, реже амфиболитовая фации ареального типа). Их присутствие объясняется по-разному, но все трактовки роднит дедуктивность – приоритет общих представлений перед данными о собственно дорифейской геологии. Сущностно различаются три концепции (по мере появления): 1) о заложении рифей-фанерозойских подвижных поясов (геосинклиналей) на раздробленном древнем кратоне; 2) о непрерывном направленном разрастании, начиная с архея, "ядер роста" континентальной коры (геоантиклинальных поднятий); 3) о чужеродности дорифейских блоков (террейнов) своему нынешнему окружению.

Сравнительный анализ самих дорифейских комплексов, вскрытых в разнотипных структурных зонах региона, раскрывает их природу и роль много определённее. На этом пути выясняется, что кристаллическому докембрию ВЧСО свойственна крупномасштабная латеральная неоднородность, отражающая гнейсово-купольный стиль его тектоники и коррелирующаяся с устройством рифей-фанерозойского этажа [2].

Системообразующей ячейкой континентальной литосферы рассматриваемого геоблока служит тектонопара "гнейсовый купол – прогиб". В ретроспективе купола выступают как былые центры эндогенного петрогенезиса, обусловленного притоком ювенильного флюида. В их недрах активно протекали сиалеобразующие процессы: гранитизация, анатексис, объемное плавление, а в

приповерхностных зонах – низкотемпературный метасоматоз. Прогибы же – это терминалы, где шло накопление продуктов эрозии поднятий, растущих над куполами, и избыточных компонентов, выносимых флюидом из глубинных частей куполов.

В термодинамическом отношении купола – это неравновесные диссипативные системы, самоорганизующиеся за счет поглощения энергии извне; фактор внутренней организации прогибов – стремление к равновесию в согласии со вторым началом термодинамики [3].

Большие массы новообразованного сиаля порождали гравитационную и ротационную неустойчивость соответствующих сегментов литосферы и как следствие – их раскалывание по геометрически правильной системе: тройные точки, радиальные и дуговые (кольцевые) разломы. Такой процесс знаменовал качественно новую – деструктивную – стадию тектогенеза, которая в ВЧСО датируется предпозднерифейским временем.

В дорифейской предыстории ВЧСО распознаются три генерации куполов (две раннеархейские и раннепротерозойская). Купола третьей генерации – тектонически наиболее активные глубинные структуры: их влияние ощущается вплоть до новейшего времени. Они особенно характерны для Чукотской складчатой системы, где образуют основание многочисленных унаследованных поднятий, сопряженных с проградационными прогибами, осадконакопление в которых продолжалось с конца позднего протерозоя до неокома (система тектонопар, гомологичных дорифейским) [4].

Участие раннепротерозойских гнейсовых куполов в мезозойском тектогенезе проливает свет на причину отличия Чукотской складчатой системы от Яно-Колымской (гораздо более ранняя инверсия, широкое распространение параавтохтонных гранитоидов, интенсивный зональный метаморфизм отложений верхнего структурного этажа). В Яно-Колымской системе все три генерации дорифейских куполов телескопированы и образуют "жесткую основу" Охотского и Омолонского массивов, самостоятельное развитие которых завершилось уже к концу среднего палеозоя.

Особенно важен тот факт, что в современной структуре Северо-Востока выходы дорифейских гнейсово-купольных структур занимают вполне определённую позицию: 1) они сосредоточены на южной (притихоокеанской) окраине мезозоид; 2) закономерно чередуются в пространстве с соизмеримыми по ширине фанерозойскими прогибами; 3) конформно вписаны в генеральный структурный план мезозоид. В целом их размещение аппроксимируется дугой северо-восточного простирания – наклонённым под континент глубинным разломом (каналом дренирования мантии). Этот разлом в широком смысле может классифицироваться как древнейший гомолог зоны Беньофа, в висячем крыле которого и формировались цепочки гнейсовых куполов – через определённый шаг, ортогонально к генеральной дуге. Иными словами, это означает, что кажущееся торцовым сочленение мезозоид и кайнозоид составляет специфический элемент западно-тихоокеанской транзитали как целостной геодинамической системы.

Обособление Северо-Востока Азии в качестве автономного геоблока уходит, таким образом, в глубокий докембрий (рисунок). Постоянно сохранявшимся влиянием возникшей тогда активной границы хорошо объясняется современная тектоническая асимметрия региона: "высокое стояние" притихоокеанского края ВЧСО и её общий плавный наклон в сторону Арктики. Заложение кайнозоид, судя по возрасту первых формаций деструктивного типа – зеленосланцевых комплексов ККСО, происходило в конце рифея – раннем палеозое, также в сфере влияния "раннедокембрийской зоны Беньофа". Окончательное же оформление наблюдаемого устройства территории: раздвижение Охотоморской котловины, возникновение зоны Беньофа *s. stricto*, Курило-Камчатской дуги над ней и

Охотско-Ленской сейсмической зоны связано с новейшей тектоникой.

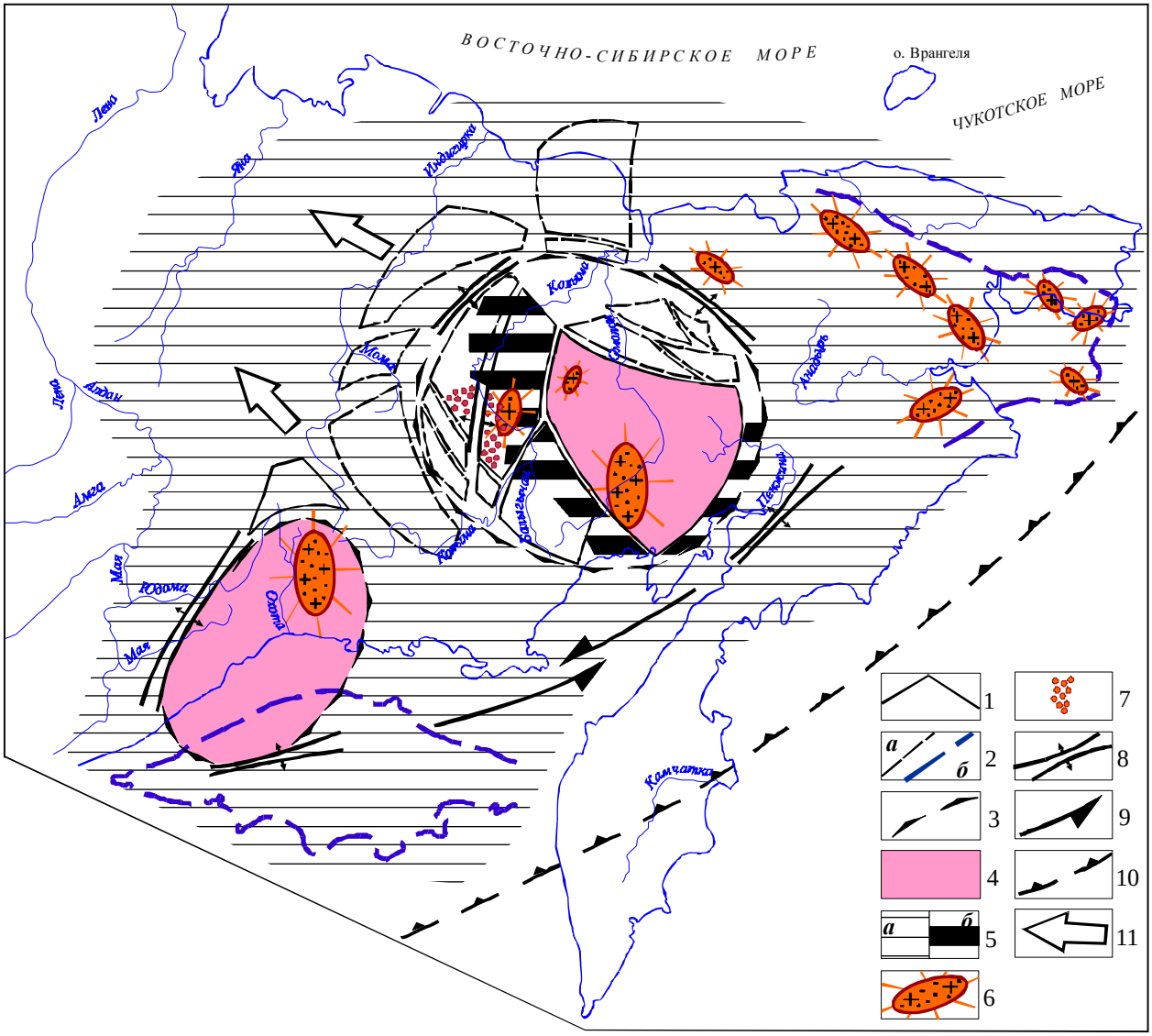


Рисунок. Схема реконструкции тектонического строения Северо-Востока Азии на предпозднерифейское время
[Жуланова, 1990, с дополнениями]

1-3 - границы: 1 - дорифейских блоков неперемещенных, 2 - элементов, испытавших перемещение (а - до рифейских блоков, б - предполагаемое положение границы современной суши); 3 - архейских мигматит-гнейсовых сводов (преимущественно плагиогранитизированный ауланджинский, частично - чарнокитизированный омолонский, плагиогранитизированный екатериний); 4 - область проявления интенсивной архейской плагиогранитизации; 5 - область распространения екатерининия (а - негранитизированного, б - плагиогранитизированного); 6 - ядра раннепротерозойских гранито-гнейсовых куполов; 7 - ареалы раннепалеозойского зонального метаморфизма; 8 - зоны позднерифейских раздвигов; 9 - зоны рифейско-фанерозойских сдвигов; 10 - предполагаемое положение архейского гомолога зоны Беньофа (внешней границы Пангеи-0); 11 - генеральное направление послерифейского смещения ("сползания") дальней периферии архейских сводов

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. *Жуланова И.Л.* Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
3. *Руденко А.П.* Самоорганизация и синергетика // Синергетика. Тр. семинара. Т. 3. М.: Изд-во МГУ, 2000. С. 61–99.
4. *Тибилов И.В.* Особенности геологического развития Севера Чукотки с позиций термодинамической парадигмы эндогенных процессов. Магадан: СВНЦ; СВКНИИ ДВО РАН, 2005. 304 с.

АНАЛИЗ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ДАННЫМ GPS И МОДЕЛИ NUVEL

Завьялов С.П.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Введение

Цель данной работы – сравнение горизонтальных движений скоростей земной коры, полученных разными методами. Скорости, полученные прямыми измерениями GPS в различных пунктах наблюдения, взяты из [5]. С помощью данных геодинамической модели NUVEL [4] (координаты центров вращения рассматриваемых плит и их угловые скорости), рассчитываются скорости в точках, соответствующих пунктам GPS. После приведения исходных и рассчитанных скоростей к единой системе отсчета производится сопоставление и анализ полученных результатов.

Исходные данные

В качестве входных данных были использованы координаты точек с известными локальными скоростями GPS, которые приведены в локальной системе координат по трем компонентам: северная, восточная и вертикальная, направленная вверх в системе ITRF97 (International Terrestrial Reference Framena эпоху 1997 г.)

В нашей работе проводится расчет скоростей в локальной системе с применением данных геодинамической модели NUVEL. Всего имеется 4 варианта этой модели: NUVEL1 (DeMets et al.,1990), NUVEL1a [3], NNR-NUVEL1 [2], NNR-NUVEL1a [4]. В первых двух все параметры измеряются относительно Тихоокеанской плиты, в последних двух система отсчета фиксирована. Вычисления проводились по всем четырем вариантам, но наиболее схожие с GPS-данными результаты получились при использовании данных NNR-NUVEL1a (см. табл. 1).

В NUVEL приводятся все параметры плит, необходимые для вычисления локальной скорости по угловой, а именно: координаты полюсов вращения каждой плиты и их угловые скорости.

Таблица 1. Векторы вращения плит по модели NNR-NUVEL1a

Плита	φ (град)	λ (град)	ω(град/ млн лет)
Африканская	50.569	-73.978	0.2909
Антарктическая	62.986	244.264	0.2383
Аравийская	45.233	- 4.464	0.5455
Австралийская	33.852	33.175	0.6461
Карибская	25.014	266.989	0.2143
Кокос	24.487	244.242	1.5103
Евразийская	50.631	247.725	0.2337
Индийская	45.505	0.345	0.5453
Северо-Американская	-2.438	-85.895	0.2069
Наска	47.804	259.870	0.7432
Тихоокеанская	-63.045	107.325	0.6408
Южно-Американская	-25.325	235.570	0.1164
Филипинская	-38.011	-35.360	0.8997
Хуан де Фука	-30.054	58.870	0.6658
Ривериа	20.428	253.128	1.9781
Скотия	-25.273	261.234	-0.00041

Примечание: φ - долгота полюса вращения, λ - широта полюса вращения, ω - угловая скорость.

Методика работы

Для расчетов используем глобальную систему координат (x,y,z) (ось x направлена на восток, y – на север, z – вертикально вверх) и локальную систему координат. В алгебраическом (векторном) виде скорость данной точки $\boldsymbol{V}=(V_x,V_y,V_z)$ в глобальной системе координат можно найти по формуле [1]:

$$\begin{aligned}\boldsymbol{V}&=(\omega\boldsymbol{E})\times(R\boldsymbol{P})=\omega R(\boldsymbol{E}\times\boldsymbol{P})=\\&=\omega R(E_x,E_y,E_z)\times(P_x,P_y,P_z)=\\&=\omega R(E_yP_z-P_yE_z,E_zP_x-P_zE_x,E_xP_y-P_xE_y)\end{aligned}\qquad(1)$$

где R – радиус Земли (R = 6371 км), $\boldsymbol{P}$ – радиус-вектор данной точки, $\boldsymbol{E}$ – полюс вращения точки, × - векторное

произведение.

Таблица 2. Сопоставление скоростей GPS и NUVEL

Количество точек, где скорости Vn и Ve по NUVEL находятся в пределах ошибок соответствующих скоростей по GPS	18 (7.37%)
Количество точек, в которых скорости отличаются не более чем на 20%	85 (34.84%)
Количество точек, где вертикальные скорости по NUVEL находятся в пределах ошибок соответствующих скоростей по GPS	121 (49.59%)
Средняя процентная разница скоростей по GPS и NUVEL данным (Vgps – Vnuvel)	8.62% по Vn; -0.74% по Ve
Среднее угловое отклонение скоростей NUVEL от GPS-скоростей	3.38°
Средняя разница абсолютных величин скоростей NUVEL и GPS	2.68 мм/год
Среднее квадратичное отклонение GPS и NUVEL скоростей *Vn, Ve*	σ_n = 3.67мм/год, σ_e = 8.73мм/год

Теперь в зависимости от того, в пределах какой плиты находится та или иная точка (***P***), мы подставляем в эту формулу параметры вращения (в соответствии с таблицей 1). Существенно облегчает работу тот факт, что скорости по GPS-данным в работе [5] уже заранее сгруппированы по плитам.

В результате мы получаем значения скорости в глобальной системе координат. Для более наглядного и удобного сопоставления данных, а также для графического представления необходимо перейти от глобальной системы координат (x,y,z) к локальным координатам (n,e,d). Для этого преобразования введем трехмерную квадратную матрицу [1]:

$$T = \begin{vmatrix} T_{nx} & T_{ny} & T_{nz} \\ T_{ex} & T_{ey} & T_{ez} \\ T_{dx} & T_{dy} & T_{dz} \end{vmatrix}$$

где $T_{nx} = n \cdot x$, $T_{ey} = e \cdot y$, $T_{dz} = d \cdot z$ и т.д.

$$T_{nx} = -Sin\lambda Cos\varphi \quad T_{ny} = -Sin\lambda Sin\varphi \quad T_{nz} = Cos\lambda$$

$$T_{ex} = -Sin\varphi \quad T_{ey} = Cos\varphi \quad T_{ez} = 0$$

$$T_{dx} = -Cos\lambda Cos\varphi \quad T_{dy} = -Cos\lambda Sin\varphi \quad T_{dz} = -Sin\lambda$$

где λ – долгота, φ – широта.

Локальные компоненты скорости V_n, V_e, V_d определяются следующим образом:

$$\begin{aligned} V_n &= \boldsymbol{nV} = T_{nx}V_x + T_{ny}V_y + T_{nz}V_z \\ V_e &= \boldsymbol{eV} = T_{ex}V_x + T_{ey}V_y + T_{ez}V_z \\ V_d &= \boldsymbol{dV} = T_{dx}V_x + T_{dy}V_y + T_{dz}V_z \end{aligned} \qquad (2)$$

Результаты

Были рассчитаны модельные локальные скорости точек, соответствующих векторам скорости, полученным по данным GPS. Сравним полученные результаты (рис.1). Несмотря на то, что только 7% (18 из 244) рассчитанных скоростей попадают в пределы ошибок соответствующих скоростей GPS, в целом результаты двух методов близки.

По рисунку видно, что общие направления скоростей довольно хорошо сортируются по плитам и, более того, в большинстве точек наблюдения векторы скоростей, полученных разными методами, совпадают в разумных пределах. Статистические показатели сравнения двух наборов векторов скорости приведены в табл. 2.

Рассмотрим теперь результаты по континентам. Начнем с Северной Америки. В эту зону входят Североамериканская, Карибская плиты и плита Кокос. Среднее отклонение векторов скоростей здесь составило 7.47°. Стоит отметить скопление точек наблюдений на территории США, где хорошо прослеживается общая ориентированность их скоростей. Значительные отклонения наблюдаются на крайних западных точках. Вероятно, это объясняется тем, что они расположены на границах Северо-Американской и Тихоокеанской плит, где геологические условия менее стабильные, из-за высокой

динамической активности.

Наилучшее совпадение получились в регионе Южной Америки, где находятся две плиты – Наска и Южно-Американская плита. Среднее отклонение менее 1.8°. В Южной Америке располагается большая часть точек, в которых скорости, рассчитанные по геодинамической модели NUVEL, попадают в пределы ошибок скоростей, полученных измерениями GPS. Как видно, отклонения на других пунктах также относительно незначительны.

В западной Европе среднее отклонение скоростей также мало и составляет 1.83°. При этом ни в одной точке скорости NUVEL не попадают в пределы ошибок измерений GPS. Это связано с высокой точностью и узкими интервалами ошибок измерений GPS в Европейской сети. Значительные расхождения наблюдаются на точках в районе Норвегии, что может быть связано с горным рельефом этой страны, где могут происходить локальные тектонические процессы.

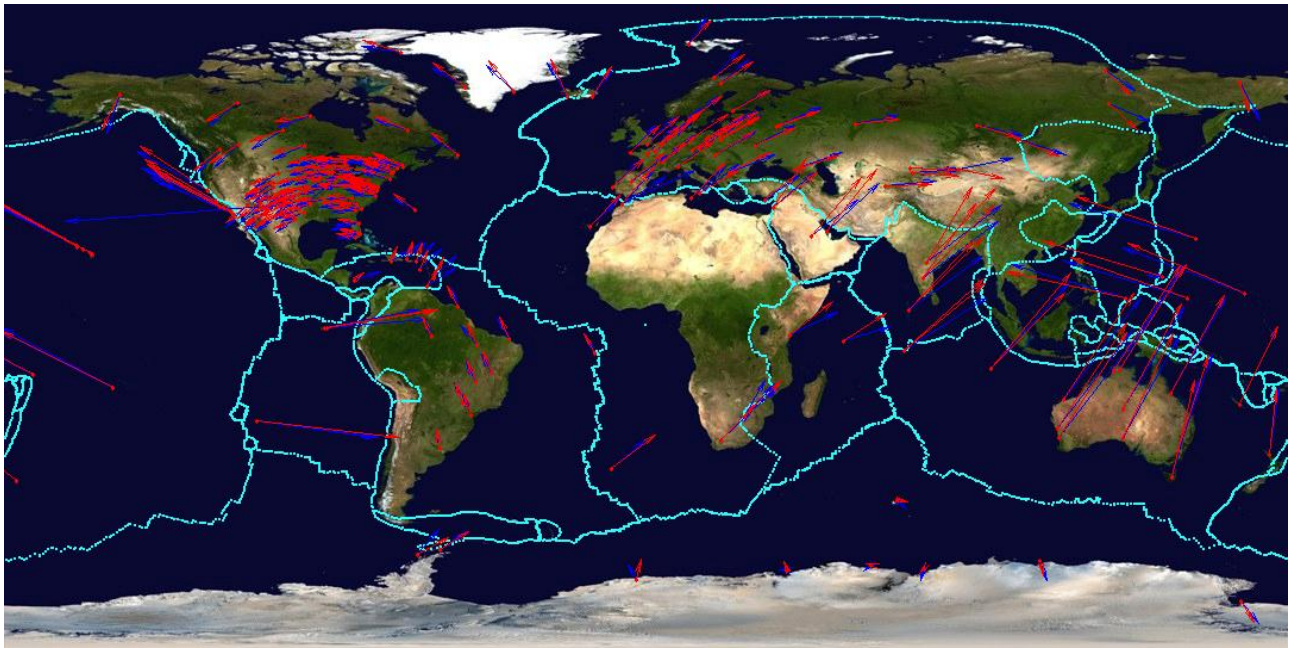


Рис. 1. Векторы линейных скоростей по GPS (синие) и NUVEL (красные) в точках наблюдения.

Среднее отклонение точек в пределах Австралийской плиты равно 2.4°, а в пределах Азии -3.55. Точка с наибольшим отклонением в Австралийской плите находится на западе рядом с границей плиты, что вполне логично, так как там наиболее активная динамическая обстановка. Скорости в других точках достаточно хорошо совпадают. Во многих пунктах наблюдения Азии расхождения достаточно велики, но при этом направления и закономерности расположения векторов скоростей схожи.

Сравнительно немного точек наблюдения в Африке, и расхождения приурочены в основном к граничным зонам. Среднее отклонение направлений составило -4.92°. Несовпадения на северной границе Африки объясняются расположениями точек наблюдения на коллизионном поясе Евразийской и Африканской плит. Также привлекают внимание значительные расхождения в отдельных точках в Индийском океане. Возможно, это связано с тем, что, в исходных данных [5], используемых в этой работе, эти точки наблюдения были отнесены к Африканской плите, (и соответственно при расчете скоростей NUVEL для них использовались параметры Африканской плиты). На самом

же деле они принадлежат соседней Сомалийской плите, которая сравнительно мала, и поэтому опущена в данной работе.

Выводы

Несмотря на то, что для подавляющего большинства рассмотренных точек скорости, полученные двумя способами, не совпали в пределах ошибок GPS измерений, в целом два рассмотренных нами метода дают близкие результаты. Грубых расхождений крупных блоков не наблюдалось. В большинстве рассмотренных нами регионов среднее угловое отклонение скоростей было незначительным. Следует помнить, что один метод включает в себя прямые измерения, другой же является исключительно расчетным, а потому расхождения неизбежны. Несомненно, в расчетных данных NUVEL также присутствуют неопределенности, которые трудно оценить. Значительные отклонения наблюдались в основном на границах тектонических плит (в зонах субдукции или коллизии). Обнаружены также отдельные локализованные точки с довольно большими расхождениями. Это может быть связано с неоднородностью среды и локальными тектоническими процессами в этих местах.

Заметим, что помимо того, что эти методы абсолютно являются разными и независимыми друг от друга, они соответствуют различным временным промежуткам. Так, с помощью технологий GPS скорости плит измерялись в течение лишь 15 последних лет. Геодинамическая модель NUVEL составлена в результате осреднения данных за 3 млн. лет. Это еще раз подтверждает устойчивость геодинамических процессов во времени и оправданность представления о движении литосферных плит, как движении твердых тел. Исходя из полученных результатов, можно сделать вывод о том, что модель NUVEL и наблюдения GPS с достаточной точностью отражают кинематику плит, за исключение тех мест, где происходят современные тектонические процессы.

Литература

1. *Кокс А., Харт Р.* Тектоника плит. 1989. 427 с.
2. *Argus D.F., Gordon R.G.* No-net-rotation model of current plate velocities incoparing plate motion model NUVEL-1 // Geophys. Res. Lett. 1991. Vol.18. P.2039-2042.
3. *De Mets C. Gordon R.G., Argus D.F., Stein S.* Current plate motions // Geophys. J. Int. 1990. Vol.101. P.425-478.
4. *De Mets C. Gordon R.G. , Argus D.F., Stein S.* Effect of recent revisions to the geomagnetic time scales on estimates of current plate motion // Geophys. Res. Lett., 1994. Vol.21. P.2191 – 2194.
5. *Sella G.F., Dixon T.H., Mao A.* REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy // J. Geoph. Res. 2002. Vol. 107.№ B4.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАНА И ИХ НЕФТЕГАЗАНОСНОСТЬ

Закиров В.В., Зайнуллин Р.И.

БашГУ, Уфа (adrenalinruslan@mail.ru)

Осадочные породы занимают почти 80 % общей площади суши (119 млн. км^2 из общей площади 149 млн. км^2) и примерно столько же – 76 % площади дна современного Мирового океана. Вместе с тем распределение мощностей и массы осадочных пород по площади весьма неравномерно. Максимальные мощности достигают 20 – 25 км и более, характерны для внутригорных впадин и предгорных окраин континентов. Практически отсутствует осадочный чехол только на щитах платформ (если исключить почвенный покров, который сам по себе тоже является осадочным образованием) и на срединно-океанических хребтах.

Среди осадочных пород наиболее распространены в стратисфере Земли (без учета эффузивов) глинистые породы – 51,12 %; далее следуют обломочные породы (реально – песчаники, так как другие типы обломочных пород – конгломераты и т.д. – встречаются в глобальном масштабе весьма ограничено) – 25,0 %. Примерно таково же количество карбонатных пород – 20,4 %. На кремнистые породы приходится 2,3 %, на гипсы, ангидриты, соли – 1,2 % общего объема осадочных отложений.

Общий объем осадочных отложений неогея достигает 1130 млн. км^3 (Ронов, 1993). Это составляет всего 11 % объема земной коры и 0,1 % общего объема всей Земли или 9 % массы коры и 0,05 % массы Земли.[2]

Волго-Уральская нефтегазоносная провинция занимает восточную часть Русской платформы. Восточной границей этой провинции является Предуральский прогиб, выделяемый в качестве самостоятельной нефтегазоносной провинции. На западе и севере расположены центральные и северные районы Русской платформы.

Преобладающие геодинамические обстановки: внутриконтинентальных рифтов (средний – поздний рифей – раннний венд); надрифтовых депрессий (венд-кембрий); внутриконтинентальный рифтогенез (силур – девон); пассивная окраина Восточно-Европейского континента (девон – карбон – ранняя пермь); обдукция (поздний карбон – пермь); ороген столкновения пассивной окраины с девонской островной дугой (поздняя пермь – ранний мезозой); изостатического выравнивания и образования наложенных впадин в пределах орогена столкновения (мезозой – кайнозой).

Главной тектонической структурой Западного Приуралья является Предуральский краевой прогиб, выполненный молассовыми отложениями позднего палеозоя. По мнению многих исследователей, Приуральский прогиб – это последний регион в пределах Европейского континента, где ещё можно ожидать открытия крупных и гигантских месторождений углеводородов за счет освоения нижних (доверхнедевонских) горизонтов осадочного чехла. Современные оценки ресурсной базы этого региона базируются на геологических моделях его строения, созданных по результатам региональных и поисковых работ, выполненных, главным образом, в конце прошлого и начале нашего столетия, и нуждаются в пересмотре и обновлении на основании новых геолого-геофизических данных.

Осадочный чехол Волго-Уральской нефтегазоносной провинции состоит из двух структурных этажей: верхнепалеозойско-мезозойский, нижнепалеозойский, последний залегает на породах кристаллического фундамента архейско-нижнепротерозойского возраста, наиболее хорошо изученных в центральной и юго-

западной частях провинции. В северном, южном и восточном районах фундамент вскрыт единичными скважинами. Вскрытая мощность его обычно не превышает 10-15 м, в редких случаях достигая 40-60 м. Лишь глубокие параметрические скважины на Туймазинской и Ромашкинской площадях прошли около 2000 м по породам фундамента. [4]

На территории Волго-Уральской нефтегазоносной провинции промышленные залежи нефти и газа приурочены к додевонским, девонским, каменноугольным и пермским отложениям. В девонских отложениях сосредоточено 30% разведанных запасов нефти и 2% газа. В каменноугольных - 58% нефти и 80% газа и в пермских нефти 40%, и 90% газа. Терригенный, продуктивный комплекс девона принят в объеме от подошвы эйфельского или живетского ярусов до кровли кыновского горизонта. Продуктивны здесь шесть пластов песчаников (Д- V, Д-IV, Д-III, Д-II, Д-1 и Д-0), разделенных пачками глин и аргиллитов. Наиболее широко развиты пласты песчаников живетского яруса и нижнефранского подъяруса. Пласт Д-IV (воробьевский горизонт) распространен в центральной и южной частях Урало-Поволжья, пласт Д-5 (нижняя часть эйфельского яруса) на юге территории. Промышленная нефтеносность этих пластов установлена на большей части провинции.

Разведанность ресурсной базы углеводородов (УВ) ВУНГП приближается к 70%; в начальных суммарных ресурсах УВ преобладает нефть (71%); разведанность ресурсной базы УВ ПКНГП ~ 30%, в начальных суммарных ресурсах УВ преобладает газ (78%). В распределённом фонде недр ВУНГП сосредоточено почти 80% начальных суммарных ресурсов УВ, в т. ч. 95% разведанных запасов и около 65% ресурсов категорий C_3 +0; для ПКНГП эти параметры характеризуются соответственно следующими величинами: 57%, 99%, 40%. В УПР за период интенсивного лицензирования 1993-2007 гг. добыто 1289 млн. т. нефти. В 2007 г. в УПР разрабатывалось 881 нефтяное месторождение (в т. ч. 3 объекта в ПКНГП), на которых сосредоточено 93% текущих разведанных запасов; резерв составляли: 102 подготовленных к промышленному освоению месторождения, 162 разведываемых (4,5% разведанных запасов) и 210 законсервированных (2,5% разведанных запасов). Рост добычи обеспечивается главным образом за счёт интенсификации разработки старых месторождений. Объекты со степенью выработанности более 50% обеспечивают 70% текущей добычи нефти. [3]

Все известные месторождения в республике Башкортостан приурочены к осадочным коллекторам: терригенному - 36% (девонскому) и карбонатному - 31% (верхнедевонскому, нижнекаменноугольному) комплексам нефтесодержащих отложений.

Особую важность обломочные породы имеют в нефтяной и газовой промышленности, так как с ними связано более половины мировых запасов углеводородного сырья – они по разным подсчетам содержат от 52 до 65 % мировых запасе» углеводородов. В РБ к ним приурочено одно из крупнейших месторождений в стране – Арланское нефтяное месторождение. Расположено оно на крайнем северо-западе Башкортостана и частично – в Удмуртской республике. Его начальные геологические запасы составляют более миллиарда тонн, а площадь – более 100 в длину и до 30 км в ширину. Нефтеносными являются песчаники ТТНК, а также карбонатные отложения нижнего (турнейский ярус) и среднего (московский ярус) каменноугольного возраста.

Промышленная нефтеносность приурочена к ТТНК общей мощностью 35-105 м, представленной переслаиванием пластов песчаников, алевролитов и аргиллитов. Продуктивны также карбонатные отложения турнейского яруса и среднего карбона (верейский, каширский и подольский горизонты).

Нефти ТТНК тяжелые (плотность при давлении насыщения 0,875 г/см3), сернистые (до 3%), с низким выходом светлых фракций, парафинистые (до 3%), высоко-

смолистые. Нефти пластов практически идентичны

Плотность в пластовых условиях 0,869-0,904 г/см3 (в среднем 0,881), разгазированной – 0,882-0,907 г/см3 (в среднем 0,892). Давление насыщения 6,1-8,8 МПа (в среднем 8,1). Вязкость в пластовых условиях 14-49 мПа-с. Газовый фактор низкий – 9,2-21,7 м3/т (в среднем 16,5). Высокое давление насыщения обусловлено большим содержанием азота.

Общая мощность отложений толщи меняется в довольно широких пределах от 35 до 150 м. Обычно мощность ТТНК составляет 40-45 м, увеличение до 150 м отмечается в эрозионных врезах за счет заполнения таких впадин песчаниками, аргиллитами и углем радаевского комплекса до 100 м.

Арланское месторождение отличается исключительно сложными геолого-физическими свойствами коллекторов и флюидов, которые предопределили сложность его разработки.

Пласты основного объекта разработки – ТТНК – нефтенасыщены на огромной площади. Месторождение протяженностью более 100 км разделено на 4 площади, каждая из которых разрабатывается как самостоятельное месторождение.

Значительная распространенность карбонатных пород определяет важную роль их в строении стратисферы. Карбонаты слагают ряд весьма важных и специфических толщ осадочной оболочки Земли.

Карбонатные породы обладают большой геологической информативностью и позволяют восстановить условия и обстановки осадконакопления с полнотой, детальностью и достоверностью, которые часто недостижимы при изучении других типов осадочных пород. Поскольку осаждение тех или иных породообразующих карбонатных минералов происходит в определенных геохимических обстановках, то их состав позволяет восстанавливать геохимические среды осадконакопления, а изменения вещественного состава карбонатных пород – эволюцию этих обстановок в геологической истории Земли. Неоценимую информативную роль играют частые в карбонатных отложениях остатки организмов и следов их жизнедеятельности.[2]

Велико и прикладное значение карбонатных пород. По разным оценкам в карбонатных отложениях сосредоточено от 35 до 48 % мировых запасов нефти и порядка 23 – 28 % газа. При этом средняя величина запасов нефти в них примерно в 1,3-1,4 раза больше, чем в месторождениях, приуроченных к терригенным коллекторам (Кузнецов, 1992). Для геологов-нефтяников важное значение имеет выделение и описание пустотного пространства карбонатных пород. Среди первичных пустот можно отметить внутрифирменные, межформенные, среди вторичных – каверны выщелачивания, трещины. Надо, однако, отметить, что далеко не всегда удается выделить и описать пустотное пространство в обычных пертрографических шлифах. Для лучшего изучения коллекторских свойств обычно породу перед изготовлением шлифа насыщают окрашенными смолами. К карбонатным коллекторам в Башкортостане приурочены ряд месторождений. Наиболее крупное из них – Туймазинское нефтяное месторождение.

Туймазинское нефтяное месторождение открыто в 1937 г. по результатам геологической съемки 1933-35 гг. Первоначально были открыты залежи нефти в песчаниках бобриковского горизонта визейского яруса нижнего карбона и в известняках кровельной части кизеловского горизонта турнейского яруса также нижнекаменноугольного возраста.

Разработка девонских залежей начата в 1945-46 гг., особенно интенсивно с началом законтурного заводнения (1948 г.).

Туймазинское месторождение было первым месторождением "платформенного" типа, открытым в России. Как известно, этот тип отличается обширными размерами и, как правило, приурочено к пологим обычно брахиантиклинальным структурам с углами падения крыльев не более единиц градусов. Оно также приурочено к брахиантиклинали с пологим северо-западным (угол падения до

30°), и более крутым юго-восточным крылом (3-4°).

В ядре структуры поверхность кристаллического фундамента образует выступ с глубиной залегания по замкнутой изогипсе -1550 м. Поверхность пород фундамента расчленена, выявлены отдельные локальные погружения и приподнятые участки с амплитудой 50 м.

Вдоль юго-восточного крыла структуры по крове терригенного девона наблюдается уступ с амплитудой более 100 м. По мнению ряда геологов Туймазинская структура начала формироваться еще в додевонское время и носит унаследованный в более позднее время (включая весь палеозой) характер развития. Это хорошо прослеживается по всем стратиграфическим комплексам разреза месторождения, хотя и с некоторым затуханием амплитуды. Так, если по кровле терригенного девона амплитуда структуры составляет около 60 м, то по нижнему карбону она меньше – около 50 м, еще меньше в более высокозалегающих горизонтах. Размеры структуры составляют 40х20 км.

Осадочная толща в пределах месторождения представлена отложениями докембрийского и палеозойского возраста. Первые из них - терригенные отложения венда - развиты неповсеместно и представлены аргиллитами, алевролитами и песчаниками мощностью от 0 до 137 м, встречащиеся обычно в пониженных участках структуры фундамента. Палеозойский комплекс отложений охватывает время от эйфельского яруса среднего девона до казанского яруса верхней перми.

Большая часть осадочной толщи сложена карбонатными породами. Выделяются три терригенных толщи: девонская, нижнекаменноугольная и пермская.

Отложения среднего девона перекрываются осадками франского яруса.В основании яруса залегает пачка терригенных пород пашийского горизонта, включающая пласты песчаников, аргиллитов и алевролитов. В пашийском горизонте выделяется продуктивный горизонт Д1 – основной по запасам объект разработки месторождения. Этот горизонт на большей части площади месторождения подстилается пластом аргиллитов и перекрывается пластом аргиллитов также небольшой мощности.

В самом продуктивном горизонте выделяется 5 пластов, индексируемых по аналогии с другими месторождениями Урало-Поволжья как Д1-а, Д1-б, Д1-в, Д1-г и Д1-д (сверху вниз).

Продуктивность скважин, работающих с разных объектов, различается в очень широких пределах. Дебиты нефти девонских скважин достигали до 500 т/сутки и более, хотя в среднем по всему фонду составляли в безводный период 55-60 т/сутки. Дебиты нефти скважин, работающих с бобриковского горизонта, достигали 150 (при средней 15-20) т/сутки. Дебиты скважин турнейского и фаменского ярусов обычно низкие и не превышают 5 т/сутки.

Опыт разработки Туймазинского месторождения за это время позволил выявить ряд положительных качеств этой модификации воздействия на продуктивные пласты. Во-первых, доказана высокая эффективность как радикального метода поддержания пластового давления и вытеснения нефти к центру залежей. Во-вторых, в течение этого времени разработаны и опробированы на практике методы контроля и регулирования процесса эксплуатации месторождения. В-третьих, отработаны технологии и технические средства водоподготовки и освоения нагнетательных скважин, борьбы с отложениями парафина и т. д. В-четвертых, обогатилось научное обеспечение разработки подобных месторождений.

На сегодняшний день нуждаются в доизучении отложения P_1 и часть отложений С платформенной зоны РБ, актуальны исследования нефтеносности рифейско-вендских отложений и перспектив нефтегазоносности горных районов. [1]

Литература

1. *Баймухаметов К.С., Викторов П.Ф., Гайнуллин К.Х., Сыртланов А.Ш.* Геологическое строение и разработка нефтяных и газовых месторождений Башкортостана.- Уфа: РИЦ АНК «Башнефть»,1997.-424с.
2. *Кузнецов В.Г.* Осадочные горные породы и их изучение Москва: ООО «НЕДРА-БИЗНЕСЦЕНТР» 2007. 511с.
3. *Мустафин С.К., Япаров Э.Р.* Углеводородный потенциал РБ: анализ состояния и перспективы развития. (Башкирский Государственный Университет) ООО «Башнефть-Геолпроект»
4. *Гайдукова Т.А.* Учебное пособие «Нефтегазоносные провинции и области России» 2006

МИКРОФАЦИИ БИЛЛИНГЕНСКО-АЗЕРИСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОРДОВИК) СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Зайцев А.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия (alz@geol.msu.ru)

Несмотря на более, чем 200-летнюю историю исследования ордовикских отложений Прибалтики изучение литологии этих отложений является актуальным. Предыдущими исследователями разработана общая фациальная зональность для ордовика Балтоскандии [1–4, 6, 7], однако, она имеет общий характер и малопригодна при детальном изучении разрезов. Кроме того, выяснилось, что породы, значительно различающиеся по своему облику при полевых исследованиях имеют одинаковый состав при их изучении под микроскопом и наоборот. В настоящей работе предпринята попытка разработки литофациальной модели для области Балтийско-Ладожского глинта, основанной на микроскопических исследованиях карбонатных пород. Критерием выделения фаций явилось распределение ассоциаций литотипов на профиле Балтийско-Ладожского глинта. Генетическая интерпретация выделенных фаций производилась с учетом распределения основных типов микрофаций в разных частях гомоклинального карбонатного рампа, сформулированное Е. Флюгелем [5].

Фация 1 представлена кварц-глауконитовыми песчаниками, песчанистыми глинистыми вакстоунами и пакстоунами. Прослеживается вдоль всего Балтийско-Ладожского глинта с юго-запада на северо-восток от крайних выходов на северо-западе Эстонии и до бассейна р. Сясь на востоке Ленинградской области. Стратиграфически занимает объем в пределах верхней части конодонтовой зоны O. evae. Кроме приглинтовой области фация фиксируется и в центральной части Московской синеклизы (Дмитровская, 1991). Отражает обстановки прибрежных отмелей внутреннего рампа (Рис. 1).

Фация 2 сложена преимущественно биотурбированными остракодово-эхинодерматовыми вакстоунами с глауконитом, с глинисто-карбонатным микритовым базальным цементом, трилобитово-эхинодерматовыми пакстоунами с глинистым, слабокарбонатным базально-поровым цементом. Отражает обстановки среднего рампа и, в области Ладожского глинта, охватывает стратиграфический интервал нижней половины кундаского горизонта, а также его самые верхи и основание азери на российской части Балтийского глинта. Западнее она замещается 5 и 8 фациями, отражающими более мелководные обстановки внутреннего рампа и, тем самым свидетельствует о трансгрессивном характере этих отложений.

Фация 3 сложена остракодово-эхинодерматовыми вакстоунами с обломочным глауконитом, а также эхинодерматово-брахиоподовыми глауконитовыми биотурбированными пакстоунами с позднедиагенетическим регенерационным спаритовым кальцитовым цементом и эхинодерматово-остракодовыми вакстоунами с глинисто-карбонатным микритовым базальным цементом. На востоке своего развития (Ладожский глинт) она охватывает стратиграфический интервал конодонтовых зон B. triangularis – нижней части зоны L. variabilis. Фация распространена от крайних восточных выходов ордовикских отложений, а также почти на всем (кроме крайнего запада) Северо-Эстонском глинте. На российской части Балтийского глинта, западнее бассейна р. Тосна не выявлена в связи с сильной доломитизацией этого интервала разреза. На профиле рампа фация соответствует ограниченно-морским обстановкам.

Фация 4 слагает несколько ограниченных стратиграфических интервалов в разных частях глинта от бассейна рр. Волхов и Сясь и до западных частей Северо-Эстонского глинта. В восточных разрезах (р. Лынна) ей соответствуют уровни пограничного интервала конодонтовых зон B. navis и M. parva, а также зона L. variabilis. В восточной части Северо-Эстонского глинта 4 фация слагает нижнюю половину кундаского интервала разреза. Несмотря на довольно разнообразную окраску пород и макроскопическое их отличие, изучение шлифов показало, что эти породы имеют одинаковый состав и сложены трилобитово-эхинодерматовыми пакстоунами с слабокарбонатным глинистым базально-поровым цементом. Фация представляет собой более глубоководные отложения, в разрезе закономерно (трансгрессивно) сменяющие породы 3 фации и по всей видимости отражает открыто-морские обстановки внутреннего рампа.

Фация 5 локально распространена на востоке Северо-Эстонского глинта (р. Сытке) и западнее Таллинна (Тюрисалу). В первом случае она занимает стратиграфический объем валгейыэской пачки лообуской свиты и сложена неяснослоистыми небиотурбированными мадстоунами, формировавшимися в условиях приливно-отливных обстановок. В районе Таллинна фация формирует пологий западный склон обширной отмели и сменяется восточнее фацией трилобитово-эхинодерматовых пакстоунов и остракодово-эхинодерматовых вакстоунов фации 4 (открыто-морские обстановки), а западнее фацией 3 (остракодово-эхинодерматовые вакстоуны) ограниченного моря.

Фация 6 занимает стратиграфический объем конодонтовой зоны L. variabilis и основание зоны Y. crassus. Распространена от центральной части Ладожского глинта и, до участка глинта восточнее г. Таллинна. Сложена эхинодерматово-брахиоподово-остракодовыми глинистыми пакстоунами с гетит-гидрогетитовыми микроконкрециями и кальцитовым тонкоспаритовым цементом. Ее формирование происходило в условиях внешних отмелей и банок внутреннего рампа.

Фация 7 в кундаском интервале разреза распространена на территории Северной Эстонии, на участке глинта восточнее Таллинна. Слагает верхнюю часть кундаского интервала (кровля валгейэыской пачки лообуской свиты). Фация представлена эхинодерматово-водорослевыми доломитизированными вакстоунами, с примесью кварцевых зерен, глинистым, глинисто-карбонатным микритовым, микроспаритовым базальным цементом. Отражает приливно-отливные обстановки внутреннего рампа, западнее замещаясь 6 фацией (отмели и банки внутреннего рампа). На востоке точные взаимоотношения не известны, в северо-восточной Эстонии этому интервалу соответствуют 4 и 5 фации (приливно-отливные и открыто-морские обстановки).

Фация 8 соответствует нижней половине кундаского горизонта в области Таллинна (Мяэкалда) и восточнее, слагает нижнюю часть азериского интервала на востоке Северо-Эстонского глинта (р. Сытке), а также фиксируется в верхах биллингена на российской части Балтийского глинта и до востока Эстонии (рр. Тосна – Сытке). Сложена биотурбированными эхинодерматово-трилобитовыми пакстоунами с глауконитом и глинисто-карбонатным базально-поровым цементом. Западнее Таллинна замещается 6 фацией, а в области Балтийского глинта, восточнее р. Сытке сменяется 2 фацией. Отражает обстановки лагун – отмелей внешней части внутреннего рампа.

Фация 9 распространена в Северо-Западной Эстонии, западнее Таллинна (Тюрисалу, Палдиски), охватывает стратиграфический интервал соответствующий кундаскому горизонту. Полностью сложена песчаными тонкозернистыми мадстоунами с неравномернопятнистой биотурбитовой текстурой. Восточнее, в районе Таллинна граничит с 6 фацией, характерной для отмелей внутреннего рампа. Характерна для

приливно-отливных обстановок внутреннего рампа.

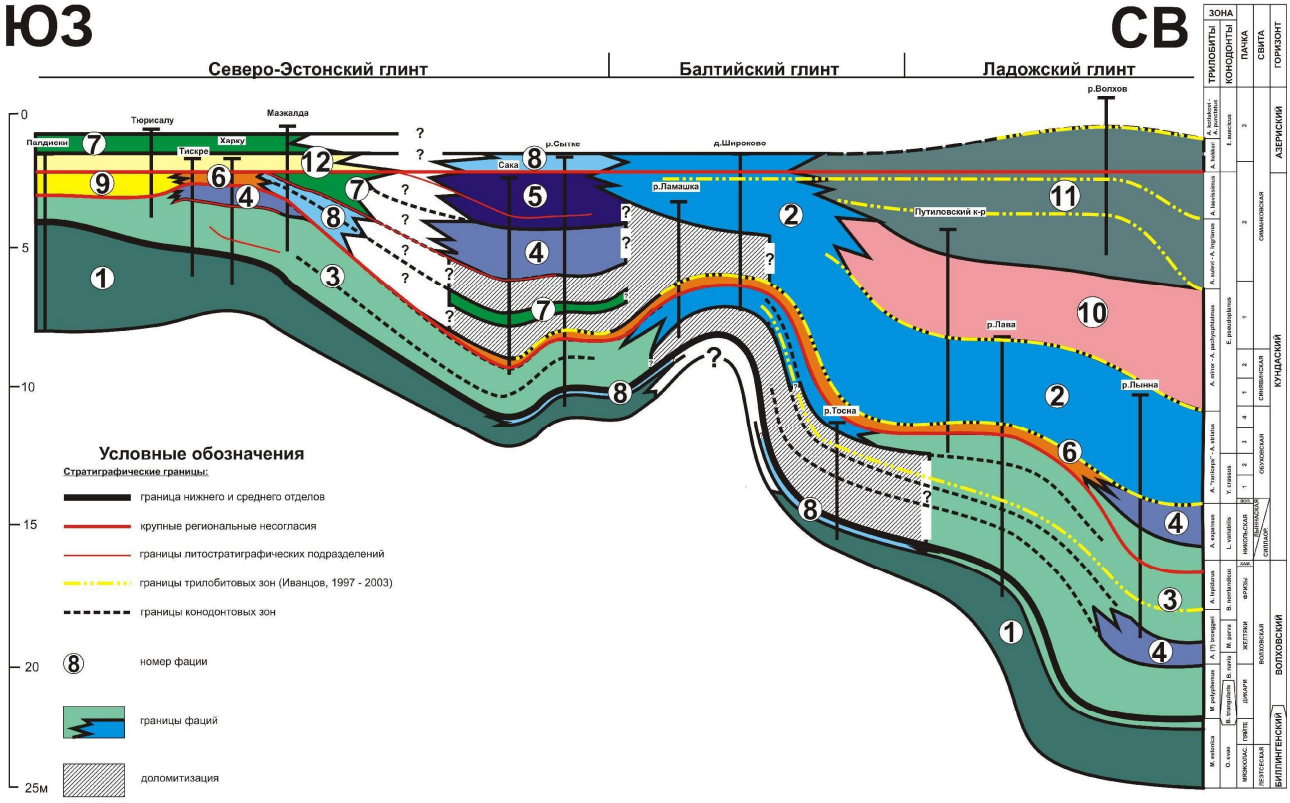


Рис. 1. Литофациальный профиль биллингенскс-азериских отложений вдоль Балтийско-Ладожского глинта

Фация 10 в области Ладожского глинта слагает синявинскую и нижнюю часть симанковской свиты. Сложена эхинодерматово-брахиоподово-остракодовыми пакстоунами, с гетит-гидрогетитовыми микроконкрециями и кальцитовым тонкоспаритовым цементом, а также эхинодерматово-брахиоподово-остракодовыми вакстоунами, с глинисто-карбонатным микритовым базальным цементом и стяжениями и прожилками гидроокислов железа. Отражает обстановки глубокой части среднего рампа. В области Балтийского глинта замещается фацией 2.

Фация 11 распространена на Ладожском глинте. Сложена эхинодерматово-трилобитовыми вакстоунами с глинисто-карбонатным базальным и халцедоновым пойкилитовым цементом и эхинодерматово-брахиоподово-остракодовыми вакстоунами, с глинисто-карбонатным микритовым базальным цементом и стяжениями и прожилками гидроокислов железа. Стратиграфически перекрывает фацию 10, по латерали в области Балтийского глинта сменяясь фацией 2, отвечающей обстановкам среднего рампа. На профиле рампа фация отвечает обстановкам нижней части среднего – верхней части внешнего рампа.

Фация 12 включает в себя азериский интервал в разрезах северо-запада Эстонии (западнее Таллинна). Полностью сложена эхинодерматово-водорослевыми, биотурбированными пакстоунами с фосфатными микроконкрециями, с глинистым, карбонатно-глинистым микритовым базально-поровым цементом. С запада на восток, стратиграфически перекрывает 9, 6 и 7 фации (соответственно). Отражает приливно-отливные обстановки внутреннего рампа.

Выводы. Распределение литотипов карбонатных пород в разрезах и на профиле Балтийско-Ладожского глинта отчетливо укладывается в модель распределения стандартных микрофаций для бассейнов рампового типа, предложенную Е. Флюгелем [5]. Характер латерального и вертикального распространения

выделенных микрофаций на профиле Балтийско-Ладожского глинта отражает трансгрессивные обстановки, характерные для карбонатных рампов: от приливно-отливных внутреннего рампа и до верхней части внешнего рампа.

Литература

1. *Дронов А.В.* Секвенс-стратиграфия ордовикского палеобассейна Балтоскандии: Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук – СПб., 2000. – 306 с.
2. *Мянниль Р.М.* История развития Балтийского бассейна в ордовике / Ин-т геологии АН Эстонск. ССР. – Таллинн: Валгус, 1966. – 200 с.
3. *Орвику К.К.* О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии. – Таллинн, 1960. – С. 45 – 79. – (Труды Ин-та геологии АН Эстонск. ССР).
4. Ордовик Латвии / Ульст Р.Ж., Гайлите Л.К., Яковлева В.И.; Мин-во газов. пром-сти СССР, Всесоюзн. научно-исслед. ин-т морской геологии и геофизики. – Рига: Зинатне, 1982. – 294 с.
5. *Flugel E.* Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. – Springer Berlin Heidelberg New York, 2004. – 976 p.
6. *Laskovas E.* The sedimentation environments of the Ordovician basin in the south-western margin of the East European Platform and lithogenesis of deposits. – Vilnius: Institute of Geology, 2000. – 314 p. – (With Russian Summary).
7. *Orviku K.* Lithologie der Tallina-Serie (Ordovizium, Estland) I / Publ. of the Geol. Inst. of the Univ. of Tartu. – Tartu, 1940. – 249 p.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ ЮГО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

Зайцев В.А., Панина Л.В., Короновский Н.В.

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, г. Москва, Россия
(V.zaitsev@mail.ru)

Район исследования охватывает такие структурные элементы как эпигерцинская Скифская плита, палеозойский складчатый пояс Донбасса и его восточное продолжение – кряж Карпинского, частично Воронежскую антеклизу и Прикаспийскую синеклизу. Эти структуры имеют разный вещественный состав, историю развития и становления. Цель данной работы – выявить особенности неотектонического строения района, установить взаимоотношения структур фундамента разного ранга с рельефом дневной поверхности и рассмотреть геодинамические аспекты их формирования на новейшем этапе.

В основу положены комплексные исследования, включавшие структурно-геоморфологический анализ, визуальное и автоматизированное дешифрирование радарных космических изображений с помощью компьютерной программы ″LESSA″. Дешифрировались линеаменты, соответствующие в рельефе дневной поверхности эрозионной сети и хребтам. Статистическая компьютерная обработка данных сводилась к построению "роз-диаграмм" и схем направления их вытянутости, плотностей линеаментов, рассчитанных в скользящем окне для различных простираний. Эти материалы сопоставлялись с разными структурными горизонтами, главным образом, с поверхностью фундамента. Для Скифской плиты было выполнено тектонофизическое и компьютерное моделирование, в основу которого была положена схема деформации фундамента в условиях сжатия со стороны Кавказа. С целью оценки геодинамической активности, полученные результаты сравнивались с геолого-геофизическими данными – сейсмичностью, распределением теплового потока, современными тектоническими движениями и др.

Новейшая структура Скифской плиты представляет собой парагенез разноранговых разрастающихся поднятий преимущественно субкавказского (субширотного) простирания и сокращающихся в размерах впадин. Эти структуры нарушены серией разрывов, зон трещиноватости и дробления пород ("слабыми зонами" по терминологии Н.П.Костенко) субширотной и субмеридиональной ориентировок [4]. На юге выделяются предгорные Терско-Каспийская, Западно- и Восточно-Кубанские впадины, обрамляющие ороген Большого Кавказа и заложившееся одновременно с его ростом. Амплитуды прогибания за конэрозионный этап, который начинается здесь с позднего сармата – времени становления горного сооружения Кавказа, составляют по данным кривых тектонического погружения 1000 м. Эти впадины отделяются друг от друга субмеридионально ориентированным, существенно разросшимся к современной эпохе Ставропольским поднятием. Оно включает серию субширотных частных поднятий, нарушенных слабыми зонами того же простирания. Амплитуды поднятий колеблются от 100 на севере до 500 м на юге. К северу от Западно-Кубанской и Восточно-Кубанской впадин расположены выявленные по косвенным признакам Выселковское, Крыловское и Батайское поднятия. Расположенная на востоке Терско-Каспийская впадина граничит на севере с поднятиями Ногайской ступени, которые обрамляются с севера Прикумским растущим поднятием, выявленным в рельефе по косвенным признакам. Севернее описанных поднятий вдоль всей территории Скифской плиты следуют сильно редуцированные Западно - и Восточно - Манычские впадины с амплитудами прогибания 100 м, ограниченные на севере

Сальско-Манычской системой поднятий с абсолютными отметками 100-200 м. Западно-Манычская впадина продолжается на запад в область Азовского моря, где сливается с Азово-Таганрогской. Расположенная на востоке Сальско-Манычская гряда примыкает к Южно-Ергенинскому поднятию, отделяясь от него узкой Сальской впадиной. Эти структуры образуют единое Сальско-Ергенинское поднятие, осложненное серией частных поднятий, вытянутых в северо-западном (субширотном) направлении, разделенных узкими впадинами. Как известно, Сальско-Манычская гряда рассматривается как отражение в рельефе кряжа Карпинского – области герцинских складчато-надвиговых деформаций палеозойского фундамента и является шовной структурой, обрамляющей Русскую платформу с юга. Западным ее продолжением считается герцинский сладчатый пояс Донбасса, восточным - система погребенных поднятий Прикаспийской впадины, что хорошо выражено на карте мантийных неоднородностей [1].

Прикаспийская впадина, расположенная на юго-востоке Русской платформы, осложняется серией погребенных поднятий, частично выраженных в рельефе небольшими амплитудами и скоплениями песков. Эти поднятия прослеживаются в плиоцен-четвертичных отложениях и, как правило, наследуют мезозойские структуры. Характерной особенностью является смещение сводов складок этих структурных планов.

На западе Скифской плиты, севернее Батайского новейшего поднятия расположена Азово-Таганрогская впадина, раскрывающаяся в Азовское море. Впадина осложнена частными поднятиями с абсолютными отметками рельефа 100 м. Здесь намечается серия слабых зон восток-северо-восточного, северо-восточного и северо-западного простирания. Первые два направления согласуются с простираниями разломов фундамента, а наиболее протяженная из них, прослеживающаяся в северо-западном направлении по линии Таганрог – Азов и южнее Зерноград – Гигант, маркируется землетрясениями.

Азово-Таганрогская впадина граничит на севере с Приазовским новейшим поднятием, частично наследующим Украинский щит. Оно рассечено серией слабых зон северо-восточного простирания. Восточная из них совпадает с разломом фундамента и отделяет наиболее приподнятую западную часть с амплитудами до 200 м от восточной, относительно опущенной, где амплитуды снижаются до 100 м. Протяженные северо-западные слабые зоны также являются отражением в рельефе разломов фундамента, разделяя Приазовское поднятие на ряд блоков. Абсолютные отметки в блоках колеблются от 100 до 250 м. Проявляется в рельефе и субмеридиональная система слабых зон. Структурно-геоморфологическое дешифрирование позволило выявить здесь частные поднятия и впадины с амплитудами 300 – 200 и 150 – 100 м соответственно.

Севернее расположена система поднятий Донбасса, граничащая с Приазовским поднятием на юге по разлому фундамента. В пределах так называемого открытого Донбасса, где складчатые комплексы каменноугольных отложений выходят на поверхность, в современном рельефе выражена серия частных поднятий преимущественно субширотного простирания с амплитудами 300 – 350 м. Поднятия контролируются системой субширотных слабых зон. Совпадая по простиранию с геологическими структурами, эти поднятия не всегда являются прямыми формами рельефа. Так, одно из них в районе населенного пункта Белая Калитва в каменноугольных отложениях соответствует синклинали, а поднятие, расположенное южнее, развивается над синклинальной и антиклинальной складкой. Восточнее субмеридионального отрезка долины р. Северный Донец, где каменноугольный комплекс погружается под чехол мел-кайнозойских отложений, новейшие поднятия имеют наложенный, дискордантный характер. В целом, система поднятий Донбасса осложняется серией слабых зон с преобладающими субширотным и субмеридиональным

простираниями. Граница с расположенным севернее, практически выродившимся в новейшей структуре, Преддонбасским прогибом на отдельных участках подчеркивается слабыми зонами. Эти зоны частично следуют параллельно разлому фундамента, являющейся границей складчатого Донбасса и Воронежской антеклизы. В современном рельефе – это узкая Преддонбасская впадина, центральная часть которой совпадает с субширотной долиной реки Северный Донец. Создается впечатление, что новейшие поднятия Донбасса и Воронежской антеклизы разрастаются, тем самым, сокращая размеры впадины, вплоть до полного ее вырождения в районе меридионального отрезка долины Северный Донец.

Воронежская антеклиза в новейшем структурном плане представляет собой сочетание новейших поднятий и прогибов. В ее пределах ранними исследованиями были выделены Белогорско-Калачская система поднятий и Первомайско-Чирская ступень [3]. Эти структуры различаются рисунками гидросети, конфигурациями горизонталей рельефа, абсолютными отметками поверхности и отделяются друг от друга долинами рек Калитвы и Дона. Долина Калитвы огибает Первомайско-Чирскую ступень с северо-запада, а долина Дона – с севера и востока. Южным ограничением являются фрагменты долин рек Быстрая и Чир, простирающиеся в восток-северо-восточном направлении и маркирующиеся слабыми зонами. Структурно-геоморфологический анализ топографической карты позволяет выделить в пределах этих структур системы частных поднятий и впадин. В области Первомайско-Чирской ступени в рельефе прослеживается система поднятий, вытянутых в восток-северо-восточном направлении и отделяющихся друг от друга системами узких впадин. Последние разрабатываются долинами рек и балками. Максимальные абсолютные отметки этих поднятий составляют 150 – 200 м. Подобный рисунок рельефа резко меняется к северо-востоку, где эти структуры срезаются так называемым "Чирским линеаментом" северо-западного простирания, выделенным ранее [3] и наследующим прямолинейные отрезки долин Чира и Дона. К северо-востоку от него в рельефе преобладают северо-западные и субмеридиональные направления. В целом для Первомайско-Чирской новейшей структуры характерно сочетание слабых зон восток-северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простираний.

В пределах Белогорско-Калачской структуры выделяется серия частных поднятий разного простирания и конфигурации, которые разделяются впадинами. В междуречье Толучеевки и Хопра хорошо выражена система линейных, расположенных кулисно поднятий преимущественно субширотного простирания с максимальными абсолютными отметками 200 м. Они разделяются впадинами, разрабатываемыми речными долинами. Западные периклинальные замыкания их ограничиваются слабыми зонами, следующими вдоль северо-западного отрезка долины р. Дон и меридиональной долины р. Толучеевка. В междуречье Толучеевки и меридионального участка долины р. Дон в рельефе выделяются два кулисных поднятия северо-восточного простирания, разделяющиеся узкой впадиной – долиной, вдоль которой прослеживается слабая зона, следующая примерно в направлении Бутурлиновка – Павловск. На севере Белогорско-Калачской системы, в наиболее приподнятой области Воронежской антеклизы долинами рек Дон на востоке, Черная Калитва на юго-западе и Тихая Сосна на северо-западе оконтуривается изометричное поднятие с амплитудой 250 м.

На юге, в междуречье субмеридиональной долины Айдара и северо-западных долин Дона и Черной Калитвы выделяется серия поднятий восток-северо-восточного простирания с амплитудами 200 м, разделенных узкими впадинами – долинами. Восточнее долины Айдара расположено поднятие, ограниченное с запада долиной р. Оскол. На юго-востоке в рельефе выражено субширотное поднятие, осложненное

меридиональными и северо-восточными слабыми зонами.

На северо-востоке района, в области юго-восточного склона Воронежской антеклизы, выявляется система поднятий северо-восточного простирания, названных ранее как Ртищевское, Доно-Медведицкое и Приволжское [3]. Эти поднятия отделены друг от друга впадинами северо-восточного и субмеридионального простирания, к которым приурочены речные долины.

В результате проведенного визуального и автоматизированного дешифрирования космических снимков и последующей компьютерной обработки полученных данных выявились главные закономерности распределения плотностей и вытянутости линеаментной сети, являющейся отражением тектонической раздробленности территории. Было установлено, что в описанных выше структурных элементах фундамента первого ранга, таких как Скифская плита, Донбасс, Воронежская антеклиза, Прикаспийская синеклиза характер распределения линий вытянутости "роз-диаграмм" линеаментов различен (рис.1).

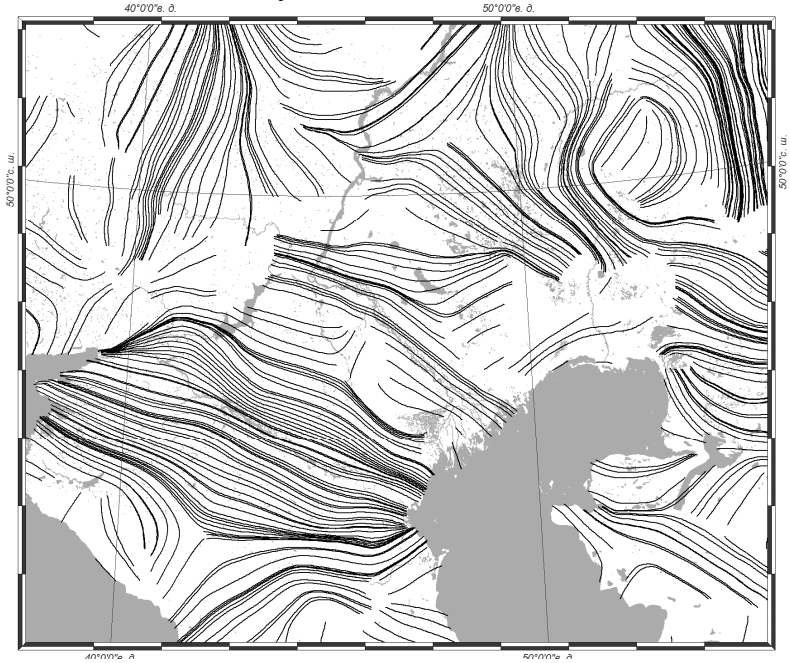


Рис.1. Линии вытянутости ″роз-диаграмм″, построенных по рельефу дневной поверхности с помощью программы ″LESSA″

Было установлено, что в области Скифской плиты преобладают субширотные (субкавказские простирания) и линии вытянутости "роз-диаграмм" совпадают с осями растяжения, полученными в результате тектонофизического моделирования [2]. Это указывает на единство полей напряжений орогена Большого Кавказа и Скифской плиты и соответствует геодинамической ситуации региона, согласно которой новейшие структуры Скифской плиты формируются на фоне разрастания горного сооружения. Подобные субширотные простирания линий вытянутости "роз-диаграмм" характерны и для Донбасса. В Прикаспийской впадине "розы – диаграммы" вытянуты в северо-восточном направлении, а в области Воронежской антеклизы – строго меридионально. Сравнительный анализ рисунка рельефа поверхности Земли и фундамента показал, что структуры фундамента первого ранга коррелируются с преобладающими направлениями вытянутости "роз-диаграмм", что указывает на взаимосвязь деформаций фундамента и современного рельефа. Кроме того, выявилось соответствие некоторых протяженных зон разломов фундамента или их участков линеаментам и слабым зонам, что указывает на реанимацию древних разломов в новейший этап развития. Оказалось, что имеется и некоторое соответствие между вытянутостью "роз-

диаграмм" и степенью деформации фундамента, установленной в результате тектонофизического моделирования в области Скифской плиты. Закономерности деформации фундамента сравнивались с проявлениями современной геодинамики, такими как тепловой поток, сейсмичность, поле трещиноватости, различными статистическими параметрами, характеризующими морфоструктуры дневной поверхности. Проведенное сопоставление значений теплового потока, измеренное в 865 скважинах [5] со степенью вытянутости "роз-диаграмм", построенной с помощью программы ″LESSA″, показало прямую зависимость с коэффициентом корреляции, равным 0,42 (рис.2). Значительные сейсмические события приурочены к наиболее деформированным участкам фундамента.

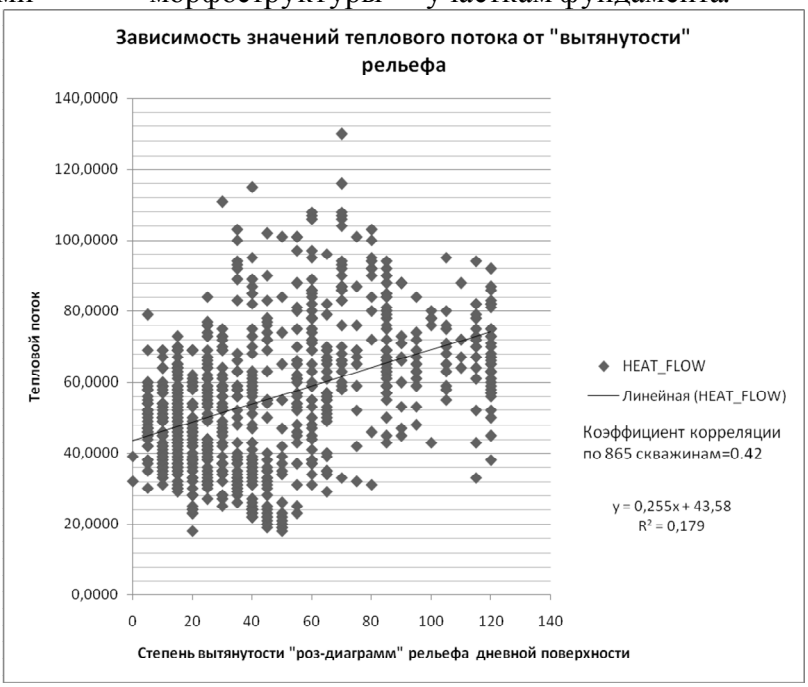


Рис.2. График зависимости значений теплового потока от ″вытянутости″ рельефа

Кроме совпадения эпицентров землетрясений, решения фокальных механизмов также близки по ориентировке к осям сжатия и растяжения, которые были получены при моделировании. Максимумы плотностей линеаментов, отдешифрированных на космических снимках LANDSAT-ETM, как правило, коррелируются с наиболее активными в геодинамическом отношении участками, где наблюдается повышенные значения теплового потока, проявления сейсмичности, скопления углеводородов. Установленная значимая роль деформаций фундамента в формировании особенностей современного рельефа позволяет более осознанно использовать рельеф для изучения геологического строения платформенных территорий.

Литература

1. *Егорова Т.П., Старостенко В.И.* Неоднородность верхней мантии Европы по комплексу геофизических данных // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 600–623
2. *Короновский Н.В., Зайцев В.А., Панина Л.В.* Современная геодинамика Скифской плиты по данным тектонофизического моделирования // Материалы XLIII Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя» Том 1. М.:ГЕОС, 2010. С.372-376.
3. Новейшая тектоника и геодинамика. Область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М.: Наука, 2006. 205с.
4. *Панина Л.В.* «Новейший структурный рисунок Скифской плиты». // Вестник

Московского университета, сер.4. Геология 2009, №1. С.23-31

5. *Pollack H.N., Hurter S.J., and Johnson J.R.* The New Global Heat Flow Compilation. Department of Geological Sciences. Michigan: University of Michigan, U.S.A., March, 1991. URL: http://www.wdcb.ru/sep/heat_flow/hf_cat_gl.ru.html (дата обращения: 10.08.2009)

ОСОБЕННОСТИ СОЕДИНЕНИЙ ЖЕЛЕЗА В ПОЧВАХ ЗЕМЛИ И ГРУНТАХ МАРСА

Залуцкий А.А.[а], **Седьмов Н.А.**[а], **Кузьмин Р.Н.**[б]

[а] *Ярославский Государственный Технический Университет, Ярославль, Россия*
[б] *Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

(*zalutskii@mail.ru*)

Введение

В настоящее время одним из наиболее эффективных методов исследования природных систем и удобным инструментом для получения информации об особенностях минералогического состояния вещества является мёссбауэровская спектроскопия (МС). Исключительная распространённость железа в природе позволяет проводить сравнительные измерения железосодержащих минералов независимо от происхождения образца в Солнечной системе. Исследование с помощью МС грунтов и пород Марса только начинается [15], тогда как для других объектов Солнечной системы (например, Земля, Луна, метеориты) наблюдается значительный прогресс, и имеется обширная информация [2, 6].

Цель настоящей работы – поиск корреляций в применении МС при исследовании почв и грунтов Марса. Впервые в [5] нами была показана необходимость сравнительного анализа для почвено-минеральных систем Земли и грунтов Марса, и поставленные там задачи требуют дальнейшего разрешения.

Материалы и методы

Исследованные нами объекты удобно разбить на три группы. В первую группу мы относим природные системы, специально отобранные из практически всех почвенно-биоклиматических поясов (полярный, бореальный, тропический и т.д.) Земли и различного генезиса (подзолистые, лесные, пеплово-вулканические, погребённые почвы, глубоководные глины Тихого и Индийского океанов) [2]. Во вторую группу включены результаты минералогических исследований поверхности Марса, полученных с помощью двух американских марсоходов MER (Mars Exploration Rovers): «Spirit» («Дух») и «Opportunity» («Возможность»). Мёссбауэровские данные (из двух мест посадки марсоходов: кратер Гусева (Gusev crater) и Полуденная равнина (Meridiani Planum)) были взяты нами из созданной Родионовым Д.С. базы марсианских спектров [9], которая доступна на сайте [13]. Третья группа представлена модельными системами «$FeCl_3$-$FeCl_3{\cdot}nH_2O$-раствор-глинистый минерал», кинетика которых подробно описана в [4]. МС образцов земного происхождения проводилась в геометрии пропускания, и по необходимости в связке с климатическими условиями Марса в температурном диапазоне от 90 до 290 К и различной влажности (в широком диапазоне равновесных относительных давлений паров воды P/P_0 = 0,10-0,985).

Результаты исследований

Информацию по изученным нами системам целесообразно представить двумя группами: 1). Магнитоупорядоченные системы (для почв и грунтов магнитные минералы – гематит, гётит, магнетит и т.п.) 2). Парамагнитные соединения железа (модельные системы).

Первый дискуссионный момент связан с исследованием минеральной системы «гематит-гётит» земного и неземного происхождения. Анализ с помощью МС выявил следующие отличия в поведении параметров спектров гематита Земли и Марса. Во-первых, наблюдаются различия в значениях сверхтонкого поля (H_n) на ядрах ^{57}Fe (Рис. 1).

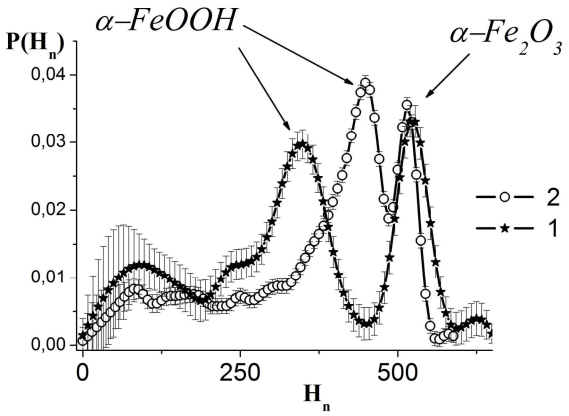


Рис. 1. Сравнительный мёссбауэровский анализ грунтов Марса (1) и почвенно-минеральных систем Земли (2).

Во-вторых, отличаются параметры, связанные с комбинированным магнитным и электрическим сверхтонким взаимодействием в структуре минерала. Для сравнительной диагностики гематита информативным является параметр $R = |e(q_{zz} \parallel H_n)/e(q_{zz} \perp H_n)|$, где характеризует сдвиг ядерных уровней вследствие квадрупольного взаимодействия, q_{zz} есть максимальная компонента градиента электрического поля (*ГЭП*) на ядрах железа, H_n - магнитное поле. Величина R связана с наличием в *a-Fe₂O₃* при определённой температуре ($T_м$ = 252,5 К) спиновой переориентации или фазового перехода, известного как «переход Морина» (Рис. 2).

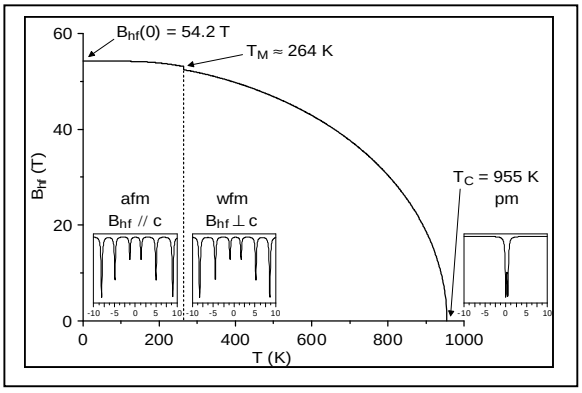


Рис. 2. Мёссбауэровские спектры, при температурах выше (WFM) и ниже (AFM) температуры перехода Морина.

В [11, 14] показано, что уменьшение $T_м$, R *и* H_n связано с присутствием примесных ионов (*Mg*, Al^{3+}) в решётке *a-Fe₂O₃*, уменьшением размеров частиц и наличием дефектов в структуре гематита. Для широкого набора почвенно-минеральных систем Земли нами и другими авторами (см., например, [17]) установлено, что переход Морина сдвигался в область низких (иногда до гелиевых) температур. Для установления причины сдвига нами был проделан модельный эксперимент по синтезу гематита в условиях близких к Марсу. В результате параметр R модельных образцов хорошо совпал со значениями, полученными в [16] для грунтов Марса. Опыты по имитации «марсианских бурь» (процесс достигался с помощью традиционной методики по приготовлению механоактивных веществ) также оказались удовлетворительными: гематит частично переходил в фазу, ответственную за процесс механической активации, что вполне согласуется с результатами работы [1].

Отнесение пиков в функции $p(H_n)$ в марсианском грунте к предполагаемой фазе *a-FeOOH* при прямом сопоставлении с земным образцом оказалось весьма проблематичным (Рис. 1). Поэтому возникла необходимость в проведении и анализу лабораторных исследований по синтезу гётита. Проанализировав широкий спектр различных моделей образования почвенного гётита и переходов «гётит↔гематит», нами был выбран механизм, предложенный Чухровым Ф.В. [3]. Этот выбор сделан на основе ряда наших работ по исследованию почв на красноцветных отложениях (см., например, [8]), где соотношение «гетит-гематит» по данным МС зависит от почвенных условий.

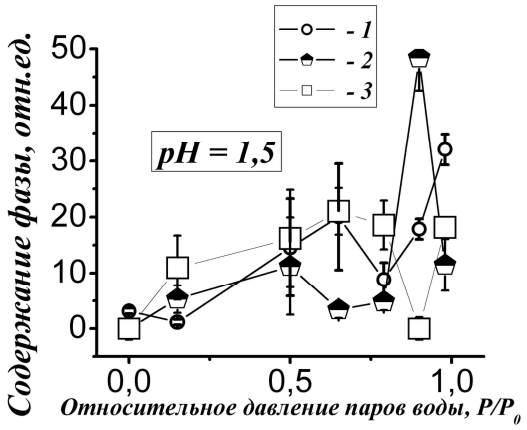


Рис. 3. Кинетика превращения обменных форм железа в монтмориллоните [4]: 1- β-*FeOOH*, 2- α-*FeOOH*, 3- ионы железа.

В пользу указанного механизма говорит и наш модельный эксперимент для системы «раствор-минерал» (Рис. 3), где при определённых значениях величины P/P_0 диагностировались две фазы гидроксидов железа: *a-FeOOH* и *b-FeOOH* [4]. Последняя фаза железа в форме акаганеита редко, но встречается на Земле (морские конкреции Тихого океана), и недавно была, предположительно, обнаружена на Марсе. Поскольку гётит образуется только при участии воды, то совпадение пиков для $p(H_n)$ у марсианских грунтов и нашей системы «раствор-минерал» (см. Рис. 4) является прямым свидетельством существования в прошлом воды на поверхности Марса.

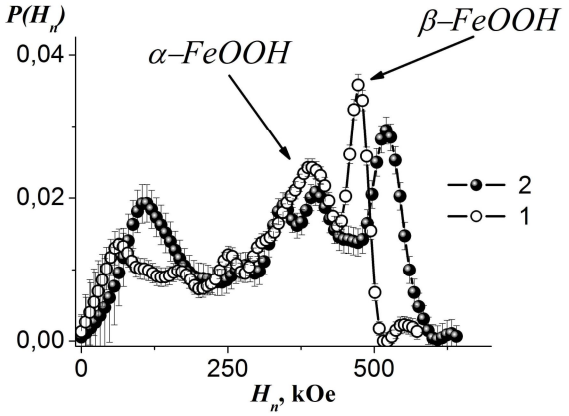


Рис. 4. Сравнительный мёссбауэровский анализ модельной системы «раствор-минерал» (1) и грунтов Марса (2).

Таким образом, наши исследования не только подтверждают факт наличия воды на Марсе, но и позволяют двигаться дальше в решении этой проблемы с корректно выбранной стратегией исследования природных систем.

Второй дискуссионный момент касается вопроса о происхождении почвенного магнетита, который ответственен за повышенные магнитные свойства некоторых почв и пород Земли [2]. Наши исследования показывают, что к широкому спектру причин образования магнетита (процессы выветривания, пожары, биогенный и техногенный факторы) следует добавить выпадение космического вещества на поверхность планеты. При решении вопроса о дифференциации почвенного и космического магнетита нами было установлено, что одним из основных магнитных минералов исследованных частиц (или магнитных сферул) является нестехиометрический магнетит. Анализ полученных данных позволяет высказать предположение, что показатель нестехиометричности (I_B/I_A) (отношение интенсивностей парциальных спектров магнетита, соответствующих октаэдрическим (B) и тетраэдрическим (A) позициям атомов железа в его структуре) может являться количественным критерием отличия сферул космического и техногенного происхождения. В пользу такого подхода говорит и тот факт, что магнетит в марсианских образцах (рис. 5), например, из Кратера Гусева также является нестехиометричным [9].

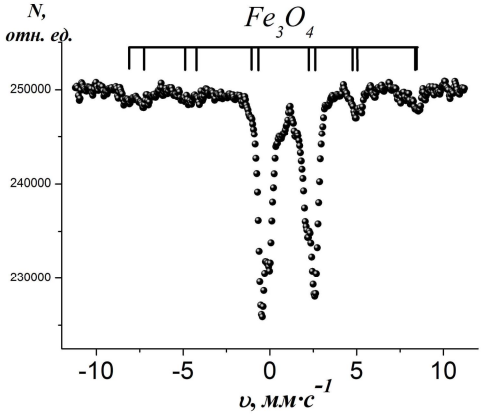


Рис. 5. Типичный мёссбауэровский спектр ядер ^{57}Fe в грунте Марса [13, 15].

Выяснение природы отклонения величины I_B/I_A от идеального значения для грунтов Марса потребует, по-видимому, дополнительных исследований, поскольку для природных систем возможны одна из двух или совокупность следующих нестехиометрических причин: 1) механизм изоморфных замещений; 2) механизм вакансий.

Так, например, при исследовании магнитных фракций, выделенных из различных типов почв Земли (Рис. 6), нами была определена степень вакансий в структуре природного магнетита (υ = 0,03÷0,14) [10].

Третий дискуссионный момент связан с тем, что имеется объективная трудность

корректной интерпретации мёссбауэровского «дублета», который может иметь различную физическую природу. С подобной проблемой мы встречались ранее при исследовании образцов самых различных типов почв Земли.

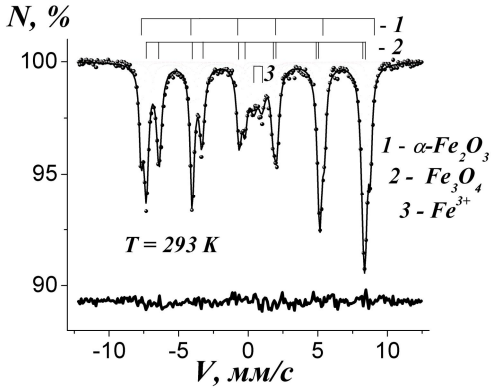


Рис. 6. Типичный мёссбауэровский спектр ядер ^{57}Fe в МФ, выделенной из почвы Земли (результат его обработки в рамках механизма вакансий [10]).

Чтобы частично её снять, необходимо учитывать сведения по температурному сдвигу (δ_T) мёссбауэровской линии поглощения. Действительно, из-за эффекта Доплера второго порядка наряду с изомерным (или химическим) сдвигом мёссбауэровской (δ_I) линии наблюдается температурный сдвиг (δ_T), который определяется колебательным спектром ядер [7, 12]. Температурный сдвиг для примесного ядра массы $M_{l,k}$ в произвольной решётке неидеального кристалла можно выразить через атомные силовые константы идеальной матрицы j_{aa} и через изменение этих силовых констант, обусловленное введением примеси [7]:

$$d_T = \frac{3kT}{2cM_{l,k}} + \frac{\mathbf{h}^2}{24cM_{l,k}^2(k_BT)}\sum_a j_{aa}(l,k;l',k') - \frac{\mathbf{h}^4}{1440\,cM_{l,k}^2(kT)^2}\cdot\sum_{a,b}\frac{j_{ab}(l,k;l',k')j_{ba}(l,k;l',k')}{M_{l',k'}} + o(T^{-3}) \quad (2)$$

Такой подход позволил нам определить константы упругости для различных комплексов железа в модельных минеральных системах и как следствие – разработать методику по разделению с помощью МС на «обменные» и «структурные» фазы соединений железа в почвах.

Заключение

Полученные нами результаты позволяют сделать вывод о сходстве минерального состава планет Земной группы, и частично выбрать правильный научный «вектор» в проверке широкого спектра гипотез происхождения планет Солнечной системы, носящих в настоящее время, в основном, дискуссионный характер.

Литература

1. *Авакумов Е.Г.* Механические методы активации химических процессов. // М.: Наука, 1986. 305 с.
2. *Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Карпачевский Л.О., Иванов А.В., Морозов В.В.* // Магнетизм почв. Ярославль: ЯГТУ. 1995. 223 с.
3. Гипергенные окислы железа в геологических процессах. // М.: Наука, 1975. 206 с.
4. *Залуцкий А.А., Кузьмин Р.Н., Пухов Д.Э.* Исследование соединений железа в системе «$FeCl_3$-$FeCl_3nH_2O$-монтмориллонит». К пятидесятилетию открытия эффекта Мёссбауэра // Записки РМО, 2007, Часть 136, Выпуск 7, С. 214-232.
5. *Залуцкий А.А., Седьмов Н.А., Кузьмин Р.Н., Иванов А.В.* Сравнительный мёссбауэровский анализ соединений железа в почвах Земли и некоторых грунтах Марса. // Известия РАН. Серия Физическая, 2010, том 74, № 3, С. 410-414.
6. *Малышева Т.В.* Эффект Мёссбауэра в геохимии и космохимии. // М.: «Наука». 1975. 168 с.
7. *Марадудин А.* Дефекты и колебательный спектр кристаллов. Теоретические и экспериментальные аспекты влияния точечных дефектов и неупорядоченностей на колебания кристаллов. // М.: Мир, 1968, 432 с.
8. *Морозов В.В., Бабанин В.Ф., Иванов А.В., Светлова Е.И., Шоба С.А.* Формы соединений железа в почвах на красноцветных пермских отложениях по данным мёссбауэровской спектроскопии. // Вестник Московского Университета.. Сер. 17. Почвоведение. 1987. №4. С. 8-14.
9. *Родионов Д.С.* Мёссбауэровский спектрометр для анализа минералогии железа на поверхности Марса. //Автореферат дисс. … канд. физ.-мат. наук, М.: ИКИ РАН, 2006, 14 с.

10. *Седьмов Н.А., Бабанин В.Ф., Морозов В.В., Залуцкий А.А., Трухин В.И., Шоба С.А.* Магнитоминералогические особенности магнетита из различных осадочных пород и отложений. // Вестник Московского Университета.. Сер. 19. Физика и Астрономия. 2004. №1. С. 59-65.
11. *Храмов Д.А., Полосин А.В.* Исследование температурной зависимости квадрупольных сдвигов на ядрах ^{57}Fe в гематите// ФТТ, 1983, Том 25, Выпуск 9, С. 2769-2771.
12. *Шпинель В.С.* Резонанс гамма-лучей в кристаллах. //М.: Наука, 1969, 408 с.
13. http://www.mtholyoke.edu/courses/mdyar/database/ (Mars Mineral Spectroscopy Database)
14. *Jancik D., Mashlan M., Zboril R., Adetunji J., Nomura K.* // Czechoslovak Journal of Physics, 2005, Vol. 55, No. 7, P. 803-811.
15. *Morris R., Klingelhoefer G., Bernhardt, et al.* Mineralogy at Gusev Crater from the Mossbauer Spectrometer on the Spirit Rover// Science.2004.V.305, Issue 5685,P. 833-836.
16. Van Cromphaut C., de Resende V.G., *De Grave E., Van Alboom A., Vandenberghe R. E., Klingelhoefer G.* Characterisation of the magnetic iron phases in clovis Class rocks in Gusev crater from the MER Spirit Mossbauer spectrometer //Geochimica et Cosmochimica Acta, 2007, Vol. 71, P. 4814-4822.
17. *Vandenberghe R. E., De Grave E., De Geyter G.., Landuydt C.* Characterization of goethite and hematite in a Tunisian soil profile by Mossbauer spectroscopy //Clays and Clay Minerals, 1986, Vol. 34, No. 3, P. 275-280.

РЕАЛИЗАЦИЯ ГЛУБИННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ РЕОЛОГИЧЕСКИ НЕОДНОРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ В УСЛОВИЯХ ТРАНСПРЕССИИ (по сейсмическим данным)

Зарщиков А.А. [а]**., Клочко А.А.** [б] **Георгиевский Б.В.** [б]

[а] *МФ Лукоил Оверсис Сервис БВ*
[б] *Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
(*anna02@inbox.ru*)

Глубинное строение надвиговых зон и тектонический контроль известных в их пределах месторождений углеводородов активно изучались отечественными геологами в Среднеазиатском регионе, Предкарпатье, на Урале и Кавказе. Изданное под редакцией В.Е.Хаина обобщение [1] подвело итог советскому этапу исследований в этом направлении.

В 80-90-е годы в американской нефтяной структурной геологии произошел прорыв в понимании стиля глубинного строения надвиговых систем типа «треугольных зон» [2]. Параллельно, также преимущественно западными геологами развивались представления о сдвиговых парагенезах разных масштабов [3].

Близкий к этим представлениям подход к реконструкции шарьяжного строения Предкавказья и Предуралья был реализован в работах М.А.Камалетдинова [4], О.К.Соборнова [5], Ю.С.Казанцева [6], В.В.Юдина [7] и др.; региональный парагенетический анализ сдвигового структурного рисунка рассматривался в работах М.Л.Коппа [1], Л.М.Расцветаева, А.В.Тевелева и др .

Одна из главных тенденций развития теоретических основ нефтепоисковой геологии последнего десятилетия состоит в объединении классических представлений о тектонике надвиговых поясов и строении зон региональных сдвигов для объемной реконструкции глубинного строения сложнопостроенных осадочных бассейнов.

В настоящее время научное обоснование региональных нефтепоисковых работ базируется на анализе сейсмических 3Д и 2Д материалов высокого разрешения принципиально новой информативности и детальности и комплексировании их с данными геологической съемки и структурно-геоморфологической интерпретации материалов ДЗЗ. На этой основе появилась возможность объединения дезьюнктивных и пликативных структур, традиционно рассматриваемых нефтяными геологами обособленно, в единые структурные парагенезы.

Нами представлен опыт работ по тектонической и структурно-геологической интерпретации 2Д и 3Д сейсмических данных регионов сложного покровно-складчатого строения (Северные Анды, Куба, Тянь-Шань, Загрос, Сахалин, Северный Каспий и др.), выполненных авторами для ряда российских нефтяных компаний. При этом было выявлено несколько общих, пока малоизученных особенностей транспрессионного структурообразования.

Трехмерная реконструкция фронтальных зон складчато-надвиговых систем, таких как Восточные Кордильеры, Куба, западный Сахалин, с характерными признаками треугольных зон или чешуйчатых вееров, позволяет выявить их значительно более сложные, чем в «классических» моделях [2, 5] пространственные соотношения элементов структурного каркаса (например, дуплексных ядер). Рассмотренные структуры треугольных зон сочетают в себе черты надвиговых и сдвиговых парагенезов (т.к. кулисность), т.е. являются транспрессионными.

В условиях разномасштабной реологической расслоенности осадочного разреза, обычной в таких регионах, возможна синхронная реализация надвигового и сдвигового структурных стилей, существенно отличающаяся на разноглубинных стратиграфических

уровнях. Характерным результатом структурообразования в таких условиях является его существенная автономность для разных реологических этажей. До сих пор данная особенность структурообразования чаще всего рассматривается как результат наложения нескольких последовательных этапов деформации.

Зонами реологического раздела в этом случае могут быть не только соли (что достаточно хорошо известно), но и иные породы, способные к объемному тектоническому перераспределению: глинистые толщи, а также тектонический меланж разного типа. Являясь подвижными пластичными или квазипластичными уровнями, они играют роль зон компенсации, разделяя этажи хрупко-упругой деформации. По нашему мнению, они могут являться своеобразными гидродинамическими разделами - тектоническими экранами для потенциальных структур – ловушек углеводородов в нижележащих уровнях, что подтверждают примеры известных месторождений (Купиагва в бассеине Льянос, Мотембо на севере Кубы и др.). Типичные примеры такого стиля описаны нами в предгорной части бассеина Льянос, в зоне перехода Низкого Загроса в Месопотамский прогиб, на Юго-Западном Гиссаре.

При построении трехмерных структурных моделей транспрессионных ансамблей реконструируется их эволюция не только в пространстве, но и во времени. Например, для протяженного участка региональной сдвиговой зоны в пределах Кряжа Карпинского (Саверный Каспий) было установлено, что ее сегменты находятся на различных стадиях формирования сдвигового парагенеза, чем объясняется не только различия в их структурном облике, но и тектонические условия сохранности углеводорода.

Литература

1. Тектоника и нефтегазоносность поднадвиговых зон. Сборник научных трудов. Отв. ред. В.Е.Хаин. М.: Наука, 1990, 291 с.
2. Triangle Zones and Tectonic Wedges. Bulletin of Canadian Petroleum Geology. Vol. 44. No. 2. 1996. 429 p.
3. *Sylvester A.G.* Strike-slip faults. // Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 1666-1703, November 1988.
4. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
5. *Sobornov K.O.* Lateral variations in structural styles of tectonic wedging in the northeastern Caucasus, Russia.// Bulletin of Canadian Petroleum Geology. Vol. 44. No. 2. 1996. 429 p.
6. *Казанцев Ю.С.* Структурная геология Предуральского прогиба. М: Наука, 1984. 183 с.
7. *Юдин В.В.* орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука,1994. 286 с.
8. *Копп* М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. – М.: Научный Мир, - 1997. - 314 с.

РОЛЬ СУХОГО ТРЕНИЯ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Захаров В.С.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(vszakharov@yandex.ru)

Введение

По мере накопления сведений о пространственно-временном режиме проявления тектонической активности и сейсмичности стала очевидной сложность этого процесса. В настоящее время понятно, что эта сложность поведения определяется не только строением сейсмотектонической системы, сложностью и большим количеством элементов системы, но и характером взаимосвязей между элементами.

Сейсмотектоническая система является открытой (получают энергию извне) диссипативной (растрачивает энергию). Для таких систем большую роль играют как интенсивность и особенности внешнего воздействия, так и характер диссипативных сил. Действие диссипативных сил не только рассеивает энергию, преобразуя ее в тепло, но и может приводить к весьма сложной динамике системы. Для механической системы диссипативными являются силы вязкого и сухого трения.

Особенности сухого трения

Поверхности физических тел имеют сложное неоднородное строение, причем эта неоднородность носит иерархический самоподобный характер. Законы трения, установленные эмпирически, есть проявление сложных процессов, проходящих на разных масштабных уровнях [3].

Закон сухого трения является нелинейным: коэффициент трения покоя m_s больше коэффициент трения скольжения m_d.. При малых значениях относительной скорости коэффициент трения уменьшается относительно плавно при увеличении скорости, затем может быть постоянным в некотором диапазоне скорости (рис.1), а при больших относительных скоростях может снова возрастать [3]. Существует довольно много вариантов аналитического задания особенностей сухого трения (рис.2), обзор которых дан в [2].

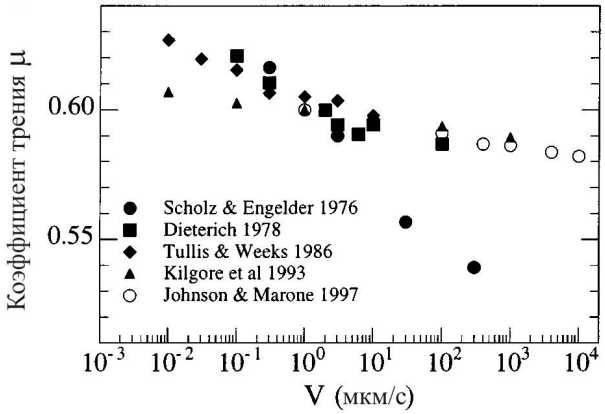


Рис. 1. Экспериментальная зависимость коэффициента трения от скорости движения, по [7].

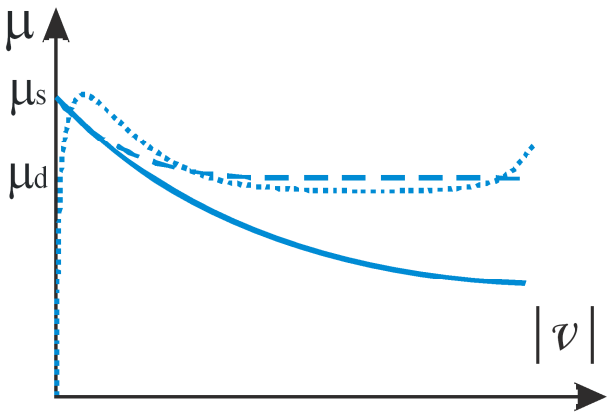


Рис. 2. Современные модельные зависимости коэффициента трения от относительной скорости.

Кроме того, что коэффициент трения скольжения падает с увеличением скорости, наблюдается также и иной эффект - коэффициент трения покоя m_s увеличивается с течением времени t контакта, примерно по логарифмическому закону [7]. Этот закон трения является общим и хорошо доказанным, и справедлив как для горных пород (для которых он был сформулирован), так и для других материалов.

Наличие в системе сухого трения приводит, помимо простой диссипации энергии, к весьма значительным следствиям для ее динамики

Модели Барриджа и Кнопова

Барриджем и Кноповым [6] предложена модель “груз на пружине”, в которой наблюдаются фрикционные автоколебания и движения типа “скольжение–прилипание” (stick-slip). При всей простоте модели она имеет особое значение: по современным представлениям именно с механизмом такого рода связано возникновение землетрясений.

Динамика такой модели слишком проста для представления сейсмотектонического процесса – все срывы (модельные землетрясения) в ней происходят периодически и предсказуемо. Однако добавление в систему второго блока приводит к качественному изменению её поведения [11]. Состоящая всего из двух связанных блоков автоколебательная система с сухим трением может демонстрировать как периодическое, так и сложное хаотическое поведение в зависимости от значений управляющих параметров. На рис.3 представлен фазовый портрет такой системы в координатах смещений блоков (X_1X_2) для хаотического режима.

Очевидно, что увеличение количества элементов в таких системах приведет к еще большему усложнению динамики.

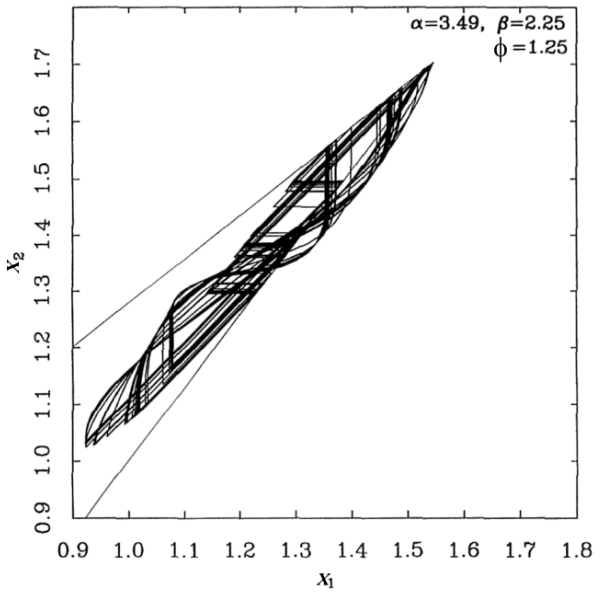


Рис. 3. Хаотический режим колебаний в системе двух блоков с сухим трением.

Трехдисковая модель с сухим трением

Блоки земной коры совершают как поступательные, так и вращательные движения. Взаимодействие по границам блоков определяет сейсмичность региона. Для описания динамики вращательного движения рассмотрим следующую трехдисковую модель [1], воспроизводящую основные черты поведения гранулированной структуры. Один из дисков (ведущий) движется с постоянной угловой скоростью. Два другие диска касаются ведущего диска и друг друга. В точках касания на ведомые диски действует момент сил трения.

Динамика исследуемой системы демонстрирует разнообразие режимов (затухающие колебания, регулярные и хаотические автоколебания) в зависимости от параметров модели. Управляющим параметром здесь является угловая скорость ведущего диска (которая моделирует скорость тектонического движения).

На рис. 4 показана фазовая диаграмма хаотических колебаний одного из ведомых дисков в координатах (φ,ω). В хаотическом режиме в динамике системы наблюдаются колебания различных периодов и амплитуд, а также внезапные скачки скорости углового вращения диска. Эти скачки представляют собой модельные "землетрясения".

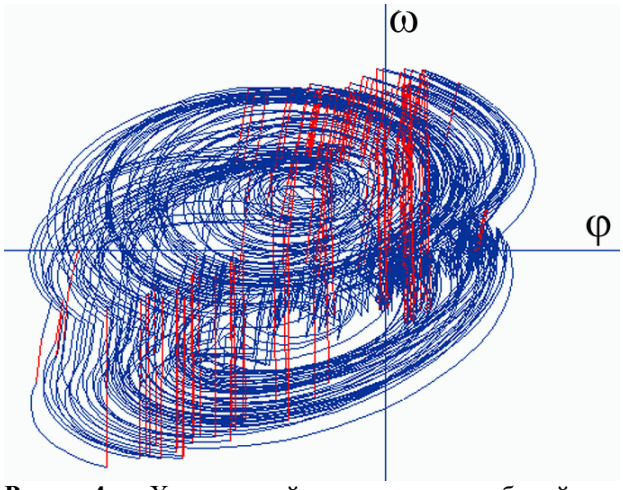


Рис. 4. Хаотический режим колебаний в трехдисковой модели.

Отметим, что величины скачков различны по величине, и направлены они как по, так и против направления вращения ведущего блока. Редкие скачки с большой амплитудой и многочисленные скачки с малыми амплитудами порождаются одним и тем же механизмом. Амплитуды скачков и временной интервал между скачками распределены хаотически. Никаких предвестников этих событий не обнаруживается, причем это относится к скачкам любой амплитуды.

Последовательность скачков уникальна для каждого начального состояния модели. Следует отметить, что для возникновения хаотического распределения моментов возникновения скачков не требуется введения какой-либо случайной силы – это является следствием нелинейного характера взаимодействия.

Модель движения сцепленных блоков по разлому ("train"-модель)

Измерения деформаций земной поверхности свидетельствуют о ее наличии колебаний с различными периодами и амплитудами. В некоторых местах наблюдаются относительно плавные изменения, в других – очень быстрые (землетрясения).

Для описания движения по разлому предложена модель сцепленных друг с другом блоков ("train"-модель). На каждый блок действуют упругие силы со стороны соседних блоков, вязкая сила сопротивления среды и сила трения со стороны движущейся с постоянной скоростью поверхности [1].

На рис. 5 показана временная развертка смещений для 50 центральных блоков из общего количества 100 блоков в цепочке. В цепочке наблюдаются скачки отдельных блоков, вызывающие смещения соседних блоков. Момент времени появления каждого скачка и знак смещения (вверх или вниз) непредсказуемы. Скачку не предшествует какое-либо особое поведение. Сколь угодно малое изменение начальных условий не приводит к качественному изменению поведения блоков, но последовательность скачков во времени становится совершенно другой. Эта модель позволяет понять особенности проявления сейсмичности вдоль разлома, а также и динамику бортов разлома.

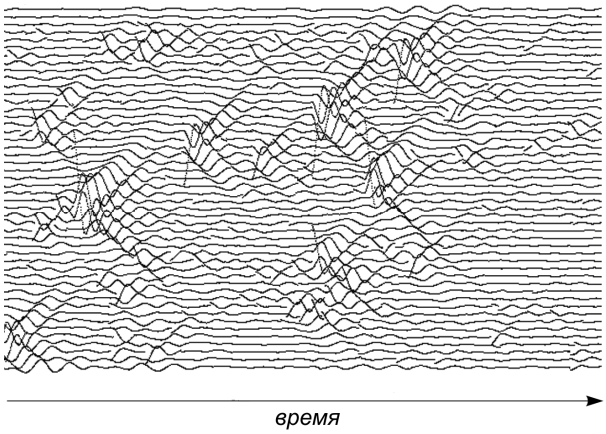


Рис. 5. Временная развертка смещений для 50 центральных блоков.

Предложено большое количество разнообразных моделей, развивающих подход Барриджа и Кнопова. В [11] рассмотрен двумерный вариант модели, в которой блоки, входящие в систему, соединены в одном направлении пружинами, а в другом – упругими стержнями, и взаимодействуют с основанием посредством сил сухого трения. Такая система демонстрирует поведение, называемое самоорганизованной критичностью (СОК) [5]. Результаты моделирование ее динамики широко используются для объяснения особенностей сейсмического процесса [11].

Существует также иерархическая модификация [10] модели Барриджа и Кнопова. В этой системе взаимодействующие посредством упругих связей блоки имеют размеры, подчиненные степенному закону распределения, и жесткости связывающих пружин пропорциональны размерам блоков.

Применение дисковой модели для описания блоковой динамики Эгейско-Анатолийский региона

Эгейско-Анатолийский регион представляет большой интерес для геодинамических и сейсмотектонических исследований. Динамика данного региона обусловлена взаимодействием Евроазиатской, Африканской и Аравийской плит. Качественно для описания этой сложной динамики можно применить несколько усложненную модель взаимодействия дисков.

Геологическими, геодезическими и сейсмотектоническими исследованиями установлена сложная блоковая структура Восточного Средиземноморья. В работах [8,9] приведены схемы сложной вращательно-поступательной микроплитной (блоковой) динамики, предлагаемая для интерпретации измерений скоростей GPS. При такой динамике, помимо общего смещения начинают проявляться собственные движения блоков, входящих в состав региона.

Согласно сейсмологическим наблюдениям в Эгейско-Анатолийском регионе отмечается повышенная сейсмическая активность, представленная, главным образом, слабыми землетрясениями. Сейсмичность региона по каталогу PDE за 1973-2007 гг. представлена на рис.6. Практически все землетрясения мелкие, коровые, их глубина не превышает 33 км. Расположение эпицентров неоднородное: значительная часть очагов концентрируется в зонах границ между крупными блоками (микроплитами), таких, как Северо-Анатолийский разлом, Эгейский желоб. Выделяются также зоны концентрации эпицентров меньшего масштаба. В то же время между этими зонами можно выделить области, где землетрясений мало.

Подобная картина может быть следствием сложного взаимодействия блоков земной коры разного масштабного уровня (ранга). Общей причиной (источником энергии) является воздействие Аравийской плиты. Это воздействие вызывает сложную поступательную и вращательную динамику и взаимодействие относительно жестких крупных блоков (микроплит), таких как Анатолийская, Эгейския и др. Эти крупные блоки, а также зоны между ними, в свою очередь, не являются однородными, а состоят из блоков меньшего масштаба, которые также могут совершать дифференциальные вращательные движения. Взаимодействие по краям этих разномасштабных блоков находит выражение в наблюдаемой картине сейсмичности.

Дифференциальные вращательные движения блоков в составе микроплит в данном регионе определены нами на основании анализа данных GPS в [4]. Результаты предварительного анализа на представлены рис. 6, где выделенные блоки показаны красным пунктиром. Видно, что выделенные блоки достаточно хорошо согласуются с характером пространственного распределения сейсмичности.

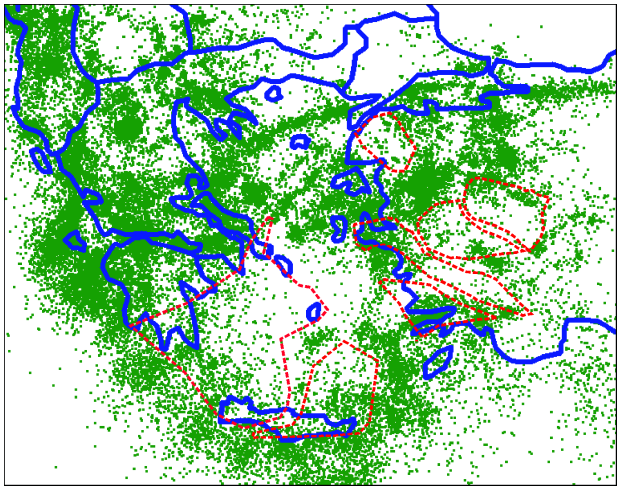


Рис. 6. Сейсмичность Эгейско-Анатолийскогорегиона и схема выделенных при анализе GPS блоков [4].

Рассмотренная система из соприкасающихся блоков моделирует

сложное поведение так называемой гранулированной структуры - системы блоков с допустимыми поступательными и вращательными относительными перемещениями, при непрерывном постоянном поступлении энергии. В гранулированных средах возможно как дифференциальные движения отдельных элементов, так и согласованное коллективное движение временно возникающих, и затем распадающихся агломератов.

Заключение

Все рассмотренные системы, несмотря на различные пространственно- временные масштабы, объединяют ярко выраженная особенность динамики. В них наблюдаются сложные колебательные движения, где вместе с циклами, определяемыми собственной частотой блоков, возникают непериодические колебания. В некотором диапазоне параметров (силы трения, скорости ведущих блоков и т.д.) в рассмотренных системах осуществляется режим хаотических колебаний, наблюдаются резкие перескоки между различными положениями, разделенные различными промежутками времени. Отдельные блоки, участвуя в общем процессе переработки поступающей энергии, могут вести себя относительно независимо, соседи могут участвовать в «перескоках» и в одинаковом, и в противоположных направлениях. Возможны вре́менные объединения части блоков в агрегаты, которые разрушаются через некоторое, неизвестное заранее время.

Это явление - хаотическое поведение при точном задании всех параметров, - носит название детерминированного хаоса. Сходная по виду картина наблюдается при некотором, достаточно широком (но неизвестном точно), разбросе параметров. Однако любое, сколь угодно малое изменение параметров: скорости, силы трения и т.д., или начальных условий приводит к тому, что поведение каждого блока может измениться, т.е. конкретные траектории движения и моменты резких изменений (катастроф) становятся другими. При этом общий характер динамики может как сохраниться, так и, в случае прохождения бифуркации, перестроиться кардинальным образом.

Рассмотрение подобных моделей делает более понятным источник сложностей, с которыми сталкиваются исследователи при прогнозе землетрясений и других катастрофических событий. Ограниченность (или невозможность) прогноза в таких системах заложена в самой их природе.

Подчеркнем, что ключевую роль в хаотическом характере поведения рассмотренных систем играет именно сухое трение. Таким образом, модели динамики, учитывающие сухое трение, весьма полезны для понимания особенности и сложности сейсмотектонического процесса, и для наук о Земле в целом.

Литература

1. *Вадковский В.Н., Захаров В.С.* Электронное учебное пособие “Динамические процессы в геологии” // Материалы XXXV тектонического совещания, М. 2002. С. 86-89.
2. *Захаров В.С.* Блоковые модели с сухим трением в сейсмотектонике// Электронное научное издание «ГЕОразрез». 2010. вып. № 2–2010 (7).
3. Основы трибологии (трение, износ, смазка) / Под. ред. А.В. Чичинадзе. М.: Машиностроение, 2001. 664 с.
4. *Симонов Д.А., Захаров В.С., Лю С.* Методики анализа современных дискретных движений блоков геодинамически активных областей по данным GPS (на примере Эгейско-Анатолийского региона) // Мат.-лы XXXIX Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2006. Т. 1. С. 215–219.
5. *Bak P., Tang C., Wiesenfeld K.* Self-organized criticality: An explanation of the 1/f noise // Phys. Rev. Lett. 1987. Vol. 59. P. 381–384.
6. *Burridge R., Knopoff L.* Model and theoretical seismicity // Bulletin of the Seismological Society of America. 1967. Vol. 57. № 3. P. 341-371.
7. *Marone C.* Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1998. Vol. 26. P. 643-696.
8. *McClusky S., Balassallian S., Barka A.* et al. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern

Mediterranean and Caucasus. // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. № B3. P. 5695–5719.
9. *Nyst M., Thatcher W.* New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. № B11406. doi:10.1029/2003JB002830
10. *Schmittbuhl J., Vilotte J.-P., Roux S.* Velocity weakening friction: A renormalization approach // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101. № B6. P. 13911-13917.
11. *Turcotte D.L.* Fractals and chaos in geology and geophysics. Second edition. Cambridge University Press. Cambridge. 1997. 398 p.

ГЛОБАЛЬНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВОДООБМЕН И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ

Зверев В.П.

Учреждение Российской академии наук Институт геоэкологии им.Е.М. Сергеева РАН, Москва
(zverev@geoenv.ru)

Появление воды на Земле связано с процессом ее возникновения, которая, как и планеты Солнечной системы, образовалась в результате аккреции и аккумуляции протопланетного вещества. Разогрев планет и внутренняя дифференциация их вещества сопровождалась дегазацией летучих, темпы и масштабы которой во многом зависели от массы планеты и ее расстояния до Солнца, что в свою очередь определило особенности распределения и эволюции воды на каждой из планет земной группы.

Содержание воды в гипотетической примитивной мантии Земли оценено И.Д. Рябчиковым [7] примерно в 0,1% ее массы, что составляет порядка $4 \cdot 10^{24}$ г. Им же сделан вывод, что, содержание H_2O в стеклах MORB соответствует концентрации воды в деплетированной и дегазированной верхней мантии. Исходя из этого, в настоящее время в мантии должно находиться ~$1 \cdot 10^{24}$ г H_2O и соответственно около $3 \cdot 10^{24}$ г воды было дегазировано. Значительная часть этой массы пошла на формирование поверхностной и подземной гидросфер, которое началось, судя по изотопным данным, на рубеже архея – 4 млрд. лет тому назад. Средние темпы выделения воды за это время составляют $0.75 \cdot 10^{15}$ г/год. По мнению большинства исследователей на начальных этапах эволюции Земли они были выше, снизившись в современную эпоху до $0.25 \cdot 10^{15}$ г/год [8].

В настоящее время в поверхностной гидросфере аккумулировано $1.37 \cdot 10^{24}$ г H_2O. Более проблематично количество воды в земной коре. После появления работ, уточняющих массу и средний химический состав горных пород земной коры [6] выполнена оценка количества подземных вод, содержащихся в основных оболочках земной коры [1, 2].

В осадочной оболочке земной коры в современную эпоху содержится $0{,}285 \cdot 10^{24}$ г. воды, т.е. приблизительно в 4,8 раз меньше чем в современном океане. Значительно больше воды – $0{,}504 \cdot 10^{24}$ г. – сосредоточено в т.н. "гранитной" и "базальтовой" оболочках земной коры. Суммарное количество всех типов подземных вод земной коры составляет $0{,}79 \cdot 10^{24}$ г, т.е. больше половины массы поверхностной гидросферы [2] (табл. 1).

Важнейшей особенностью подземных вод земной коры является то, что они относятся к ее подвижным компонентам, т.е. благодаря их постоянному переносу практически любая система в пределах земной коры является открытой. Перенос подземных вод в толще земной коры, обусловленный совместным влиянием солнечной радиации, теплового и гравитационного полей Земли, реализуется в процессе ее эволюции постоянно, включая ряд циклов, начиная от активного водообмена в верхних, до замедленного – в глубоких частях земной коры. Уточненная [1, 2, 3] количественная модель массопотоков подземных вод в пределах всей толщи земной коры приведена в табл.2.

Если оценить общую массу свободных гравитационных подземных вод, участвовавших в активном глобальном круговороте гидрогеологического цикла за фанерозой (~ $6{,}0 \cdot 10^{27}$ г), которая оказалась близка к массе Земли в целом, превосходя более чем на три порядка массу гидросферы Земли.

Геологическая роль свободных, физически и химически связанных вод, затягиваемых в процессе дрейфа литосферных плит и субдукции под континентальную кору, очень велика. Они образуют гидротермальные системы, участвуют в вулканических извержениях и формируют нисходящий поток воды,

достигающий низов земной коры и верхней мантии, составляющий ~$0{,}38 \cdot 10^{15}$ г/год.

Таблица 1. Количество воды в земной коре

Тип земной коры	Оболочка слой)	Горная порода, 10^{24} г	Химически связанные воды, 10^{24} г	Свободные и физически связанные воды, 10^{24} г	Общая масса воды, 10^{24} г
Континентальный	Осадочная	1,90	0,0578	0,0910	0,1488
	Гранитно-метаморфическая	6,80	0,0796	0,0377	0,1173
	Гранулит-базитовая	9,35	0,1122	0,0232	0,1354
	В целом	18,05	0,2496	0,1519	0,4015
Субконтинентальный	Осадочная	0,62	0,0188	0,0540	0,0728
	Гранитно-метаморфическая	1,32	0,0154	0,0074	0,0228
	Гранулит-базитовая	2,33	0,0279	0,0058	0,0337
	В целом	4,27	0,0621	0,0672	0,1293
Океанический	Осадочная (I слой)	0,18	0,0107	0,0531	0,0638
	Вулканическая (II слой)	1,05	0,0072	0,0355	0,0427
	Базальтовая (III слой)	4,91	0,1473	0,0051	0,1524
	В целом	6,14	0,1652	0,0937	0,2589
Всего	Осадочная	2,70	0,0873	0,1981	0,2854
	«Гранитная»	8,12	0,0950	0,0451	0,1401
	«Базальтовая»	17,64	0,2946	0,0696	0,3642
	В целом	28,46	0,4769	0,3128	0,7897

Таблица 2. Массопотоки подземных вод земной коры

Массопотоки. Состояние воды	Толщи, вовлекаемые в водообмен	Водообмен, г/год	Время реализации, 10^6 лет	Масса водообмена, г
Гидрогеолсгический. Гравитационные	Активный водообмен континентов	$10{,}50 \cdot 10^{18}$	570	$5{,}98 \cdot 10^{27}$
	Замедленный водообмен континентов	$0{,}66 \cdot 10^{18}$	1600	$1{,}06 \cdot 10^{27}$
Литогенетический. Физически и химически связаные	Осадочные породы континентов и субконтинентов	$6{,}20 \cdot 10^{15}$	1600	$9{,}92 \cdot 10^{24}$
	Метаморфическая оболочка континентов	$0{,}041 \cdot 10^{15}$	4000	$0{,}16 \cdot 10^{24}$
Геологический Химически и физически связаннаые.	Осадочный слой океанического блока	$0{,}319 \cdot 10^{15}$	2500	$0{,}797 \cdot 10^{24}$
	Вулканогенный и базальтовый слои океаниов	$0{,}975 \cdot 10^{15}$	2500	$2{,}437 \cdot 10^{24}$
Вулканогеннс-гидротермальный. Пароводяная смесь.	Океанические рифты	$0{,}18\text{-}2{,}23 \cdot 10^{18}$	2500	$0{,}45\text{-}5{,}57 \cdot 10^{27}$
	Вулканические извержения	$0{,}115 \cdot 10^{15}$	2500	$0{,}29 \cdot 10^{24}$
	Островные дуги и активные континентальные окраины	$4{,}00 \cdot 10^{15}$	2500	$10{,}00 \cdot 10^{24}$

Их суммарный массопоток достигает $1{,}294 \cdot 10^{15}$ г/год (табл. 3).

Таблица 3. Составляющие массопотока подземных вод в зонах субдукции

Составляющие массопотока	Интенсивность массопотоков, 10^{15} г/год
Гидротермы	0,800
Вулканические извержения	0,115
Нисходящий поток	0,379
Полный массопоток	1,294

Таким образом, можно заключить, что массы подземных вод, участвующих в круговороте подземной гидросферы земной коры в масштабе геологического времени, оцениваемого периодом существования осадочной и гранитно-метаморфической оболочек земной коры, весьма велики, они превосходят на 2-3 порядка массу современной поверхностной гидросферы и соизмеримы с массой Земли в целом.

Следует еще раз подчеркнуть, что разогрев недр планет и внутренняя дифференциация их вещества сопровождались дегазацией летучих, темпы и масштабы которой во многом зависят от массы планеты и ее расстояния до Солнца, что в свою очередь определило особенности распределения и эволюции воды на каждой из планет земной группы.

Общим для планет земной группы, за исключением Земли, является крайне низкое содержание, практически полное отсутствие воды в атмосферах планет и на их поверхности (табл. 4).

На Меркурии и Луне атмосферы и гидросферы полностью отсутствуют. На Венере, по мере ее дегазации, формировалось атмосфера, состоявшая из углекислого газа, азота, гелия и паров воды. Последние, попадая в верхние слои атмосферы, под действием солнечного света диссоциируют на ОН и Н. Последний, вместе с гелием, покидает планету, способствуя формированию углекислой атмосферы.

В атмосфере и поверхностности и приповерхностных частях Марса в настоящее времени присутствуют объемы воды, составляющие лишь незначительную часть от ее первоначальной массы, которая позволяла допускать существование на Марсе поверхностной гидросферы и океанов. Предполагается, атмосфера на Марсе, контролировавшая реализацию круговорота воды в условиях теплого влажного климата, на рубеже 4,1– 3,8 млрд. лет назад была разрушена катастрофической метеоритной бомбардировкой, что обусловило потерю большей части поверхностной гидросферы. Современные проявления воды на Марсе представлены ледяными шапками в его полярных областях. Реальное существование воды на Марсе было блестяще подтверждено буквально несколько месяцев тому назад инструментальными измерениями спускаемого аппарата «Феникс».

Предполагается, что выше 60 параллелей обоих полушарий поверхностные слои планеты представляют собой смесь льда с марсианским грунтом. Масса воды во льдах на поверхности и приповерхностных частях Марса составляет примерно $1 \cdot 10^{21}$ г, что на три порядка меньше ее количества в гидросфере Земли.

Рассмотренное распределение воды на планетах земной группы говорит, что большая ее часть дегазирована и покинула планеты. Можно допустить, что содержание воды в их мантиях соответствует значениям, характерным для деплетированной мантии Земли. Рассчитанные исходя из этого сугубо ориентировочные массы воды в их толщах приведены в табл. 4.

Резко отличается по этим показателям Земля, температурный режим которой позволяет вот уже более 3 млрд. лет существовать поверхностной гидросфере и мощным круговоротам воды, захватывающим земную кору и верхнюю мантию. Вулканическая активность на Земле происходит в течение всей ее истории и, в отличие от других планет, на ней реализуются процессы тектоники плит, включающие рифтинг, дрейф литосферных плит и субдукцию.

Развитие гидротерм, сопровождающих вулканизм, рифтогенез и субдукцию, обычно рассматривают как вторичный продукт этих процессов. Однако приводимые ниже соображения позволяют подойти к несколько иному, достаточно неожиданному и дискуссионному выводу.

Время существования и особенности развития вулканизма на планетах земной группы и отсутствие на них дрейфа литосферных плит позволяют заключить, что количество и особенности распределения воды на планете могут в определенной мере служить причиной, ограничивающей возможность реализации этих процессов. Действительно, вулканизм на Меркурии, Венере, Марсе и Луне развивался только в первые миллиарды лет после образования, пока их недра содержали количества воды, достаточные для поддержания необходимых физических условий для образования магм. По мере дегазации и диссипации воды процессы вулканизма на Меркурии, Венере, Марсе и Луне повсеместно постепенно затухали. Причем, чем больше было воды, тем дольше продолжался вулканизм. На этих планетах не существуют процессы рифтинга и субдукции, – определяющие плейтектонику, – для реализации которых необходимо постоянное участие определенных масс воды, поступающих из поверхностной гидросферы и водосодержащих горных пород океанической коры в зоны погружения плит для поддержания физических параметров горных пород, необходимых для конвекции в верхней мантии.

На Земле в срединно-океанических хребтах поступление воды в зону образования магм осуществляется в результате гидротермальной конвекции непосредственно из океанических вод. В зонах субдукции за поступление воды ответствен геологический – литосферно-мантийный круговорот подземных вод океанической коры (табл. 5).

Таблица 4. Вода в планетах земной группы

Масса воды, ~10^{24} г	Меркурий	Венера	Земля	Марс
Поверхностная, 10^9 лет назад	не было	не было	с 3,0	4,1-3,5
Начальная	0,22	3,2	4,0	0,42
Современная	$<10^{-5}$	>0,8	3,2	0,12
В толще планет	$<10^{-5}$	0,8	1,8	0,1

Таблица 5. Массопотоки геологического круговорота подземных вод за 2,5 млрд. лет.

Составляющие массопотока	За время реализации, 10^{24} г
Гидротермы	2,000
Вулканические извержения	0,290
Нисходящий поток	0,947
Полный массопоток	3,237

В результате этого физически связанные воды осадочного и вулканогенно-осадочного слоев океанической коры погружаются под континентальную кору и, переходя в свободное состояние, участвуют в формировании гидротерм и в вулканизме островных дуг и активных континентальных окраин. Химически связанные воды базальтового слоя океанической коры в ходе дрейфа литосферных плит поступают в глубокие слои земной коры и верхнюю мантию [10], где, переходя в свободное состояние, перманентно поддерживают необходимые физические параметры горных пород и магматических расплавов, необходимые для конвекции в верхней мантии. Как отмечает В.П. Трубицын [9], влияние воды на вязкость вещества мантии сравнимо с влиянием температуры. И.Д.Рябчиков [7] подчеркивает большое значение глубоких ветвей (до 400 км) круговорота горных пород, воды которых могут достигать переходной зоны и контролировать начало плавления мантийных пород.

Следует отметить, что на Земле процессы рифтогенеза и субдукции и соответственно дрейфа литосферных плит начались порядка 2,5 млрд. лет назад, после

возникновения океанов и одновременно с образованием гидратированных осадочных и вулканогенных пород океанической коры.

Массы воды, поступившие в нижнюю часть земной коры и верхнюю мантию за время существования геологического круговорота подземных вод и реализации процессов дрейфа литосферных плит, составляют $0{,}947 \cdot 10^{24}$ г, что соизмеримо с массами воды ($1 \cdot 10^{24}$ г), содержащимися в мантии и диссипированными в космическое пространство (табл. 6).

Таблица 6. Массы воды, компенсирующие дегазацию мантии

Параметры Гидросферы	Масса воды, 10^{24} г
Содержание воды в деплетированной верхней мантии	~1
Масса, диссипированной воды за пределы Земли	~1
Нисходящий массопоток геологического водообмена за 2,5 млрд. лет	0,95

Это дает возможность предположить, что геологический круговорот подземных вод, осуществляемый в ходе дрейфа литосферных плит, может являться механизмом, компенсирующим дегазацию верхней мантии и поддерживающим содержание в ней воды на уровне, необходимом для реализации процесса ее конвекции [4, 5, 12].

Вполне вероятно, что на Марсе, в эпоху развития поверхностной гидросферы и океанов, могли начаться процессы рифтогенеза (подобные структуры на Марсе обнаружены), но, из-за достаточно кратковременного существования заполненных водой океанических впадин, дрейф литосферных плит здесь не реализовался. Следует подчеркнуть, что континентальные рифты Земли, где отсутствуют необходимые количества воды для создания мощных гидротермальных циркуляционных систем, в большинстве своем со временем останавливаются в своем развитии.

Таким образом, из всего сказанного вытекает, что геологический круговорот подземных вод на Земле, захватывающий земную кору и мантию, в определенной степени может компенсировать дегазацию и дегидратацию Земли, позволяя поддерживать ее тектоническую активность в отличие от других планет в течение длительного периода, вплоть до настоящего времени.

Литература

1. *Зверев В.П.* Новые данные о массах и массопотоках подземных вод в земной коре// Доклады АН, 2004 .Т.397, №5. С. 660-663.
2. *Зверев В.П.* Подземные воды земной коры и геологические процессы. 2-е изд. М.: Научный мир, 2007. 256 с.
3. *Зверев В.П.* Вода в Земле. Введение в учение о подземных водах. М.: Научный мир, 2009. 252 с.
4. *Зверев В.П.*Особенности и последствия круговорота подземных вод // Доклады АН, 2009 .Т.425, №4. С..509-512
5. *Зверев В.П.* Подземные воды и эволюция Земли. М.: Научный мир, 2009. 16.с.
6. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А.* Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов.М.: Наука, 1990. 182 с.
7. *Рябчиков И.Д.* Флюидный режим мантии Земли // Вестник ОГГГГН РАН, 1999.
8. *Сорохтин О.Г.* Жизнь Земли. М.–Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2007. 452 с.
9. *Трубицын В.П.* Единая глобальная эволюционная тектоника Марса. Земли и Венеры и этапы тектонической эволюции континентов на Земле// Эволюция тектонических процессов в истории Земли.// Материалы XXXYII Тектонического совещания, Новосибирск, 2004. С. 220-223.
10. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
11. *Zverev V.P.* New Data on Masses and Mass Fluxes of Subsurface water in the Earth's Crust and Rock-Water Ratio in Geological Processes.// Water-Rock Interaction Vol. 2. Taylor&Francis Co. London. 2007. P. 1521-1524.
12. *Zverev V.P.* Global geological water exchange and evolution of the Earth // Water-Rock Interaction.Taylor&Francis Group. London. 2010. P. 235-237.

МАССООБМЕН ГЕОФЛЮИДОВ И СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ВОД КАСПИЙСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

Зверев В.П., Костикова И.А.

Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия
(zverev@geoenv.ru)

Введение

Каспийская впадина в совокупности с примыкающими к нему пространствами Предкавказья, Прикаспия, Западного Казахстана, Туркмении, части Куринской впадины и небольшой части Северного Ирана представляет собой обширный, обладающий сложным внутренним строением ареал прогибания – внутриконтинентальный седиментационный бассейн, конечным водоемом стока которого является Каспийское море. Этот ареал четко выражен как отрицательный элемент в суммарной структуре осадочного чехла и еще более четко – в рельефе поверхности фундамента.

Одной из важнейших особенностей осадочных является широкое развитие геофлюидов, включающих как жидкую и газовую, так иногда и твердую фазы [8]. В Каспийском осадочном бассейне это седиментационные воды, локальные скопления углеводородов, а так же разжиженные массы глинистых пород в зонах разуплотнения.

Седиментационные воды

В осадочной толще Каспийского осадочного бассейна содержится $11{,}9 \cdot 10^{20}$ г. химически и физически связанных и свободных подземных вод, из которых на последние приходится почти $7{,}4 \cdot 10^{20}$ г, что практически на порядок превышает массу воды Каспийского моря ($0{,}78 \cdot 10^{20}$ г) [5]. Следует подчеркнуть, что значительная часть этих вод ($5{,}3 \cdot 10^{20}$ г) сосредоточена в Южно-Каспийском осадочном бассейне.

Углеводороды

Каспийский осадочный бассейн является одним из наиболее богатых нефтегазоносных регионов мира, подразделяясь на три нефтегазоносные области: Северо-, Средне- и Южно-Каспийские.

Основные нефтегазоносные ресурсы Каспийской впадины сосредоточены в Южно-Каспийском бассейне. В мощном 20-25 км осадочном чехле нефтегазоносность установлена в широком стратиграфическом диапазоне от алленского яруса средней юры до апшеронского яруса эоплейстоцена. Наибольшими запасами углеводородов характеризуется Апшерон-Прибалханский порог, южнее которого находится обширная зона высокопотенциальных крупных морских структур.

В среднем дебит нефтяных скважин в Южном Каспии составляет $1 \cdot 10^3$ тонн/сутки, а общая добыча нефти в настоящее время достигает $50\text{-}60 \cdot 10^6$ тонн/год. Общий объем углеводородов в Южно-Каспийском бассейне таким образом оценивается величиной порядка $20 \cdot 10^9$ тонн условного топлива [9].

Грязевой вулканизм

Наиболее интенсивные проявления грязевулканической деятельности находятся на Апшеронском полуострова, примыкающей к нему на юге и востоке акватории Каспия, а так же в сопряженной с ними восточной части Куринской впадины. Другая грязевулканическая провинция находится на противоположном восточном побережье Каспия в Западно-Туркменской впадине.

В Южно-Каспйской впадине канал одного из подводных грязевых вулканов пронизывает осадочную толщу до глубины 9 км, достигая кровли продуктивной толщи среднего плиоцена [6]. Очевидно, здесь корни грязевых вулканов связаны с глинистыми плиоцен-четвертичными толщами. На запад, в сторону Куринской впадины он связаны с более возрастными

отложениями, но не опускаются ниже глинистой толщи майкопа.

Исследования изотопии гелия показали, что грязевой вулканизм не связан с мантийными процессами. Изотопное отношение 3He/4He (>10–8,3) однозначно показывает на коровый источник продуктов грязевого вулканизма [7].

Работами многих исследователей показано, что очаги грязевого вулканизма связаны с мощными толщами глинистых отложений, характеризующимися развитием зон аномально-высоких пластовых давлений.

Количественная оценка подводной грязевулканической деятельности достаточно сложна. В этом плане наиболее надежными представляются исследования выполненные Н.Ф.Глазовским, В.В.Батояном и С.А.Брусиловским [1], которые смогли оценить минеральные, водные и газовые поступления в акваторию Каспия в результате деятельности грязевых вулканов. По их данным суммарный продуктов грязевого вулканизма составляет примерно $5 \cdot 10^{12}$ г/год в том числе минерального вещества ~$2 \cdot 10^{12}$ г/год, воды ~$2.5 \cdot 10^{12}$ г/год и газа ~$0.5 \cdot 10^{12}$ г/год.

Массопотоки геофлюидов

На основании приведенных выше данных сделана приближенная оценка масс и массопотоков геофлюидов Каспийской впадины (рис. 1).

Сравнение масс седиментационных вод и потенциальных запасов углеводородов в Каспийской впадине показывает, что первые − массы воды превышают вторые − массы нефти и газа на четыре порядка. В свою очередь масса седиментационных вод на два порядка меньше массы осадочных горных пород впадины. Это говорит о том, что процессы техногенно-антропогенной деятельности, реализуемые в недрах осадочного бассейна приближаются по масштабам к природным процессам. В результате добычи нефти и газа в толще осадочного чехла возникают вторичные потоки седиментационных вод, направленные к структурам, содержащим извлекаемые углеводороды.

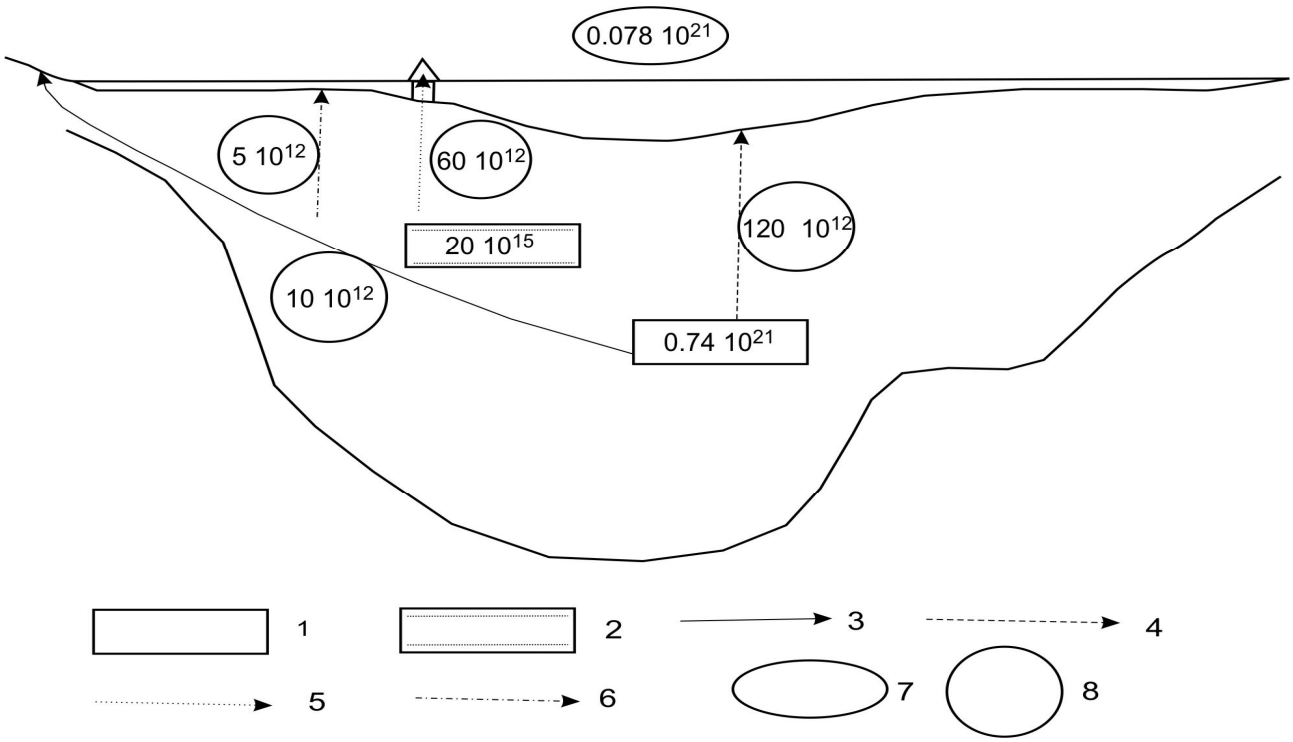


Рис. 1. Массы и массопотоки геофлюидов Каспийского осадочного бассейна

1 − массы седиментационных вод, г; 2 − массы нефтегазопродуктов, г; 3 − разгрузка седиментационных вод; 4 − скрытая разгрузка седиментационных вод; 5 − грязевулканические массопотоки; 6 − добыча нефтегазопродуктов; 7 − масса воды Каспийского моря г; 8 − массопотоки, г/год.

Значительно менее масштабны массопотоки, характеризующие грязевулканическую деятельность, которые более чем на порядок меньше массопотоков скрытой разгрузки седиментационных вод, составляя суммарно ~$5 \cdot 10^{12}$ г/год. В тоже время масштабы параксизмальной разгрузки седиментационных вод, как и крупных грязевулканических извержений, могут превышать среднегодовые значения в два и более раз.

В гидрогеологическом понимании Каспийская осадочная впадина представляет собой классический элизионный бассейн. В.И. Дюнин [4] показал, что под собственно эллизионным процессом следует понимать рассредоточенную в пространстве и во времени восходящую миграцию поровых и освобождающихся связанных вод, доля которых в единицу времени и с единицы площади в общем водном балансе гидрогеологических структур чрезвычайно мала и может играть значительную роль лишь при идеальных условиях изоляции отдельных частей разреза. Характерной особенностью глубоких горизонтов является преимущественно вертикальная миграция, приурочиваемая к зонам тектонических разломов, которые следует рассматривать не как узколинейную структуру. Скорее всего, основным видом движения в глубоких водоносных горизонтах является эпизодическая восходящая локальная миграция флюидов по разломам и их пересечениям, активизирующаяся в периоды увеличения тектонической активности.

Все это хорошо согласуется с идеей авторов о возможности подобных процессов в Каспийском осадочном бассейне и в первую очередь изолированной части бассейна, которой является достаточно мощная толща разуплотненных пород в интервале 7-12 км в Южной мегавпадине [2].

Высокая скорость осадконакопления в Южной котловине Каспия является причиной недоуплотнения глинистых пород уже на небольших глубинах порядка 2 км и формирования аномально высоких пластовых давлений, создающих своеобразный гидродинамический режим осадочной толщи. В отличие от других подобных районов зона разуплотненных пород в осадочном чехле Каспия существует и на больших глубинах.

Эта зона играет огромное значение в геофлюидодинамической эволюции Каспийского бассейна. Именно с ней в Южном Каспии связан грязевой вулканизм, реализуемый в условиях присутствия воды и углеводородных скоплений с аномально высокими пластовыми давлениями и широким развитием разрывных нарушений.

Литература

1. *Глазовский Р.Ф., Батоян В.Е, Брусиловский С.А.* Грязевой вулканизм как источник поступления вещества в Каспийское море // Комплексные исследования Каспийского моря. МГУ. 1976. С.189-200.
2. *Гулиев И.С., Павленкова Н.И, Раджапов М.М.* Зона регионального разуплотнения в осадочном чехле Южно-Каспийской впадины // Литология и полезные ископаемые 1988. С.130-136.
3. *Дадашев Ф.Г., Мехтиев Ф.К.* Грязевые вулканы Каспийского моря // Изв. АН АзССР. Сер. Наук о Земле. 1979 №5. С.26-32.
4. *Дюнин В.*И. Гидрогеодинамика глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов // М.:Научный мир, 2000. 472 с.
5. *Зверев В.*П., Костикова И.А. Седиментационные воды Каспийского осадочного бассейна (массы и массопотоки). М.: Научный мир. 2008. 138 с.
6. *Кулакова Л.С., Лебедев Л.И.* Некоторые черты грязевого вулканизма в Южном Каспии // Каспийское море. Вопросы геологии и геоморфологии М., 1990. С.96-140.
7. *Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Каменский И.Л.* Источники вещества в продуктах грязевого вулканизма (по изотопным, гидрохимическим и геологическим данным) // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 6. С. 625-647.
8. *Леонов Ю.Г., Волож Ю.А. (ред).* Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. 526 с.
9. *Хаин В.Е., Богданов Н.А. (ред.).* Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Пояснительная записка. М.:Научный мир, 2003. 118 с.

РЕГИОНАЛЬНАЯ И ГЛОБАЛЬНАЯ УДАРНО-ВЗРЫВНАЯ ТЕКТОНИКА И НОВЫЙ МЕТОД ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Зейлик Б.С. [а], **Надиров Н.К.** [б]

[а] *Институт Геологических Наук им. К.И. Сатпаева, Алма-Ата, Казахстан*
(boris.zeilik@gmail.com),
[б] *Национальная Инженерная Академия РК, Алма-Ата, Казахстан*
(nicneft_nadirov@mail.ru)

Введение

В монографии В.Е.Хаина и А.Е.Михайлова «Общая геотектоника» [26], опубликованной в 1985 г. в Москве, специальная глава посвящена кольцевым структурам. Кольцевые структуры в большом количестве стали выявляться после того, как в руки геологов стали поступать высотные аэрофотоснимки [4], а затем космические снимки разных масштабов. Упомянутая монография - одна из первых монографий, касающихся проблем глобальной геотектоники, написанная крупными учеными, в которой привлекается внимание к кольцевым структурам, как весьма важным тектоническим элементам земной коры.

Следует обратить внимание на то, что в этой главе обращается внимание на космогенные кольцевые структуры – астроблемы, т.е. структуры являющиеся следствием ударно-взрывных тектонических процессов, сопутствующих столкновениям Земли с крупными космическими телами – крупными метеоритами, астероидами и кометами.

Семью годами ранее, в 1978 г., в монографии «О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника)», опубликованной также в Москве, была представлена «Схема размещения предполагаемых и установленных гигантских астроблем (гиаблем) на Земле» [7,10]. На этой схеме привлекают внимание многочисленные кольцевые структуры регионального и глобального масштабов. В частности, границы литосферных плит, «вдоль которых концентрируется практически вся тектоническая и сейсмическая активность», намечаемые «по распределению очагов землетрясений» [26] нередко имеют дугообразные очертания. На это необходимо обратить особое внимание, т. к. это, по нашему мнению, гигантские дугообразные расколы литосферы – мировая рифтовая система, обусловленная грандиозными космическими ударами и взрывами крупных космических тел, бомбардировавших Землю [7,8,10]. Подчеркнем, что Ю.М. Пущаровский [24] рассматривает образование мировой рифтовой системы – этих гигантских планетарных разрывов как результат столкновений Земли с астероидами. Иными словами, актуальная в последние десятилетия «тектоника литосферных плит», или «новая глобальная тектоника – НГТ», логично вписывается в ударно-взрывную тектонику – УВТ.

На упомянутой схеме в силу ее мелкого масштаба не показано огромное количество кольцевых структур с поперечниками в сотни и даже тысячи км, не говоря о кольцевых структурах меньших диаметров.

Космогеологическая карта СССР и кольцевые структуры

В 1984 г. на XXVII сессии Международного Геологического Конгресса, проходившей в Москве, демонстрировалась Космогеологическая карта СССР масштаба 1:2 500 00 [19]. На этой карте показано изобилие кольцевых структур: порядка 5000, в том числе и весьма крупных размеров с поперечниками, измеряющимися сотнями и тысячами километров.

Среди кольцевых структур выделяются: тектоногенные, магматогенные, ультраметаморфогенные и импактные (астроблемы установленные и

предполагаемые). При этом обращает на себя внимание следующая удивительная особенность: кольцевые структуры, вне зависимости от их природы, в одинаковой степени, без какой бы то ни было избирательности широко проявлены на структурно-формационных стратифицированных и нестратифицированных образованиях любого возраста, будучи наложенными, подобно штампам на гетерогенную геологическую ситуацию. Это может быть истолковано только как указание на их космогенную природу. Такая картина возможна лишь в случае, когда образование кольцевых структур не диктуется геологической историей субстрата.

Однако в границах распространения древних домезозойских толщ, в районах древнего вулканизма, а также в современных вулканических областях, значительная часть дешифрирующихся кольцевых структур, за исключением тех из них, которые наложены на гетерогенный субстрат, имеют, безусловно, эндогенную природу [4].

При составлении Космогеологической карты СССР [19] большим числом опытных геологов было отдешифрировано огромное количество высококачественных аналоговых космических снимков, полученных с помощью советских космических аппаратов того времени. Поскольку массовое дешифрирование космических снимков в таком большом объёме производилось впервые, не будучи ограниченным какими бы то ни было теоретическими или иными идейными соображениями, построениями и запретами, а результат этого дешифрирования заранее не был известен, постольку выявление запечатлённых на космических снимках кольцевых структур оказалось совершенно объективным.

Результат был весьма неожиданным. К нему не были готовы. Никакие геотектонические концепции того периода не предусматривали такого обилия кольцевых структур. Определение природы этого феномена вызвало затруднения. Если для половины выявленных кольцевых структур идентификация, к слову, нередко предположительная и неуверенная, была осуществлена, то для второй половины пришлось давать такое определение – «структуры неустановленного или сложного происхождения». Причём к этой категории были отнесены преимущественно крупные кольцевые структуры с поперечниками 230-270 километров и более. В качестве астроблем, т.е. космогенных кольцевых структур, на этой карте было показано всего лишь 15 объектов.

Возникла проблема кольцевых структур. Требовалось решение этой проблемы. Оно оказалось очень «простым». На Геологической карте России и прилегающих акваторий масштаба 1: 2 500 000, изданной в 2000 г., нет ни одной кольцевой структуры, контуры которой являлись бы результатом дешифрирования космических снимков [2]. Аналогичная картина характерна и для Геологической карты Казахстана масштаба 1:1 000 000, изданной в 1996 г.[1]. Таким образом, налицо – решение, продиктованное отсутствием приемлемой интерпретации природы кольцевых структур с позиций господствующих геотектонических концепций. Одним словом: есть кольцевые структуры – есть проблема, нет кольцевых структур – нет проблемы! Решение об удалении кольцевых структур с региональных геологических карт указывает на то, что важнейшая структурная информация, содержащаяся в космических снимках, полностью исключена, никак не рассматривается и не используется при региональных картосоставительских работах. Иными словами: космическая эра, насчитывающая половину столетия, как бы еще не наступила! Ошибочность такой позиции очевидна.

За полстолетия космической эры многочисленные межпланетные зонды принесли огромное количество информации о поверхностном облике и различных особенностях планет Солнечной системы и их многочисленных спутников. Оказалось, что поверхности всех небесных тел, включая Землю, покрыты огромным числом кольцевых структур различных размеров. Космические исследования показали, что

ударные кратеры – самая распространённая геологическая структура в Солнечной системе. Это подтвердило тот факт, что и Земля подвергается регулярной астероидно-метеоритно-кометной бомбардировке. Определённая, меньшая в количественном отношении, часть кольцевых структур имеет эндогенную – вулканическую и вулканоплутоническую природу. Помимо космогенных кратеров, космические зонды позволили зафиксировать и типичные вулканические кольцевые образования. Достаточно вспомнить один из галилеевых спутников Юпитера – Ио, являющуюся планетой с наибольшей вулканической активностью в солнечной системе. Впечатляют своими размерами марсианские вулканы: Олимп – гигантская гора с высотой конуса 27,4 км и поперечником основания 600 км, а также, расположенные в той же области Марса огромные вулканы Аскрейский, Павлиний и Арский.

Отличие ударно-взрывных космогенных кольцевых структур от наиболее распространённых эндогенных, вулканических – весьма наглядное. Первые представляют

собою отрицательные формы рельефа – впадины, либо всхолмленные возвышения без вулканических гор (это впервые выявленные и описанные в Казахстане кометные кольцевые структуры [17]), вторые – положительные формы рельефа – вулканические горы.

Новый метод прогноза месторождений полезных ископаемых

Анализ пространственного размещения месторождений полезных ископаемых показывает, что игнорирование такого важного структурного элемента, каким являются кольцевые образования, наносит серьёзный ущерб прогнозным построениям, на которые должна опираться поисково-разведочная практика. Напротив, использование этой новейшей структурной информации, извлекаемой из данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), позволяет принципиально усовершенствовать прогноз месторождений [9,11-16,18].

Ударно-взрывные, импактные кольцевые структуры, обычно отчетливо проявляющиеся на космических снимках, нередко контролируют крупные месторождения полезных ископаемых. К примеру, в главе «гигантские кратеры и месторождения», помещенной в монографии [20], в которой изложены результаты научно-исследовательских работ по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН, выполненной под кураторством академика, вице-президента РАН Н.П. Лаверова, приводится важная информация о четырех космогенных кратерах с диаметром больше 100 км. С этими кратерами связаны крупные и крупнейшие месторождения полезных ископаемых. Такими кратерами являются: Попигай (Россия), D~100 км, возраст 36 млн. лет: крупнейшее месторождение импактных технических алмазов; Вредефорт (Юж. Африка), D~200 км, возраст 2,0 млрд. лет: половина мировых запасов золота; Чиксулуб (Мексика), D~180 км, возраст 65 млн. лет: нефть Кампече, 2/3 добычи Мексики; Садбери (Канада), D~200 км, возраст 1.9 млрд. лет: 1/3 мировых запасов никеля.

В Казахстане, на основе использования космических снимков, выполнены новые важные региональные прогнозные построения. В частности, в Западном Казахстане по космическим снимкам выявлены крупные космогенные кольцевые структуры, которые позволили построить карту прогноза месторождений нефти и газа, значительно превосходящую по своим качествам карту прогноза, созданную в традиционном ключе, т.е. без использования космической информации [3,9,13-16,18]. Исследования, выполненные в этом регионе, показали, что основная масса месторождений здесь оказалась приуроченной к концентрическим зонам разуплотнения горных пород, разделённых зонами сжатия, в гигантских астроблемах – гиаблемах [9,13-16,18].

В частности, в контуре Северокаспийско-Горномангышлакской гиаблемы, охватывающей территорию Прикаспийского, Устюртско-Бузашинского,

Южно-Мангышлакского и Аральского осадочных бассейнов, в границах концентрических зон разуплотнения горных пород этой структуры, сосредоточено 96.5% начальных геологических запасов углеводородов, в то время как в ее зонах сжатия выявлено всего лишь 3.5% разведанных запасов. В блоке тройного наложения зон разуплотнения Северокаспийско-Горномангышлакской, Актюбинской и Бузашинской кольцевых структур расположены крупнейшие месторождения нефти: Тенгиз и недавно открытый Кашаган.

В зонах разуплотнения Актюбинской кольцевой структуры сосредоточено 98.8% разведанных начальных геологических запасов углеводородов, в зонах сжатия всего 1.2%. В блоках двойного растяжения этой структуры разведано 99.6% начальных геологических запасов нефти и газа, в блоках двойного сжатия - лишь 0.31%.

Выявление подобных кольцевых структур и названных закономерностей в пространственном распределении месторождений нефти и газа стало возможным благодаря широкому использованию данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). Анализ пространственного размещения известных месторождений нефти и газа указывает на безусловное влияние этих структур на их локализацию. Несомненно, что «космос, создавая подобные структуры, влияет на нефтяные дела» [21]. Нефть и газ, будучи флюидной подвижной субстанцией, используют для своего размещения ловушки преимущественно внутри зон растяжения-разуплотнения в земной коре. Определенную роль в их концентрации безусловно играют ритмы флюидного режима земной коры [22]. Очевидно, что месторождения нефти и газа, возникают не без гравитационного воздействия [23].

В соответствии с флюидодинамической концепцией образования месторождений полезных ископаемых, выдвинутой Б.А. Соколовым и В.И. Старостиным [25], можно было предположить, что подобный структурный контроль должен проявиться в пространственном размещении месторождений металлических полезных ископаемых, связанных с гидротермальной деятельностью, т.е. с флюидодинамическими процессами.

Выполненный анализ территориального распределения таких месторождений подтвердил эту мысль. Размещение месторождений оказалось соподчиненным с дугами палеозоид Казахстана, неоднократно упоминаемыми многими крупными геологами. Дуги эти выразительно запечатлены в геологических образованиях большей части территории страны. Они являются структурными составляющими Казахстанской гиаблемы.

Опираясь на положение геометрического центра этой гиаблемы, а также на центры других, меньших по диаметрам астроблем, а также на пространственное размещение месторождений, на всей огромной территории страны были построены дугообразные зоны растяжения и сжатия для каждой из астроблем [11,12,16].

В местах взаимного наложения зон растяжения, связанных с астроблемами различных размеров и возраста, возникли блоки двойного и тройного растяжения. При этом выявилось, что в блоках тройного растяжения находятся крупнейшие редкометальные месторождения Казахстана: Коктенколь, Верхнее Кайракты и Караоба. В подобном же блоке тройного растяжения находится вторая в Мире по значимости железомарганцевая провинция, к которой приурочены месторождения Ушкатын-3 и др.

Заключение

Все упомянутые выше построения были выполнены в соответствии с принципами ударно-взрывной тектоники на основе широкого использования данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) [5-16,18]. В результате, в региональном и локальном масштабах оказалось возможным осуществить выделение наиболее перспективных площадей для постановки первоочередных поисковых работ, как на

месторождения углеводородов, так и на твердые полезные ископаемые.

Литература

1. Геологическая карта Казахстана. М-б 1:1 000 000 / Под ред. Г.Р. Бекжанова. Алматы. 1996.
2. Геологическая карта России и прилегающих акваторий. М-б 1: 2 500 000 / Гл. ред. Б.А. Яцкевич. Отв. ред. С.И. Стрельников, Е.М. Заболоцкий. С.- Петербург. 2000.
3. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Том III. Нефть и газ. Алматы, 2002. 210 с.
4. *Б.С. Зейлик*. О реликтах крупных палеозойских вулканов в Центральном Казахстане и возможности использования высотных фотоснимков с целью обнаружения подобных структур // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. №4.С. 74-90.
5. *Б.С. Зейлик, Э.Ю. Сейтмуратова.* Метеоритная структура в Центральном Казахстане и её магморудоконтролирующая роль// М. ДАН СССР. 1974.Т.218.№1. С.167-170.
6. *Б.С.Зейлик* Прибалхашско-Илийская космогенная структура и прогноз медно-никелевого оруденения в Северном Прибалхашье// М. ДАН СССР. 1975. Т.222.№6. С. 1410-1413.
7. *Б.С. Зейлик* О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника). Обзор. Общ. и рег. геол., геол. картирование. М., ВИЭМС, 1978, 55 с. с ил.
8. *Б.С. Зейлик* Ударно-взрывная тектоника и краткий очерк тектоники плит. Алма-Ата. Гылым, 1991. 120 с.
9. *Б.С.Зейлик* Способ прогнозирования перспективных площадей для поиска месторождений углеводородов // Бюллетень евразийского патентного ведомства. Изобретения (евразийские заявки и патенты). М., 1999. №6. С.155.
10. *Б.С. Зейлик* Разномасштабные кольцевые структуры – следствие катастрофических столкновений астероидов и комет с Землёй // Большая Медведица. Новосибирск, 2000. №1. С.16-23.
11. *Б.С. Зейлик* Астроблема Семейтау и её рудоконтролирующая роль // Отечественная геология. М.,2001. №6. С.65-70.
12. *Б.С. Зейлик* Патент №12039 на изобретение: Способ Зейлика прогнозирования перспективных площадей для поиска месторождений металлических полезных ископаемых. Зарегистрирован в Государственном реестре изобретений Республики Казахстан 05.07.2002.
13. *Б.С. Зейлик, О.М. Тюгай, Д.В. Гуревич, К.Ж Сыдыков.* Гигантские астроблемы Западного Казахстана и новый способ прогноза нефтегазоносности в осадочных бассейнах Мира // Геология нефти и газа. М., 2004. №2. С. 48-55.
14. *Б.С. Зейлик* Современные методы регионального прогнозирования нефтегазоносности // Нефть и газ. 2009. Алматы. №2(50). С. 23-38.
15. *Б.С. Зейлик, Т.Д. Мурзадилов, Д.Р. Кадыров.* Ударно-взрывная тектоника – новая стратегия прогноза месторождений нефти и газа // Нефть и газ. 2009. Алматы. №3(51). С. 24-30.
16. *Б.С. Зейлик* Новая методика регионального и локального прогнозирования месторождений металлических полезных ископаемых на основе принципов ударно-взрывной тектоники и данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) // Геология и охрана недр. Алматы. 2009. №1 (30). С. 75-84.
17. *Б.С. Зейлик* Проблема космической охраны планеты для сохранения жизни на Земле (кольцевые структуры – геологическое свидетельство вулканизма и космогенных катастроф) // Отечественная геология. М.,2009. №2. С.61-71.
18. *Б.С. Зейлик, Н.К. Надиров, Д.Р. Кадыров.* Новая методика прогнозирования месторождений нефти и газа // Нефть и газ. Алматы. 2010. №5(59). С. 105-120.
19. Космогеологическая карта СССР. М-б 1: 2 500 000 / Под ред. Козловского Е.А.. М. 1982.
20. *Н.П. Лаверов*, гл. ред., куратор. Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. М., ИГЕМ РАН. 2007.С.72.
21. *Н.К. Надиров* Влияет ли космос на нефтяные дела // Нефть и газ. 2005. Алматы. №3. С.123-128.
22. *Н.К. Надиров, А.К. Курскеев.* Ритмы флюидного режима земной коры // Нефть и газ. 2005. Алматы. №3. С.16-18.
23. *Н.К. Надиров, А.К. Курскеев.* Реакция флюидов земной коры на гравитационное воздействие Солнца и Луны // Нефть и газ. 2005. Алматы. №4. С.114-118.

24. *Ю.М. Пущаровский*. Мировая рифтовая система – редкое событие в геологии? // Тихоокеанская геология. Новосибирск. 1986. №6. С. 98-101.
25. *Б.А. Соколов, В.И. Старостин*. Флюидодинамическая концепция образования месторождений полезных ископаемых (углеводородных, металлических и неметаллических). Смирновский сборник-97. М.: Фонд им. акад. В.И.Смирнова. 1997.С.99-147.
26. *В.Е. Хаин, А.Е. Михайлов*. Общая геотектоника М.: «НЕДРА», 1985. 326 с.

ЮЖНО-ТУРГАЙСКИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ БАССЕЙН И НОВЫЙ МЕТОД ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

Зейлик Б.С.[а], Надиров Н.К.[б]

[а]*Институт Геологических Наук им. К.И. Сатпаева, Алма-Ата, Казахстан (boris.zeilik@gmail.com),*
[б]*Национальная Инженерная Академия РК, Алма-Ата, Казахстан (nicneft_nadirov@mail.ru)*

Введение

В.Е.Хаин и А.Е.Михайлов в монографии «Общая геотектоника» [14] специальную главу посвятили кольцевым структурам. Это одна из первых монографий, касающихся проблем глобальной геотектоники, в которой кольцевые структуры рассматриваются как важный тектонический элемент земной коры. Выявление кольцевых структур в большом количестве оказалось возможным после того, как в руки геологов стали поступать высотные аэрофотоснимки [3], а затем космические снимки.

Весьма важно, что в этой главе обращается внимание на космогенные кольцевые структуры – астроблемы, являющиеся следствием бомбардировки Земли крупными космическими телами – метеоритами, астероидами и кометами, т.е. привлекается внимание к ударно-взрывным тектоническим процессам [4-7]. Как оказалось, астроблемы играют определяющую роль в пространственной локализации месторождений нефти и газа [8-11,13].

В качестве примера рассмотрим Южно-Тургайский нефтегазоносный бассейн. На размещение в его пределах месторождений углеводородов оказывают влияние несколько крупных космогенных кольцевых структур. Одна из них Байконурская кольцевая структура.

Байконурская кольцевая структура

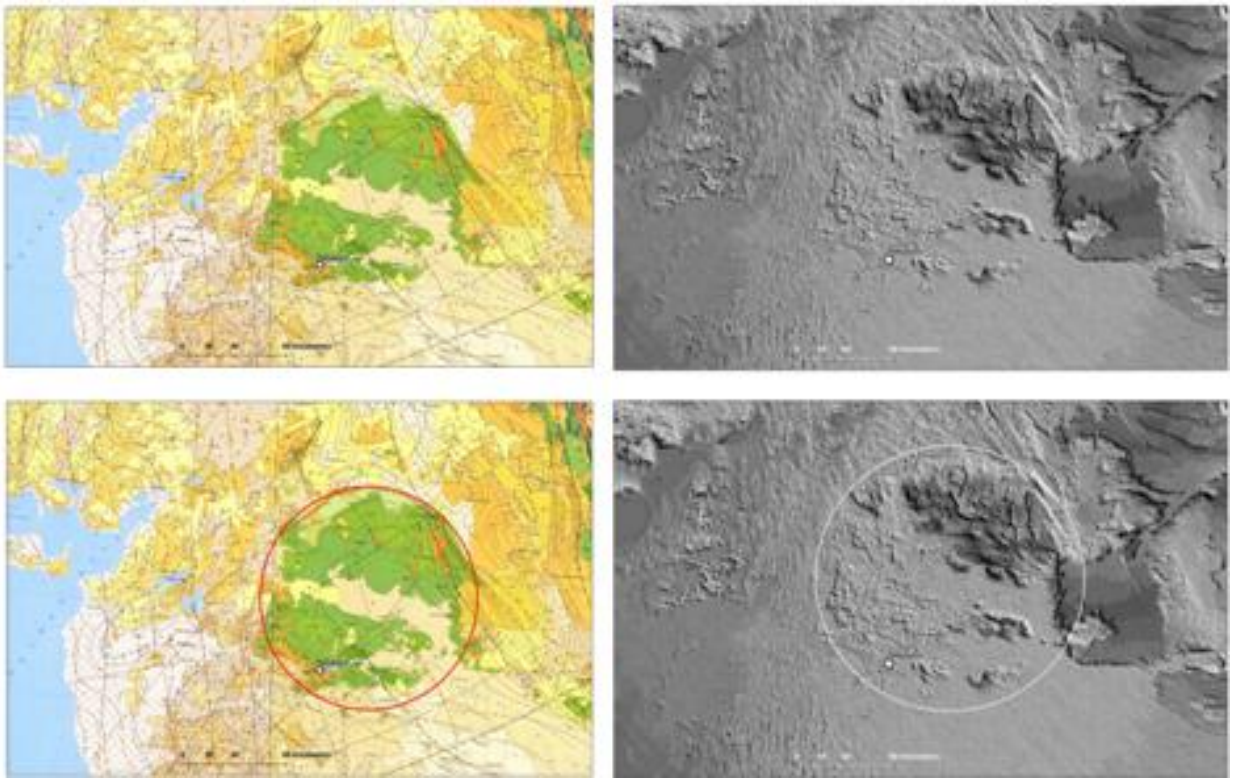
Байконурская кольцевая структура исключительно выразительно проявлена на всех изданных геологических картах. На большой площади между Аральским морем и Улутау среди выходов палеогеновых и четвертичных отложений, развитых на огромной территории, выделяется в рельефе всхолмленное пространство, в пределах которого обнажаются осадочные породы мелового возраста. Меловые породы образуют изометричное округлое возвышение с поперечником до 160-170 км (рис.1), которое обычно называют Жусалинским поднятием или Нижне-Сырдарьинским сводом [1,2].

Не менее отчётливо Байконурская кольцевая структура дешифрируется на космических снимках, полученных с помощью космических аппаратов Terra, Aqua (сканер Modis), Метеор-3М, IRS-1C/1D, RADARSAT, Landsat-7.

Наиболее вероятна космогенная кометная природа структуры [12]. На это указывают её правильная кольцевая форма, мезозойский возраст слагающих её пород и размеры, которые не допускают предположения о возможности существования под нею на глубине ни массива интрузивных образований, ни гранитогнейсового купола подобных огромных размеров, которые могли бы играть роль тектонического «штампа», приподнимающего мезозойскую кровлю над выступом древнего фундамента, сложенного разнообразными глубокометаморфизованными докембрийскими породами аналогичными бектурганской и майтобинской сериям Улытау[2].

Следует подчеркнуть, что в Казахстане, в пределах его хорошо изученной обнажённой части, вообще не известны ни интрузивные массивы, ни гранито-гнейсовые купола таких больших размеров. Что касается времени проявлений магматизма, то наиболее поздние его импульсы, датируемые концом палеозоя, и ранним триасом не

известны ни в Улытау, ни в хребте Каратау, ни в Мугоджарах, т.е. в регионах наиболее близких к рассматриваемой структуре. Как отмечено, Байконурская кольцевая структура выделяется в рельефе и достаточно уверенно читается по гравиметрическим данным.



А Б

Рис.1. Байконурская кольцевая структура на геологической карте и в рельефе

Фрагмент геологической карты Казахстана масштаба 1:1 000 000 [1]. *По выходу меловых отложений (зелёный цвет) отчётливо намечается Байконурская кометная кольцевая структура с поперечником 160-170 км. Округлый выход меловых пород окружён плащом палеогеновых, неогеновых и четвертичных рыхлых отложений, развитых на огромной территории* (А).

Трёхмерная модель рельефа Байконурской кольцевой структуры, построенная на основе обработки данных радиолокационной космической съёмки. Породы мелового возраста образуют округлое всхолмленное возвышение (Б).

В гравитационном поле хорошо проявляется сетка радиальных разломов, рисующая картину типичной «битой тарелки», что характерно для ударно-взрывных кольцевых структур.

К этому следует добавить, что первая же попытка обнаружения признаков космогенного взрыва в контурах Байконурской кольцевой структуры оказалась успешной. В частности, в результате обработки шлиховой пробы весом всего в 1 кг, отобранной в центре структуры в горах Тюлькули, были обнаружены тектитоподобные образования. Вполне можно допустить, что это оплавленные фрагменты силикатного вещества, входившего в состав ледяного ядра кометы. Предположение о том, что структура возникла в связи с взрывом кометы, диктуется отсутствием кратера, что позволяет провести аналогию с известным взрывом тунгусского «метеорита». Как известно, согласно исследованиям последних лет тунгусский феномен связывают с взрывом ядра кометы в атмосфере на высоте 8-10 км. Этот взрыв вызвал вывал леса на площади 2150 кв. км, однако никакого кратера при этом не возникло.

Однако, как показали исследования последних лет, мощные взрывы космических тел порождают в земной коре концентрические зоны растяжения-разуплотнения, которые чередуются с концентрическими зонами сжатия-уплотнения [8-11,13]. При наличии на исследуемой территории уже известных месторождений нефти и газа и учитывая, что месторождения «предпочитают» располагаться в зонах растяжения-

разуплотнения, можно строить, опираясь на выявленные по космическим снимкам центры кольцевых космогенных структур, системы концентрических зон перспективных и неперспективных для локализации месторождений углеводородов [8-11,13]. Такие концентрические зоны построены для Байконурской кольцевой структуры (рис.2). Исследования показывают, что концентрические зоны растяжения и сжатия имеют различную ширину. к моменту составления карты прогнозов.

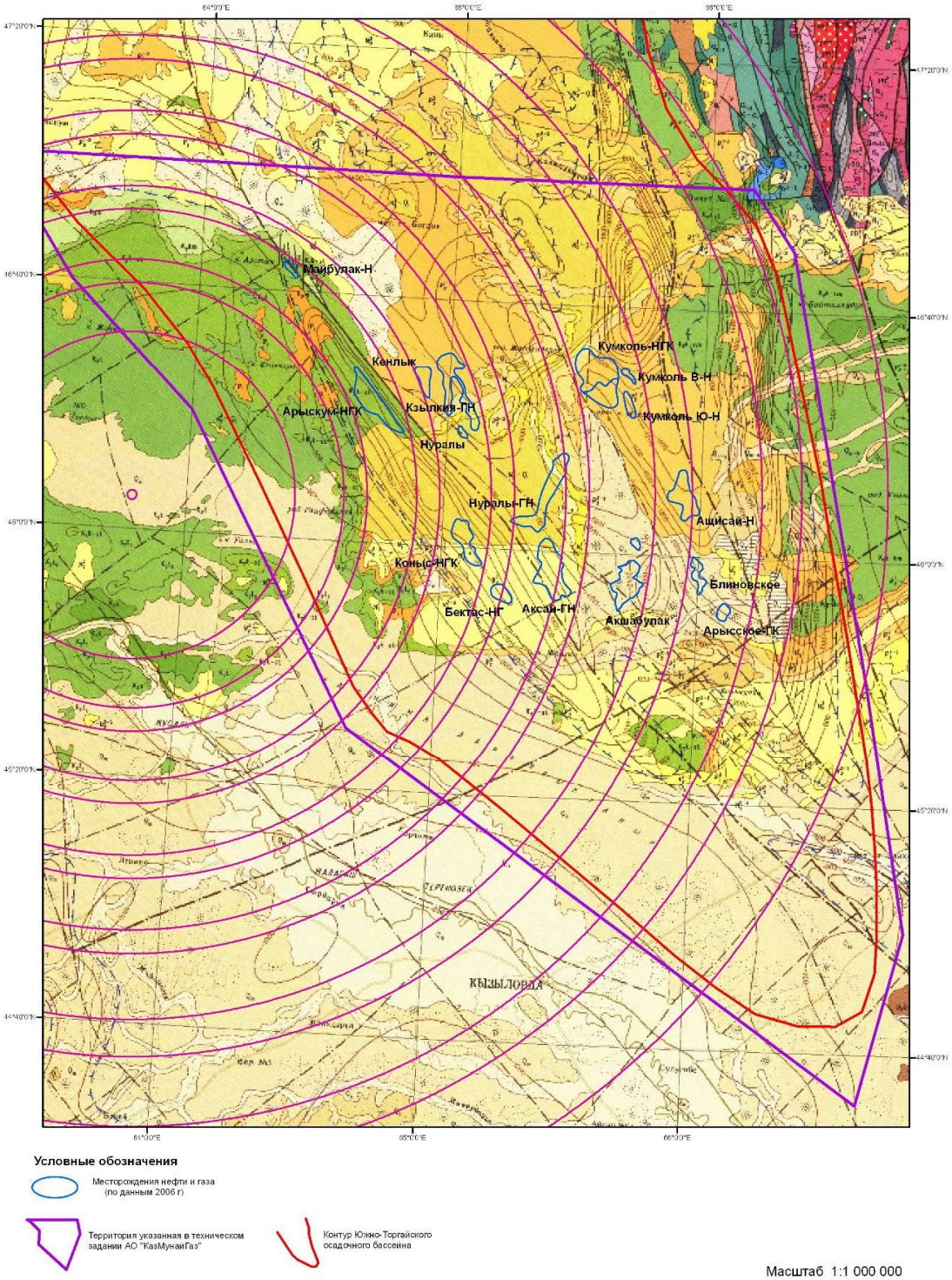


Рис. 2. Зоны растяжения и сжатия на территории влияния Байконурской структуры, нанесенные на геологическуюкарту Казахстана [1]

При определении их оптимальных размеров следует руководствоваться пространственным размещением, контурами и выявленными запасами месторождений, разведанных.Это означает, что необходимо использовать всю информацию о размерах месторождений, имеющуюся к моменту создания прогнозной карты. В данном случае выбран вариант, при котором в каждой паре соседних зон (внутренней зоне растяжения и следующей за нею зоне сжатия), размеры ширины различаются от их равных значений, на 33%. Иными словами, концентрические зоны растяжения шире, находящихся рядом зон сжатия. Распределение разведанных начальных геологических запасов в этом случае приведено на гистограмме (рис.3).



Рис.3. Гистограмма распределения разведанных запасов углеводородовна территории влияния Байконурской кольцевой структуры

Роль других кольцевых структур в размещение месторождений нефти и газа

На территорию Южно-Тургайского нефтегазоносного бассейна распространяется влияние нескольких крупных космогенных кольцевых структур. Помимо рассмотренной Байконурской кольцевой структуры, это Южно-Улытауская, Челкар-Аральская, Кызылкумская и др. кольцевые структуры.

Предоставляется возможность выполнить подобные прогнозные построения для каждой из этих структур. Наложение зон растяжения, принадлежащих различным кольцевым структурам, приводит к обособлению блоков многократного растяжения. Наложение зон сжатия разных кольцевых структур, приводит к появлению блоков многократного сжатия. Если первые предпочтительны для формирования залежей углеводородов, то вторые, как правило, лишены, или почти лишены их [9,10]. Взаимное наложение – интерференция зон растяжения и сжатия всех этих структур позволяют резко сократить площади, заслуживающие постановки первоочередных поисковых работ на углеводороды в этом перспективном регионе Казахстана.

Заключение

Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых весьма дорогостоящий вид хозяйственной деятельности. Все страны СНГ, включая Казахстан, на протяжении двух последних десятилетий, продолжая и увеличивая добычу различных видов минерального сырья, резко сократили инвестиции в этот вид работ, выполняемый, в основном, частными компаниями. Для частных компаний на первом месте стоит задача извлечения прибыли. Это - аксиома экономики и бизнеса. В связи с этим возникла проблема резкого удешевления

этого вида прикладных исследований. Последнее может быть достигнуто с помощью многократного, в 5 и более раз, сокращения площадей, подлежащих первоочередному поисковому обследованию. Значит необходимо решительно внедрять новые методы прогноза, которые позволят это сделать.

В последнее время с целью прогноза месторождений полезных ископаемых успешно применяются принципы - **ударно-взрывной тектоники (УВТ),** выдвинутой в Казахстане и разработанной в течение 40 лет в основном на казахстанских материалах, основанных на широком применении новейшей космической информации, т.е. данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) и сравнительной планетологии [4-7]. Охарактеризованный новый метод прогноза нефтегазоносности может быть применен во всех осадочных бассейнах Мира [9].

Литература

1. Геологическая карта Казахстана. М-б 1:1 000 000 / Под ред. Г.Р. Бекжанова. Алматы. 1996.
2. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Том III. Нефть и газ. Алматы, 2002. С.189. Рис. 135.
3. *Зейлик Б.С.* О реликтах крупных палеозойских вулканов в Центральном Казахстане и возможности использования высотных фотоснимков с целью обнаружения подобных структур // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. №4.С. 74-90.
4. *Зейлик Б.С., Сейтмуратова Э.Ю.* Метеоритная структура в Центральном Казахстане и её магморудоконтролирующая роль// М. ДАН СССР. 1974.Т.218.№1. С.167-170.
6. *Б.С. Зейлик.* Прибалхашско-Илийская космогенная структура и прогноз медно-никелевого оруденения в Северном Прибалхашье// М. ДАН СССР. 1975. Т.222.№6. С. 1410-1413.
7. *Зейлик. Б.С.* О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника). Обзор. Общ. и рег. геол., геол. картирование. М., ВИЭМС, 1978, 55 с. с ил.
8. *Зейлик Б.С.* Ударно-взрывная тектоника и краткий очерк тектоники плит. Алма-Ата. Гылым, 1991. 120 с.
9. *Зейлик Б.С.* Способ прогнозирования перспективных площадей для поиска месторождений углеводородов // Бюллетень евразийского патентного ведомства. Изобретения (евразийские заявки и патенты). М., 1999. №6. С.155.
10. *Зейлик Б.С., Тюгай О.М., Гуревич Д.В., Сыдыков К.Ж.* Гигантские астроблемы Западного Казахстана и новый способ прогноза нефтегазоносности в осадочных бассейнах Мира // Геология нефти и газа. М., 2004. №2. С. 48-55.
11. *Зейлик Б.С.* Современные методы регионального прогнозирования нефтегазоносности // Нефть и газ. 2009. Алматы. №2(50). С. 23-38.
12. *Зейлик Б.С., Мурзадилов Т.Д., Кадыров Д.Р.* Ударно-взрывная тектоника – новая стратегия прогноза месторождений нефти и газа // Нефть и газ. 2009. Алматы. №3(51). С. 24-30.
13. *Зейлик Б.С.* Проблема космической охраны планеты для сохранения жизни на Земле (кольцевые структуры – геологическое свидетельство вулканизма и космогенных катастроф) // Отечественная геология. М.,2009. №2. С.61-71.
14. *Зейлик Б.С., Надиров Н.К., Кадыров Д.Р.* Новая методика прогнозирования месторождений нефти и газа // Нефть и газ. Алматы. 2010. №5(59). С. 105-120.
15. *Хаин В.Е., Михайлов А.Е.* Общая геотектоника М.: «НЕДРА», 1985. 326 с.

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ И ПРОБЛЕМА КОСМИЧЕСКОЙ ЗАЩИТЫ ПЛАНЕТЫ ДЛЯ СОХРАНЕНИЯЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ

Зейлик Б.С.

Институт Геологических Наук им. К.И. Сатпаева, Алма-Ата, Казахстан
(boris.zeilik@gmail.com)

Введение

В 1984 г. на XXVII-ой сессии Международного Геологического Конгресса в Москве была представлена Космогеологическая карта СССР масштаба 1:2500 000. На карте изображено порядка 5000 кольцевых структур [8]. При этом важной особенностью карты явилось следующее: кольцевые структуры в одинаковой степени, без какой бы то ни было избирательности, широко проявлены на геологических образованиях любого возраста, будучи наложенными, подобно штампам, на гетерогенную геологическую ситуацию, что позволяло предполагать их космогенную природу. Однако в границах распространения древних домезозойских толщ, в районах древнего вулканизма, а также в современных вулканических областях, значительная часть дешифрирующихся кольцевых структур, за исключением тех из них, которые наложены на гетерогенный субстрат, имеют, безусловно, эндогенную природу.

Ранее, в 1978 г., в монографии «О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника)», опубликованной также в Москве, была представлена «Схема размещения предполагаемых и установленных гигантских астроблем (гиаблем) на Земле», несколько уточненная в 2000 г.[2,5]. На этой схеме привлекалось внимание к многочисленным кольцевым структурам регионального и глобального масштабов, проявленным на всей поверхности земного шара.

В.Е. Хаин совместно с А.Е. Михайловым в монографии «Общая геотектоника», изданной в 1985 г. [10], посвящают кольцевым структурам специальную главу. Это первая, или одна из первых, монографий, касающихся проблем общей геотектоники, в которой привлекается внимание к кольцевым структурам, как весьма важным тектоническим элементам земной коры. В главе обращается внимание на космогенные кольцевые структуры – астроблемы, т.е. структуры являющиеся следствием ударно-взрывных тектонических процессов, сопутствующих столкновениям Земли с крупными космическими телами – крупными метеоритами, астероидами и кометами. Эти структуры, как и эндогенные вулканические, вулканоплутонические и др., отчетливо проявляются на космических снимках. Особого внимания заслуживают кольцевые структуры, дешифрирующиеся в пределах развития осадочного мезозойско-кайнозойского чехла, где магматические проявлении и, в частности, вулканизм, исключены. Эти структуры являются веским и неопровержимым аргументом в пользу космогенной бомбардировки Земли.

Молодость осадочного чехла указывает на молодой возраст астроблем, наложенных на него. Казалось бы, что массовое развитие кольцевых структур на поверхности Земли, устанавливаемое в результате дешифрирования космических снимков – этой новейшей структурной информации, поступившей в руки геологов в последние десятилетия, должно привлечь внимание специалистов к решению проблемы их происхождения.

Однако привычные традиционные представления о преимущественно эндогенной природе структур, развитых на поверхности Земли, заставили отказаться от изображения кольцевых структур на карте. Только этим можно объяснить полное отсутствие кольцевых структур, дешифрируемых на космических снимках, на

изданной в 2000 г. Геологической карте России и прилегающих акваторий [1]. Иными словами: есть кольцевые структуры – есть проблема, нет кольцевых структур – нет проблемы! Возникла парадоксальная ситуация: космическая эра, насчитывающая 50 лет, как бы еще не наступила! Но главное заключается в том, что многочисленные следы космических ударов в прошлом, в том числе, в недавнем прошлом, требуют привлечения внимания к проблеме космической защиты планеты.

Проблема космической защиты планеты для сохранения жизни на Земле

Эта проблема в её геолого-геофизическом аспекте была выдвинута в 1988 году [3]. Космическая угроза требует соответствующих мер защиты Земли от опасных космических объектов: астероидов, метеоритов и комет. Что представляет собою не самый мощный космический удар, явно уступающий удару, погубившему динозавров, в сравнении с атомной бомбардировкой Хиросимы, демонстрирует широко известный Тунгусский «метеорит».

Проблема Тунгусского «метеорита» на протяжении столетия интересует научное сообщество. В данное время как наиболее достоверная рассматривается кометная гипотеза этого феномена. Важной особенностью Тунгусского взрыва является его отчетливая выраженность на космических снимках, которыми не располагали первые исследователи этого события. На Космогеологической карте СССР [8] район взрыва находится внутри эллипсовидной кольцевой структуры, рассматриваемой составителями карты как структура «неустановленного или сложного происхождения» (рис.1).

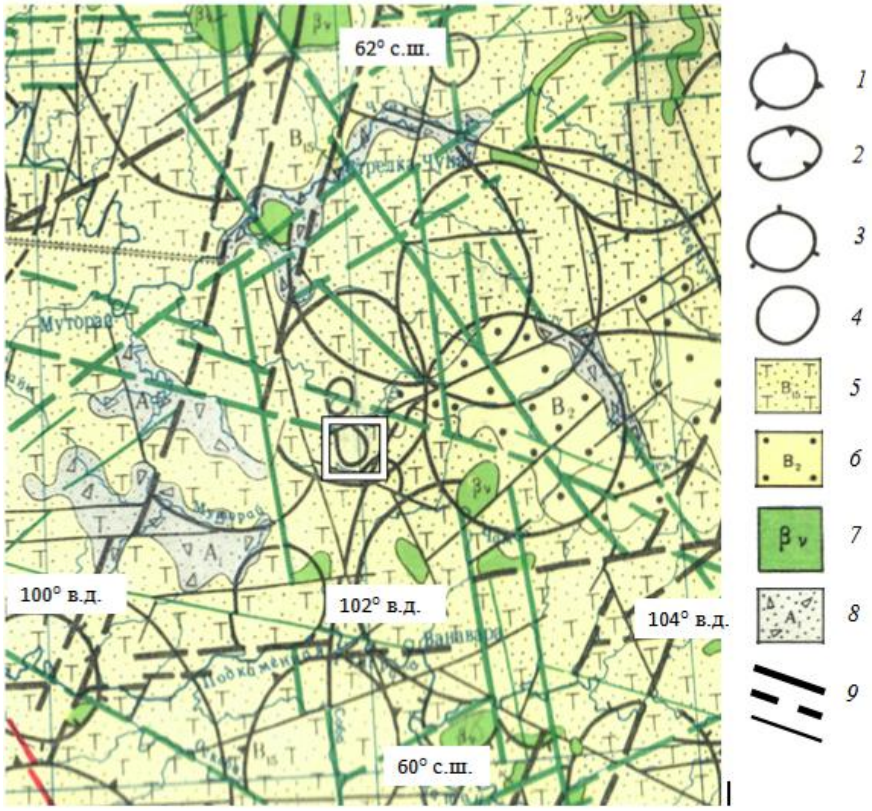


Рис.1. Фрагмент Космогеологическойкарты СССР.

На гетерогенной геологической ситуации показаны контуры кольцевых структур. ***Тектоногенные:*** *1- своды, 2 – впадины;* ***магматогенные:*** *3 - плутонические, сопровождающие вскрытые или невскрытые интрузивные тела; 4 –* ***неустановленного или сложного происхождения.***

Последние преобладают. В белом квадрате – эллипсовидная кольцевая структура, в контуре которой находится эпицентр Тунгусского взрыва. Горные породы: 5 - вулканогенные трапповые, преимущественно туфовые, с субгоризонтальным залеганием; 6 – сероцветные молассовые и молассовидные с субгоризонтальным залеганием; 7 – плутонические и субвулканические нерасчлененные основного состава; 8- рыхлые образования; 9 – разломы различного ранга

В 2010 г. получено подтверждение точки зрения о кометной природе Тунгусского феномена. Экспедиция Владимира Алексеева из Троицкого института инновационных и термоядерных исследований (ТРИНИТИ) с помощью георадара исследовала Сусловскую воронку - до глубины 100 метров. Эта воронка находится внутри упомянутой кольцевой структуры. В результате было установлено, что на дне этой воронки сверху находятся слои современной вечной мерзлоты, ниже лежат ее разрушенные слои, и, наконец, еще глубже обнаруживаются фрагменты космического тела. Предварительный анализ показал, что оно представляет собой громадный кусок льда, по всей видимости, отколовшегося от ядра кометы [*Интернет. Тайна Тунгусского метеорита раскрыта. 2. 10. 2010*].

Положение эпицентра взрыва определено по координатам, установленным разными методами семью специалистами в разное время [7].

Все определения эпицентра взрыва ложатся внутрь кольцевой структуры показанной на Космогеологической карте СССР. В этой же кольцевой структуре находятся и озеро Чеко и два других небольших по размерам озера, на которые обратили внимание итальянские геологи в связи с их исследованиями Тунгусского феномена (рис.2) [7,11].

Размеры структуры, вмещающей эпицентр Тунгусского взрыва на карте (рис.1) – 12.5 км * 10 км. Внутри эллипса отчетливо намечаются две кольцевых структуры меньших размеров (рис.2). Можно увидеть дополнительно и другие структуры меньших размеров.

Структуры, связанные с падением астероидов и крупных метеоритов, безусловно, должны отличаться от структур, порождённых падением комет.

Тунгусский «метеорит», представляющий собою падение кометы, несмотря на высокую мощность космогенного взрыва, образовал лишь повал леса в виде «бабочки» [7] на площади 2150 кв. км. На 60 кв. км лес горел.

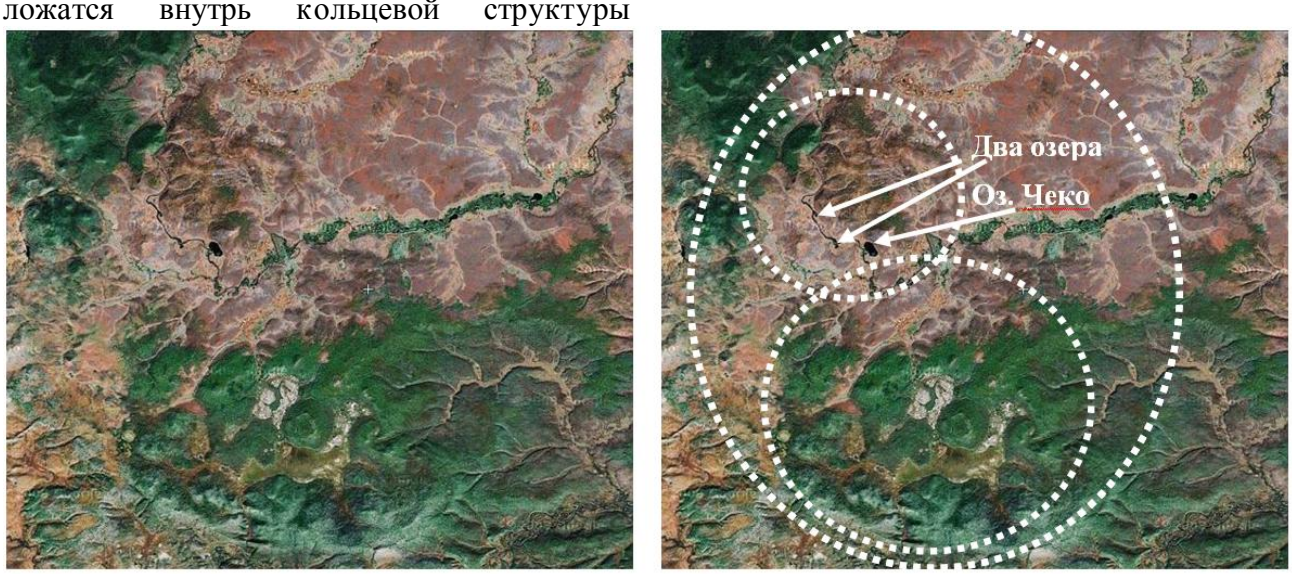


Рис.2. Фрагмент космического снимка Landsat
Наибольший по размерам эллипс отвечает кольцевой структуре, показанной на Космогеологической карте и заключенной в белый квадрат на рис 1. Помимо этой структуры показаны еще две – меньшего размера. Все точки эпицентра взрыва находятся внутри средней по диаметру (южной) кольцевой структуры. В наименьшей кольцевой структуре находится озеро Чеко и два других небольших озера, на которые обратили внимание итальянские геологи [11]

Поскольку Космогеологическая карта СССР составлялась 30 лет назад, когда о кометных кольцевых структурах не было никаких упоминаний (обсуждались только взрывы комет и на карте показаны лишь 15 астроблем астероидно-метеоритной, не кометной, природы), постольку факт пространственного совпадения Тунгусского взрыва и выявленной на космическом снимке кольцевой структуры не могли стать

предметом совместного рассмотрения и анализа. Нельзя сбрасывать со счетов и обычную случайность, при которой данный факт не привлек внимания. Сейчас дело обстоит иначе. В Казахстане впервые в Мире описаны две крупные молодые кометные структуры – Челкар-Аральская и Байконурская [6]. Сравнение кольцевых структур, выявляемых в большом количестве при дешифрировании космических снимков, с этими структурами, приводит к выводу об идентичности их природы. Становится понятным резкое преобладание числа кольцевых структур – «неустановленного или сложного происхождения». На листе Космогеологической карты СССР, где находятся Челкар-Аральская и Байконурская структуры, охватывающем Южный Урал, юг Западной Сибири, север Казахстана и часть Горного Алтая, из 300 кольцевых структур, к структурам – «неустановленного или сложного происхождения» отнесено 227, т.е. 75.7%. Судя по всему, это кометные структуры.

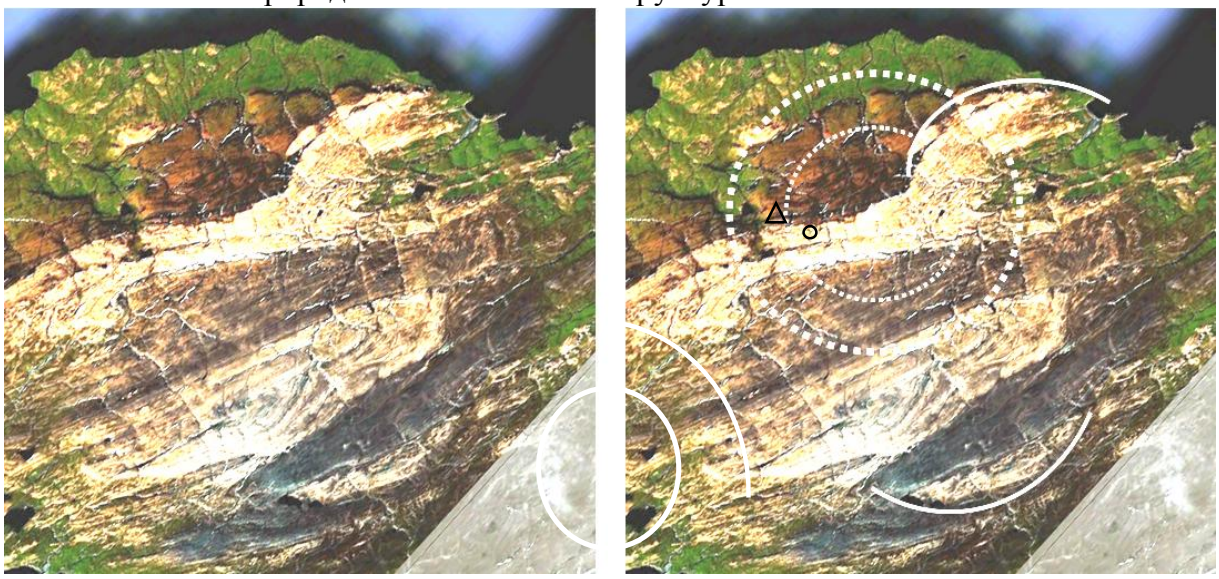


Рис.3. Монтаж космических фотоснимков на территорию испытательного полигона на острове Новая Земля
Кольца, показанные прерывистым контуром, обозначают кольцевую структуру, намечаемую по дугообразным элементам ландшафта. Эта структура возникла в результате взрыва крупнейшей на Земле водородной бомбы. Чёрным кружком обозначено место, над которым бомба была сброшена (Интернет). Треугольником отмечен геометрический центр структуры, отвечающий точке, над которой в атмосфере произошел взрыв. Точка взрыва находится от точки сброса бомбы на расстоянии порядка 1,7 км, что объясняется ветровым сносом огромного парашюта, имевшего купол площадью 1600 кв. м, при падении бомбы с высоты 11 км до точки взрыва на высоте 4 км. Сплошными линиями обозначены предполагаемая малая древняя кометная кольцевая структура и фрагменты подобных более крупных структур

В сущности, «комета представляет собою ком грязного снега или льда» в космосе[9]. При этом допускается, что ядро кометы - это агломерат кометезималей, каждая из которых может со временем превратиться в астероид. Кометезимали представляют собою крупные астероидные тела, погруженные в рыхлую слабо скреплённую массу мелких агрегатов льда и пыли. При ударе об атмосферу происходит взрыв ледово-пылевой составляющей кометного ядра. Вследствие воздушного взрыва, под ним, взрывная волна, дробя горные породы, создает в земной коре разуплотненное приповерхностное пространство, которое дешифрируется на космическом снимке как кольцевая структура. При этом не происходит выброса пород мишени, не возникает кратера, не нарушается стратификация пород, что обычно для астероидно-метеоритных кольцевых структур. Однако, астероидные кометезимали, входившие в ядро кометы, могут создать, внутри кольца кометной структуры, астероидно-метеоритные кратеры меньшего диаметра с обычным для них набором признаков. Таковыми, по-видимому, могут оказаться три озера,

включая озеро Чеко, на которые обратили внимание итальянские геологи [11]. Положение этих озер подобно положению метеоритных кратеров Жаманшин и Тогыз внутри условно многократно уменьшенной Челкар-Аральской кометной структуры [6].

Мощность взрыва Тунгусского «метеорита» оценивалась в 20 – 40 мегатонн в тротиловом эквиваленте [*Интернет. Расчеты профессора И.П.Пасечника*]. Это равносильно 1000 – 2000 атомных бомб, сброшенных на Хиросиму.

Очевидно, что обилие показанных на карте кольцевых структур, подобных кольцевой структуре Тунгусского «метеорита», указывает на серьезную космическую опасность, которая угрожает человечеству. Не замечать этого уже нельзя. Выраженность кольцевых структур на космических фотоснимках и в рельефе, построенном по радиолокационным космическим снимкам [6], указывают на относительную молодость этих импактных образований. Налицо – проблема космической защиты планеты для сохранения жизни на Земле [3-6]. При этом необходимо обратить внимание на следующее. Мощность взрыва Тунгусского «метеорита», по-видимому, несколько занижена. Взрыв крупнейшей на Земле водородной бомбы над островом «Новая Земля» в 1961 г. привел к образованию кольцевой структуры с диаметром порядка 12 км (рис.3). Не вызывает сомнений, что в рельефе, построенном по радиолокационным космическим снимкам, эта структура будет значительно более выразительна! Мощность взорванной супер-бомбы составила 58 мегатонн в тротиловом эквиваленте [*Интернет. Термоядерное оружие. Википедия*].

Заключение

Тунгусский взрыв, судя по приведенным данным, сопоставим с указанной мощностью. В рамках проблемы космической охраны планеты для сохранения жизни на Земле, по многочисленным следам космических кометных ливней (явно преобладающих) и астероидно-метеоритных бомбардировок Земли в недавнем прошлом, должен быть дан прогноз на ближайшее будущее. Это могут сделать только геологи на основе массового выявления по данным ДЗЗ и тщательного наземного изучения космогенных кольцевых структур с обязательным установлением их возраста!

Литература

1. Геологическая карта России и прилегающих акваторий. Масштаб 1:2 500 000 / Гл. ред. Б.А. Яцкевич. – С.-Пб., 2000.
2. *Зейлик Б.С.* О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывня тектоника). Обзор. Общ. и рег. геол., геол. картирование. М.,ВИЭМС. 1978. 55 с. с ил. Список лит.: 112 назв.
3. *Зейлик Б.С.* О космогенном воздействии на Землю в связи с идеями В.И Вернадского // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1988. №6(304). С.10-18.
4. *Зейлик Б.С., Василенко А.Н., Зозулин А.В., Петренко В.Е.* Высокая степень глобальной и региональной опасности. Продолжение тяжелой космогенной бомбардировки Земли // Доклады Международной конференции «Проблемы защиты Земли от столкновения с опасными космическими объектами (SPE-94)», г. Снежинск (Челябинск-70). 1994. Ч. II. С.25-27.
5. *Зейлик Б.С.* Разномасштабные кольцевые структуры – следствие катастрофических столкновений астероидов и комет с Землей // Большая Медведица. – Новосибирск. 2000. №1. С. 16-23.
6. *Зейлик Б.С.* Проблема космической охраны планеты для сохранения жизни на Земле (кольцевые структуры – геологическое свидетельство вулканизма и космогенных катастроф) // Отечественная геология. М., 2009. №2. С.61-71.
7. *Золотов А.В.* Проблема Тунгусской катастрофы 1908 г. / Минск.1969. 204 с.
8. Космогеологическая карта СССР. Масштаб 1:2 500 000 / Под ред. Е.А. Козловского. – М., 1982.
9. *Уиппл Ф.Л.* Природа комет / Кометы и происхождениежизни. – М.: Мир.1984. С.9-28.
10. *Хаин В.Е., Михайлов А.Е.* Общая геотектоника М., «НЕДРА». 1985. 328 с.
11. *L. Gasperini, F. Alvisi, G. Biasini, E. Bonatti, G. Longo, M. Pipan, M. Ravaioli, R. Serra*. A possible impact crater for the 1908 Tunguska Event. Terra Nova. 2007. Vol 19 (4). PP. 245—251

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ КИМБЕРЛИТОВОГО ТИПА

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр Академии наук Республики Саха(Якутия), Мирный, Россия (nnzinchuk@rambler.ru)

На протяжении почти полтора столетия в мире успешно эксплуатируются коренные месторождения алмазов, связанные с кимберлитовыми трубками взрыва..Характерной особенностью промышленных месторождений, связанных с кимберлитами и лампроитами, является их приуроченность главным образом к трубкам взрыва. Только в редких случаях экономически рентабельные концентрации алмазов наблюдаются в дайках, тесно связанных с трубками кимберлитов. Среди кимберлитов выделены магнезиальные и железисто-магнезиальные разности, а также обособлена кимберлит-лампроитовая группа алмазоносных мантийных магматитов, занимающая промежуточное положение между кимберлитами и лампроитами. На основании комплексного исследования кимберлитовых пород Сибирской, Южно-Африканской и Восточно-Европейской платформ мы под термином *кимберлиты* подразумеваем гибридную эффузивную или субвулканическую породу ультраосновного с щёлочным уклоном состава, порфировой или порфировидной структуры, брекчиевой или туфовой текстуры, сложенной глубинным (мантийным) и коровым материалом в различных пропорциях. Мантийный материал представлен ксенолитами ультраосновных, щёлочно-ультраосновных и основных пород и ксенозёрнами их минералов: алмазом, гранатом-пиропом, пикроильменитом, оливином, клино- и ортопироксеном, флогопитом, редко цирконом, апатитом и титанклиногумитом. Перечисленные минералы устойчивы в широком диапазоне *PT*-условий: от стабильной кристаллизации алмаза до метастабильного состояния пиропа. Коровой составляющей кимберлитов являются: а) ксеногенный материал пород, вмещающих кимберлиты; б) материал, перенесённый в кимберлиты из окружающей среды постмагматическими растворами. Исследователи кимберлитов выделяют следующие части (зоны) трубчатых или диатремовых структур (снизу вверх): а) подводящий канал в виде одного или нескольких дайковых тел (корневая зона); б) вертикальный канал (диатремовая зона); в) раструб или воронкообразное расширение, венчающееся у неэродированных аппаратов кольцевым валом (кратерная зона). Каждая из названных зон кимберлитовой постройки характеризуется особой морфологией, структурно-текстурными особенностями и вещественным составом, механизмом формирования как самих отрезков диатремы, так и выполняющих их пород, Все эти зоны кимберлитовой постройки следует рассматривать как самостоятельные геологические обьекты, создающие вместе своеобразную вертикальную зональность (или неоднородность) коренных месторождений алмазов.

Корневые зоны кимберлитов Сибирской платформы до настоящего времени изучены слабо, так как в эксплуатирующихся диатремах (Мир, Интернациональная, Удачная, Айхал, Юбилейная и др.) вскрыты в основном только диатремовые части. Настоящую корневую зону удалось вскрыть буровыми скважинами только на глубоких горизонтах трубки Мир. Во всех остальных трубках на наибольших глубинах их пересечения (1000-1200 м) буровыми скважинами были выявлены продолжения вертикального канала (диатремовая часть). Поэтому более полное представления об особенностях корневых зон удалось получить при ознакомлении с опубликованными материалами по глубоким горизонтам кимберлитовых трубок Южной Африки (Де Бирс, Весселтон, Дютойтспен и др.), эксплуатирующихся уже более сотни лет, где подземные выработки на некоторых достигли глубин 800-1000 м. Установлено,

что корневые зоны кимберлитовых трубок характеризуются изменчивостью морфологии, расширениями и сужениями тела, резкими изменениями наклона и простирания контактов, их неровностями и расщеплением подводящих тел на отдельные дайкоподобные проводники, появлением на глубине «слепых» тел кимберлитов. Взаимоотношение корневых зон трубок с вмещающими породами обусловлено в значительной мере механическими свойствами и другими особенностями последних, а также механизмом подъёма кимберлитового расплава. Корневые зоны кимберлитовых трубок в Южной Африке находятся в окружении кристаллических пород фундамента архейского кратона, что существенно влияет на их морфологические особенности. Ориентировка подводящих каналов и частично их форма определяются трещиноватостью жесткой рамы, откалыванием от неё отдельных угловатых блоков. Что же касается корневой зоны трубки Мир, которая располагается в осадочных породах терригенно-карбонатного состава, её морфология должна быть несколько иной. Учитывая иные механические свойства (пластичность, прочность и др.) пород вмещающей рамы, здесь вряд ли будут иметь место столь резкие колебания мощности подводящих тел, значительные неровности контактов. В целом кимберлиты корневых зон представлены двумя типами: гипабиссальными кимберлитами и кимберлитовыми брекчиями. Исследователи африканских трубок к основным классификационным минералам гипабиссальных кимберлитов помимо флогопита и клинопироксена относят также серпентин и кальцит, первичная природа которых оспаривается многими геологами. Изучение неконтиминированных свежих кимберлитов показывает исключительно высокий уровень летучих в кимберлитовом расплаве. Об этом свидетельствует широкое распространение сегрегационных текстур, возникших при отделении летучих от магмы в момент её кристаллизации. Сегрегационные обособления обычно сложены разными комбинациями карбоната, серпентина и апатита. В некоторых случаях магма была настолько обогащена летучими, что в кимберлитах сформировались глобули (автолиты), ядрами которых были ксено- или фенокристы, вокруг которых и кристаллизовалась первичная силикатная основная масса.

Диатремовые зоны кимберлитовых систем изучены детально в большинстве эксплуатирующихся коренных месторождений. Они имеют форму усеченного перевернутого конуса с изометрическим или овальным сечением в плане. Ось конуса практически всегда вертикальна, контакты с вмещающими породами резкие, в большинстве случаев гладкие, сопровождаются зеркалами скольжения с вертикальной штриховкой. В редких случаях контакты между кимберлитами диатремовой фации и вмещающими породами постепенные, через брекчиевую зону мощностью до 30 м и вертикальной протяженностью до 100 м, которая имеет неоднородный состав. Со стороны кимберлита она представлена обломками вмещающих пород, сцементированных кимберлитом. Далее по мере приближения к вмещающим породам в ней возрастает количество обломков последних и уменьшается доля кимберлитового цемента (до полного его исчезновения). Непосредственный переход к вмещающим породам представлен ксенобрекчией, в которой обломки этих пород сцементированы в основном кальцитом. Ксенобрекчия постепенно сменяется трещиноватыми породами окружающей рамы. Характерная особенность кимберлитов диатремовой фации – концентрация значительной части ксенолитов вмещающих (основного состава и осадочных) пород на уровне их первичного залегания. Это наглядно нами зафиксировано на трубках Мир, Интернациональная, Айхал и др. на Сибирской платформе. Внутреннее строение диатремовых фаций кимберлитов более простое, чем корневых. В диатремах выделяется значительно меньшее число самостоятельных фаз внедрения (от одной до черырёх). Контакты между кимберлитами разных фаз внедрения бывают двух типов: а) резкие; б) постепенные через зону смешения.В африканских кимберлитовых

трубках диатремовые зоны выполнены в основном туфизитовыми кимберлитовыми брекчиями, цементом которых служит микрозернистая (иногда микролитовая) матрица, которая представлена минералами, образовавшимися из газовой фазы, газовых конденсаторов или из гидротермальных флюидов. Последующие вторичные изменения маскируют те признаки, по которым можно было бы реставрировать первичный состав и механизм формирования как мартицы, так и туфизитовой брекчии в целом.

Несмотря на разнообразие источников микрокомпонентов в кимберлитовых брекчиях, большая часть этих пород имеет относительно однородное строение. Однако иногда в них проявляется чётко выраженные неоднородности, обусловленные дифференциацией материала по размеру. Удлинённые оси обломков пород и кристаллов минералов ориентированы в определённом направлении, перемежаются полосы мелко- и более крупнозернистого материала. Эти полосы обычно протягиваются вертикально или субвертикально, но часто наблюдаются неправильные завитки и вихревые текстуры. Для диатремовых зон характерно наличие «плавающих» рифов», или мегаксенолитов. Это крупные массы вмещающих пород (некоторые из них имеют размеры 100 м и более) встречаются в двух формах. Большинство представлено сплошными массами с небольшим внутренним разрушением или без него. Часть же мегаксенолитов интенсивно брекчирована, представлена плотно «упакованными» обломками без кимберлитового цемента и напоминает контактовые брекчии корневых зон. «Плавающие рифы» обычно располагаются по периферии кимберлитовых диатрем. Некоторые из них опустились более чем на 1000 метров ниже своего первоначального уровня. Несмотря на значительное перемещение, многие брекчии «плавающих рифов» сохраняют общую целостность в виде обособленных тел в туфизитовой кимберлитовой брекчии. Однако нередко отмечаются внедрения кимберлитового материала в «плавающие рифы», а краевые зоны последних насыщены или разрушены кимберлитовыми брекчиями. Последние типы пород раструба являются обычно наиболее продуктивными образованиями кимберлитовой постройки и служат главным обьектом отработки коренных месторождений и добычи алмазов. Структура таких брекчий литокристаллокластическая и кристаллолитокластическая. По составу обломков различаются гетеро- и автолитовые брекчии, а по размеру – крупно-, средне- и мелкообломочные. Цемент брекчий имеет следующие структуры – массивную порфировую, кластопорфировую, автолитовую или литокристаллическую. Текстура для породы в целом брекчиевая, а для магматического цемента – нередко флюидальная: субпараллельно ориентированы удлинённые кристаллы оливина П генерации (псевдоморфозы по нему), пластинки и чешуйчатые выделения флогопита и лейсты кальцита. Обломочный материал брекчий состоит из ксенолитов прорванных вмещающих и вынесенных с глубины пород. Ксенолитами являются: а) мантийные образования (перидотиты, пироксениты и эклогиты); б) метаморфические породы (сланцы и гнейсы) кристаллического фундамента; в) изверженные породы (диабазы, базальты, гранитоиды, габбро, нориты, фельзиты и др.); г) осадочные породы (терригенно-карбонатные и терригенно-кварцевые). Содержание обломочного материала варьирует от первых процентов до 90% и более, а размеры обломков – от нескольких миллиметров до гиганских.

Значительный оббьем эруптивных брекчий приходится на дезинтегрированный мантийный материал: оливин, пироп, пикроильменит, хромшпинелид, хромдиопсид и другие ксенозёрна минералов, слагающих породы верхней мантии. Основной составной частью кимберлитовых брекчий является расплавленное на глубине вещество верхней мантии, которое служит транспортёром ксеногенного мантийного материала вверх и в условиях земной коры застывает, формируя весьма сложный по набору и разнообразию минеральных фаз кимберлитовый мезостазис. Соотношение

обломочного мантийного материала и мезостазиса широко варьирует в разных кимберлитовых трубках и даже разных фазах одной диатремы и зависит, по-видимому, от степени проплавления исходного дифференцированного субстрата. Так, например, известны кимберлитовые трубки и дайки на различных древних платформах мира, порода которых практически лишена непереплавленных фрагментов мантийного материала (ксенолитов и ксенокристаллов), сложена порфировыми фенокристаллами оливина или псевдоморфозами по нему и мелкопорфировым мезостазисом; характерная особенность – исчезающее низкое содержание индикаторных минералов и, как правило, низкая алмазоносность. Кимберлитовым породам подобного типа можно противопоставить образованмия, в составе которых резко преобладает дезинтегрированный материал (ксенокристы), в то время как количество раскристаллизованного расплава в них невелико. По структурно-текстурным особенностям эруптивные кимберлитовые брекчии принято делить на две группы: с массивной и автолитовой текстурой цемента. В петрологическом смысле эти две группы кимберлитовых брекчий отличаются механизмом формирования, а нередко составом и алмазоносностью, которая обычно выше в брекчиях с автолитовой текстурой цемента. Главной составной частью кимберлитовых брекчий с массивной текстурой цемента являются ксенозёрна оливина (или псевдоморфозы по нему) размером от первых до десятков миллиметров в поперечнике. Форма их разнообразная: изометрически-округлая с ровными или корродированными краями, угловато-обломочная. Они в разной степени замещены агрегатами вторичных минералов, представленных серпентином, кальцитом и тальком. Содержание этих ксенозёрен колеблется от первых процентов до 40%.

Среди автолитовых брекчий выделяется несколько разновидностей, основные отличия между которыми заключаются в строении и составе автолитовых образований. Наиболее широко распространены брекчии, переполненные мелкими (до 2 мм) автолитами, представляющими порфировидные зерна оливина, а также обломки мантийных или коровых пород, окружённые тонкой плёнкой или более широкой зоной (сплошной или прерывистой) мелкопорфирового кимберлита. Такие образования можно назвать зачаточными автолитами. Цементом автолитов служит мелкопорфировый кимберлит сложного минерального состава. Он не имеет существенных отличий от основной массы кимберлитовых брекчий с массивной текстурой цемента. Нередко автолиты сцементированы серпентин-карбонатным или серпентин-сапонитовым агрегатом. Автолиты иногда дифференцированы по размеру. В Верхнемунских кимберлитовых трубках описаны оригинальные автолитовые брекчии, характеризующиеся наличием огромного количества округлых включений автолитов, размер которых в верхней части сложенных этими брекчиями блоков не превышает 1 см в поперечнике, а в нижней же составляет до 10 см. Шаровые формы автолитов возникают вокруг зародышей – мелких ксенолитов глубинных пород, зерен оливина, пиропа, обломков пород неясного происхождения. Глубже автолитовые породы сменяются крупнопорфировыми кимберлитами, содержащими много свежего оливина. Характерные особенности большинства автолитов, отличающие их от обломков кимберлитов более ранних фаз внедрения, - концентрически ориентированная текстура, большее количество (по сравнению с цементирующей массой) оливина П, имеющего и более идиоморфный облик, а также флогопита П и рудных минералов (перовскита и магнетита). Химический состав собственно автолитов в большинстве случаев отличается от химического состава вмещающего их кимберлита повышенным содержанием FeO, TiO_2, K_2O, P_2O_5 и пониженным SiO_2, MgO, Al_2O_3. В кимберлитах Якутской алмазоносной провинции автолиты нередко содержат повышенное количество карбонатного материала, иногда в виде лейст, субориентированных концентрически. Шаровидная форма и в некоторых случаях существенно карбонатный состав автолитов трактуются отдельными исследователями

как следствие ликвации кимберлитовой магмы на силикатную и карбонатную, а сами автолиты – как застывшие капли карбонатной жидкости. Однако очень низкое содержание карбонатного материала в широко распространённых автолитах кимберлитовых тел Восточно-Европейской платформы находится в противоречии с этой гипотезой.

Кимберлитовые трубки с хорошо сохранившимися *кратерными зонами* встречаются в Анголе, Заире, Танзании, Замбии, Ботсване, Мали, Бразилии, Южной Африке, Якутии и в Архангельской алмазоносной провинции. В таких трубках в поперечном сечении кратеры обычно округлые, овальные, а в случае совмещения нескольких кратеров – вытянутые. Контакты их относительно пологопадающие. Высокая степень брекчированности пород является обычным признаком краёв кратерной зоны. Частично или полностью сохранившиеся «воротники» брекчированных вмещающих пород, окружающих кратеры, наиболее показательны около трубки Мвадуи в Танзании. Их ширина здесь достигает до 50 м. Кратерные фации кимберлитов обычно представлены двумя генетическими типами: пиро- и эпикластическим. Последние образовались за счёт эрозии и последующего переотложения пирокластического материала, выброшенного за пределы кратера, а также за счёт размыва участков породы внутри кратера. Кроме того, в их составе присутствует дезинтегрированный материал вмещающих пород. Эти породы обычно образуют чашеподобные тела в верхней части раструба с максимальной мощностью в неэродированных трубках до 250 м в центре «чаши». К флангам мощность пород уменьшается. В пределах «чаши» пелитоморфные образования переслаиваются с песчанисто- и гравелитоподобными прослоями мощностью от нескольких миллиметров до первых десятков сантиметров. Размер терригенно-обломочного материала с глубиной возрастает, в связи с чем среди эпикластических пород «чаши» выделяется два горизонта. В неэродированных или слабоэродированных трубках верхний горизонт представлен стратифицированными породами с преобладанием разностей, сложенных пелитовой составляющей. Глубже залегают стратифицированные породы (мощностью до 150 м), напоминающие песчаники и гравелиты. Здесь же нередко встречаются линзы переотложенного материала существенно кимберлитового состава мелкообломочного сложения. Эта толща сменяется пирокластической зоной, в которой преобладают обломки кимберлитов, псевдоморфозы по оливину, сцементированных гидрохимическим веществом. Состав кратерных образований во многом определяется составом вмещающих трубки пород. Проведённые нами изучения кратерных образований различных регионов мира показали, что основными составными компонентами пород «чаши» является дезинтегрированный материал вмещающих трубки пород и в меньшем обьёме – кимберлитов.

Таким образом, проведёнными исследованиями полных разрезов кимберлитовых диатрем различных регионов мира показано, что кратерные образования не только характеризуют стадии развития диатрем, но и определяют их структурно-тектонические типы. При этом только первую стадию можно связывать с общим воздыманием и существенной эрозией кимберлитовмещающего субстрата. Две последующие стадии развития диатремы связаны с локальными отрицательными движениями, обусловленными проседанием как непосредственно самой диатремы, так и вмещающего субстрата с формированием вокруг неё мульды проседания. Указанный механизм способствовал сохранению диатрем от эрозии. Поэтому общий эрозионный срез в районе развития кимберлитовых и лампроитовых диатрем и уровень эродированности самих трубок могут существенно различаться. Поскольку такие трубки не вскрытые эрозией и являются «полуслепыми» кимберлитовыми телами, не имеющими ореола рассеяния индикаторных минералов, то их открытие обуславливает в районах новый тип поисковой обстановки, ориентирующий геологов на возможное обнаружение подобных закрытых диатрем, погребённых к

тому же под осадочными образованиями или траппами. Наличие в раструбах кратерных фаций служит прямым доказательством малого эрозионного среза трубок. Исследователи придают в целом проблеме эрозионного среза кимберлиоов серьёзное значение в связи с необходимостью решения следующих основных задач: а) реконструкция структурных условий эпохи кимберлитообразования; б) определение количества вынесенных алмазов при прогнозной оценке алмазоносности коренных месторождений и россыпей; в) определение источника, путей и способов транспортировки алмазов, их парагенетических спутников и другого терригенного материала толщ, перекрывающих кимберлитовые тела. По условиям образования, текстурно-структурным признакам и вещественному составу породы кратерной части не укладываются в общепринятую схему формирования кимберлитовых образований, отличаясь от кимберлитовых брекчий. Поэтому правильная их диагностика, установление генезиса имеют принципиальное значение как с генетической точки зрения, так и при поисках. Однако в целом наличие в кратере переотложенных пород вулканогенно-осадочного происхождения – всегда убедительное доказательство её малого эрозионного среза. Своеобразные породы детально изучены нами в верхней части кратера кимберлитовых трубок Юбилейная и Краснопресненская, находящихся в районе распространения нижнекаменноугольных отложений (тегюрюкская свита) Далдыно-Алакитского алмазоносного района Сибирской платформы. Охарактеризованные слабоэродированные кимберлитовые трубки и их заполнения позволяют определять величину эрозионного среза диатрем и совершествовать критерии распознавания пород кратерных фаций Особо актуальна эта проблема сейчас, когда многие отечественные и зарубежные фирмы приобретают лицензии на поиски алмазов на новых территориях.

О ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр Академии наук Республики Саха (Якутия), г.Мирный, Россия, (nnzinchuk@rambler.ru)

В последние несколько десятилетий в различных алмазоносных регионах мира проведены массовые исследования по разработанной под руководством А.Т.Бондаренко методики электрических, радиоволновых (РВ) лабораторных и полевых экспрессных измерений на мёрзлых плоскопараллельных образцах и естественно-мёрзлом керне горных пород (непосредственно на скважине), что позволило создать базу данных петрофизических параметров, использующихся для выявления проблемных поисковых критериев при геофизических работах на месторождениях алмазов [1]. В результате массовых измерений было установлено, что петрофизические параметры кимберлитов и вмещающей геологической среды криолитозоны, получаемые в лабораторных и полевых условиях с использованием разработанных новых подходов и средств измерения, отвечают таковым в естественных условиях или предельно приближаются к параметрам, измеренным каротажными скважинными радиоволновыми методами. Разработанная система включает в себя измерения удельного электрического сопротивления на постоянном токе (ρ_0), эффективных электрических параметров в диапазоне частот электромагнитного поля f скважинной радиогеоразведки (СРГР) 0,150-40 МГц. В этом диапазоне частот измерялись значения эффективного удельного электрического сопротивления ρ и относительной диэлектрической проницаемости $\varepsilon/\varepsilon_0$ как интерпретационных электрических параметров, позволяющих вычислять в немагнитных геологических средах значения электрических полей и коэффициентов экранирования в соответствующем доверительном интервале, а также значения основных радиоволновых параметров (РВ-параметров):мнимой части волнового числа – коэффициента поглощения энергии электромагнитных волн κ'' и действительной части волнового числа – коэффициента фазы $\kappa'(\kappa' = 2\eta/\lambda$, где λ – длина волны в системе). Определялись и другие основные и вспомогательные петрофизические величины [1].. В результате измерений этого комплекса параметров были установлены связи между петрофизическими и электрическими параметрами, позволяющие определить значения неизвестного параметра по известному и таким образом оптимизировать эффективность радиоволновых и электромагнитных измерений в горных геологических массивах и лабораторных измерений на пластинчатых образцах и керне.

Полученные средние значения удельного электрического сопротивления различных пород позволили построить кривые вероятного распределения этого параметра в земной коре и верхней мантии с различным режимом тепловых потоков и составом пород до глубин ~20 км. При этом схема построения земной коры и верхней мантии материков, а также распределение температур взяты [1] из опубликованных работ. Значения ρ резко уменьшаются в гранито-гнейсовом слое, начиная с глубины 20 км, и продолжают понижаться в гранулито-базальтовом, гранулито-эклогитовом слоях коры и верхней мантии до глубины ~60 км. Затем происходит плавное уменьшение значений электрического сопротивления. Быстрый спад значений ρ наблюдается опять на глубине 120-140 км, где температура достигает 800°С. Резкое понижение электрического сопротивления на этой глубине, вероятно, обьясняется примесной проводимостью на собственную в породах верхней мантии. В целом намечается непосредственная связь распределения электрического сопротивления по глубине с минеральным и химическим составом пород [1]. Давление, по сравнению с температурой.

оказывает значительно меньшее влияние на электрическое сопротивление глубинных ультраосновных пород. Так, увеличение давления до 2 ГПа при различных температурах понижает электрическое сопротивление только на десятки процентов, в то время как, например, для пиропового эклогита при увеличении температуры от 200 до 650°С значение ρ понизилось на пять порядков. Однако, если будут происходить полиморфные переходы, то при постоянном давлении и повышении температуры электрическое сопротивление может увеличиться на полтора-два порядка. С учётом новых данных о распределении температур в недрах Земли, были оценены электрические параметры горных пород земной коры и мантии для зон низкого (0,8 м·кал/см^3·с), нормального (1,1), промежуточного (1,3-1,5) и высокого (2,0) тепловых потоков. На глубинах более 90 км средние значения ρ получены для оливинитов, дунитов и пироповых пород, а на глубинах 40 км для зон с промежуточными и высокими тепловыми потоками (оливинитов и перидотитов). Наши экспериментальные данные не противоречат значениям ρ, полученным глубинным электромагнитным зондированием в некоторых районах Сибирской платформы. Так, по лабораторным данным электрическое сопротивление пород Якутской алмазоносной провинции на глубине 120 км, где температура достигает 700-750°С, равно 10^5Ом·м. Такими значениями ρ характеризуются по результатам электромагнитного зондирования породы Усть-Енисейской впадины [1]. При этом необходимо отметить, что для щёлочных пород при давлении до 2ГПа и температурах до 700°С электрическое сопротивление может понизиться на 1,5 порядка и больше. Поэтому аномальное уменьшение значений ρ на глубинах 40-60 км, регистрируемое в некоторых районах по вариациям электромагнитного поля, вероятно, может быть связано с возрастанием щёлочных компонентов в веществе мантии. Возможно, электрическое сопротивление может понизиться и на меньшей глубине, если в земной коре или в подкоровом слое будет залегать скрытый массив щёлочных пород. В земной коре на глубинах 10-20 км электропроводящий слой, очевидно, обусловлен процессами дегидратации, наблюдающимися при метаморфизме пород. Из экспериментальных результатов исследований следует, что значения электрических характеристик ксенолитов, вынесенных из глубоких горизонтов мантии кимберлитовой магмой, а также ультраосновных, щёлочных пород, кимберлитовых образований, минералов различного генезиса при высоких термодинамических параметрах определяются их минеральным и химическим составом, а также степенью изменения метасоматическими процессами.

Таким образом, высокими значениями удельного электрического сопротивления и энергии активации процесса проводимости характеризуются неизменённые магматические пироповые эклогиты и другие ксенолиты ультраосновго состава имеют низкие значения электрического сопротивления и энергии активации. Высокомагнезиальные оливиновые кимберлиты Якутии при высоких давлениях и температурах по значениям электрического сопротивления и энергии активации аналогичны пироповым перидотитам. Явления катаклаза, процессы серпентинизации, карбонатизации и присутствие шпинели в составе ксенолитов значительно понижают значения электрического сопротивления и энергии активации. Изменённые кимберлиты могут характеризоваться более низкими значениями электрического сопротивления и энергии активации, чем ксенолиты эклогитов и ультраосновных пород. Изученные образцы магнезиального диопсида в широком интервале температур имеют значения электрического сопротивления на три порядка выше по сравнению с глиноземистыми щёлочно-железистыми пироксенитами.

По экспериментальным исследованиям электрического сопротивления ксенолитов в функции давления и температуры можно заключить, что в северной части Сибирской платформы на глубинах 65-100 км, где по петрологическим исследованиям залегают гранатовые пироксениты и мантийные

эклогиты, значения электрического сопротивления при температуре примерно 500°С находятся в пределах 10^6 - 10^5 Ом·м. На глубинах 100-180 км (при температуре 600-900°С) электрическое сопротивление слоя этого состава в среднем составляет $2 \cdot 10^4$ Ом·м, а на глубинах 200-300 км в мантии для пород того же состава значения $\cdot\rho$, по-видимому, можно оценить в $2 \cdot 10^2$ Ом·м. Приведённое распределение значений $\cdot\rho$ с глубиной соответствует данным магнитотеллурического зондирования. По лабораторным исследованиям щёлочные изверженные горные породы в условиях высоких давлений и температур имеют удельное электрическое сопротивление более чем на три порядка ниже по сравнению с основными и ультраосновными породами.

Литература

1. *Зинчук Н.Н., Бондаренко А.Т., Гарат М.Н.* Петрофизика кимберлитов и вмещающих пород.-М.: Недра, 2002, 695 с.

ВЕРОЯТНЫЙ ИСХОДНЫЙ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕОХМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТАКАРБОНАТНЫХ ПОРОД АНАБАРСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Злобин В.Л.

Научное учреждение Российской Академии Наук Геологический институт РАН
Москва, Россия (vzlobin@bk.ru)

В строении щита Анабарского щита, представляющего собой выход кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы. принимают участие три террейна: (с запада на восток) Маганский, Далдынский гранулитовые и Биректинский - гранит-зеленокаменный), разделенные коллизионными зонами соответственно: Котуйканской и Билляхской. В обнаженной части Анабарского щита Биректинский террей представлен Хапчанским складчатым поясом, породы которого метаморфизованы в гранулитовой фации (рис.1).

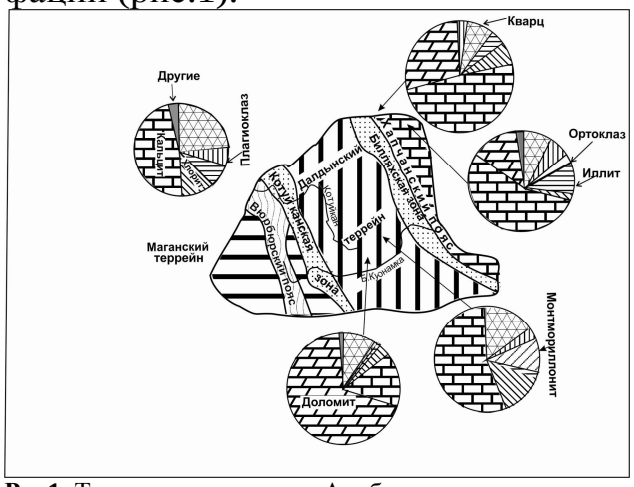


Рис1. Тектоническая схема Анабарского щита
средний нормативный вероятный исходный состав метакарбонатных пород гранулитового комплекса

Далдынский террейн имеет ювенильную неоархейскую кору (U-Pb и Sm-Nd изохронные возраста метавулканогенных пород практически совпадают с Sm-Nd модельным возрастом (3.1-3.0 млрд.лет) этих образований и ассоциирующих с ними метаосадочных пород [1,4]. Метаосадочные породы составляют около 1% от площади, соответственно, метакарбонатные породы встречаются крайне редко. Представлены они в основном кальцифирами. Соотношение кальцитовых и доломитовые разности примерно равное. Последние часто ассоциируются с пластами вебстеритов и кварцитов. Осадочно-вулканогенные протолиты Маганского террейна (U-Pb возраст по циркону из метавулканитов 2.42±0.02, $T(DM)_{Nd}$ =3.09-2.8 млрд.лет для метавулканитов и ассоциирующихся метаосадочных пород) формировались на зрелой континентальной неоархейской коре при существенной контаминации палеопротерозойских магматитов коровым материалом [4]. Метаседиментогенные породы приурочены в основном к Вюрбюрскому складчатому поясу (рис.1), где их доля составляет порядка 70%. Метакарбонатные породы, среди которых доминируют различные известково-силикатные сланцы и гнейсы в разрезах данной структуры составляют 40-45%. Представлены данные породы исключительно кальцитовыми разновидностями. Осадочно-вулканогенные протолиты Хапчанского складчатого пояса образовались за счет поступления в бассейн осадконакопления материала континентальной зрелой коры с возрастом не древнее 2.45 млрд.лет ($T(DM)_{Nd}$ =2.44-2.32), породы которой не обнажаются на современном срезе [4]. Метаосадочные породы в пределах данной структуры составляют порядка 90%. На метакарбонатные породы приходится примерно 50 % площади. Представлены они (в порядке возрастания) мраморами, кальцифирами и известково-силикатными сланцами.. Встречаются как кальцитовые так и доломитовые разновидности, вторые встречаются в подчиненном количестве.

Расчет вероятного минерального кальцифиров (при помощи метода MINLITH [3] показал, что минеральные составы этих пород для каждого тектонического подразделения обнаруживают определенные тенденции. Так для карбонатных пород Вюрбюрского пояса в терригенной составляющей содержание кластогенных компонентов выше чем пелитовых, при существенном преобладании нормативного кварца. В пелитовой компоненте доминирует железистый хлорит. В аналогичных породах Билляхского пояса как в кальцитовых так и доломитовых разновидностях количества кластогенной и пелитовой компонент находятся примерно в одинаковых соотношениях. Маложелезистый хлорит и иллит в составе пелитов имеют примерно одинаковые пропорции. В кальцитовых разновидностях кальцифиров Далдынского террейна содержания пелитовой компоненты в составе терригенной составляющей несколько превосходит концентрации кластогенной. Среди пелитов главную роль играет железистый хлорит не редко со значительным количеством монтмориллонита, иллит содержится в незначительных количествах или отсутствует (рис 1).



Рис.2 Положение фигуративных точек на диаграмме карбонатные-глинистые-терригенные компоненты

Пересчеты репрезентативных силикатных анализов метакарбонатных пород анабарского гранулитового комплекса на нормативный вероятный исходный состав показывают, что фигуративные точек неоархейских карбонатных пород Далдынского террейна и палеопротерозойских Хапчанского складчатого пояса на треугольный диаграмме карбонатные–глинистые-терригенные компоненты образуют два тренда: 1 – чистые известняки-мергели; 2 – чистые известняки-известковые песчаники. Карбонатные породы Вюрбюрского складчатого пояса располагаются вблизи второго тренда (рис.2). Фигуративные точки на диаграмме кварц-глинистые минералы-полевые шпаты, определяющей состав кластогенной примеси в карбонатных породах, образуют три тренда. 1- неоархейские кальцифиры Далдынского террейна субграувакки-субграувакковые пелиты; 2- палеопротерозойские кальцифиры Вюрбюрского складчатого пояса кварцевые песчаники-граувакки; 3 – палеопротерозойские мраморы кальцифиры, известково-силикатные породы Хапчанского складчатого пояса наиболее неопределенный полевошпатовые песчаники (аркозы)-граувакки-субграувакковыепелиты-пелиты.



Рис.3 Положение фигуративных точек на диаграммы полевые шпаты-глинистые минералы-кварц

Для первого тренда характерно высокое содержание нормативного кварца, тогда как последния характеризуется высокими концентрациями нормативных полевых шпатов среди которых доминирует альбит (рис.3). Причиной таких разбросов фигуративных точек, особенно для мраморов является незначительное количество силикатной составляющей не превышающей

15%. Поэтому для корректного построения требуется большая статистика.

По изотопному составу углерода и кислорода кальцифиры Хапчанского пояса отвечают морским карбонатам фанерозоя. Метакарбонатные породы Вюрбюрского характеризуются аномально высоким изотопным составом углерода сходно с неметаморфизованными карбонатами уровня Ломагунди-ятулий [5].

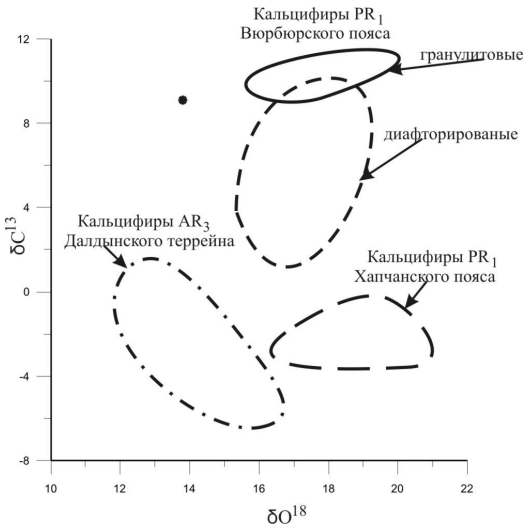


Рис.4. Состав углерода и кислорода в метакарбонат породах Анабарского гранулитового комплекса

При реакциях декарбонатизации в следствии диафтореза происходит некоторое облегчение углерода с δC^{13}=11‰ до δC^{13}=2‰. Изотопный состав кислорода в ходе этих процессов практически не меняется. Позднеархейские кальцифиры Далдынского террейна по сравнению с палеопротерозойскими аналогичными породами характеризуются более легким составом кислорода. В пределах основного поля данных пород обращает на себя внимание обратная корреляция составов углерода и кислорода (рис.4). За пределами этого поля имеется точка изотопный состав углерода которой сопоставим с δC^{13} характерным для палеопротерозойских карбонатов Вюрбюрского пояса.

Полученные данные подтверждают ранее сделанные предположения: 1- формировании исходных карбонатных пород Хапчанского пояса происходило в обстановке пассивной окраины на мелководном шельфе; 2 – карбонаты Вюрбюрского пояса накапливались в полузамкнутых и отшнурованных бассейнов в обстановке активной окраины [2]. Вопросы происхождения позднеархейских карбонатов требуют дальнейшего изучения.

Литература

1. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.Наука 1988. 243 с.
2. *Злобин В.Л.* Метаморфизованные осадочные палеобассейны раннего докембрия: Анабарский щит. Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений. М. Научный мир.2006. С. 132-156
3. *Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Бреданова Н.В.* Минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным (программа MINLITH) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1999. №4. С. 21-35
4. *Розен О.М., Журавлев.Д.З., Суханов и др.*, Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона.//Геология и геофизика 2000. Т.41, №2. С. 162-180
5. *Melezhik, V.A., Fallick,A.E., Medvedev, P.V., & Makarikhin, V.V.* Extreme $^{13}C_{carb}$ enrichment in ca. 2.0 Ga magnesite-stromatolite-dolomite-'red beds' association in a global context: a case.for the world-wide signal enhanced by a local environment. //Earth-Sci. Rev.1999 T.48,P. 71-120.

О РОЛИ ЭПЕЙРОГЕНИИ ПРИ НАКОПЛЕНИИ ЮРСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Зорина С.О.

ФГУП «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых», Казань, office@geolnerud.net, svzorina@yandex.ru

Осадочные разрезы эпиконтинентальных бассейнов представляют собой результат совместного воздействия большого количества факторов, важнейшими из которых признаны два – эвстатический и эпейрогенический. Колебания глобального уровня моря (эвстазия) и вертикальные движения поверхности морского дна (эпейрогения) вызывают изменения глубины бассейна и, следовательно, предопределяют литологический состав формирующихся осадков [1, 2].

Представления о современном облике и распространении на востоке Русской плиты (ВРП) средне- и верхнеюрских отложений складываются прежде всего благодаря анализу обширного стратиграфического материала, сведенного в Унифицированных стратиграфических схемах юрских отложений Русской плиты [3]. Данные схемы, как известно, включают скоррелированные сводные разрезы структурно-геологических зон (рис. 1), расчлененные литобиостратиграфическими методами до свит и толщ. Хроностратиграфическая характеристика средней-поздней юры, полученная на основе унифицированных схем, дополнена результатами многочисленных детализационных и обобщающих стратиграфических работ, позволяющих значительно уточнить возрастные датировки литостратонов на отдельных участках платформы.

Так как литологическое строение средне-верхнеюрских отложений на ВРП достаточно однообразно и монотонно, на представленной схеме в них выделено 2 генерализованные фации: фация песков, песчаников и фосфоритовых конгломератов и фация глин, глинистых карбонатов и сланцев.

Анализ сводных разрезов структурно-геологических зон позволяет выделить серии относительно непрерывно накопившихся осадков, разделенные крупными стратиграфическими перерывами – секвенции: позднебайос-келловейскую и оксфорд-волжскую (рис. 1). Обе они имеют достаточно сложное строение, выраженное в обилии гетерохронных гиатусов, неравномерном распределении фаций по площади и разрезу.

При интерпретации литологического строения разрезов вычленить влияние эпейрогении из совместного тектоно-эвстатического воздействия на формирование осадочной последовательности достаточно сложно. Попыткой решения данной задачи является проведенная реконструкция региональной эвстатико-эпейрогенической обстановки, выполненная с использованием глобальной эвстатической кривой, опубликованной Б. Хаком и А. Аль-Катани в 2005 году [4].

Тренд глобальной кривой в средней-поздней юре [4] характеризует крупный эвстатический цикл с минимумом в раннем байосе и максимумом в конце позднего кимериджа (рис. 1). Если предположить, что на ВРП осадки формировались только под влиянием колеблющейся глобальной эвстатики, то идеализированный разрез представлял бы собой непрерывную последовательность глин и глинистых карбонатов, накапливавшуюся с раннего байоса до середины средневолжского времени, перекрытую средне-верхневолжскими песчаниками. Реальная (или приближенная к реальной) картина отличается обилием перерывов и поверхностей максимумов трансгрессий (ПМТ).

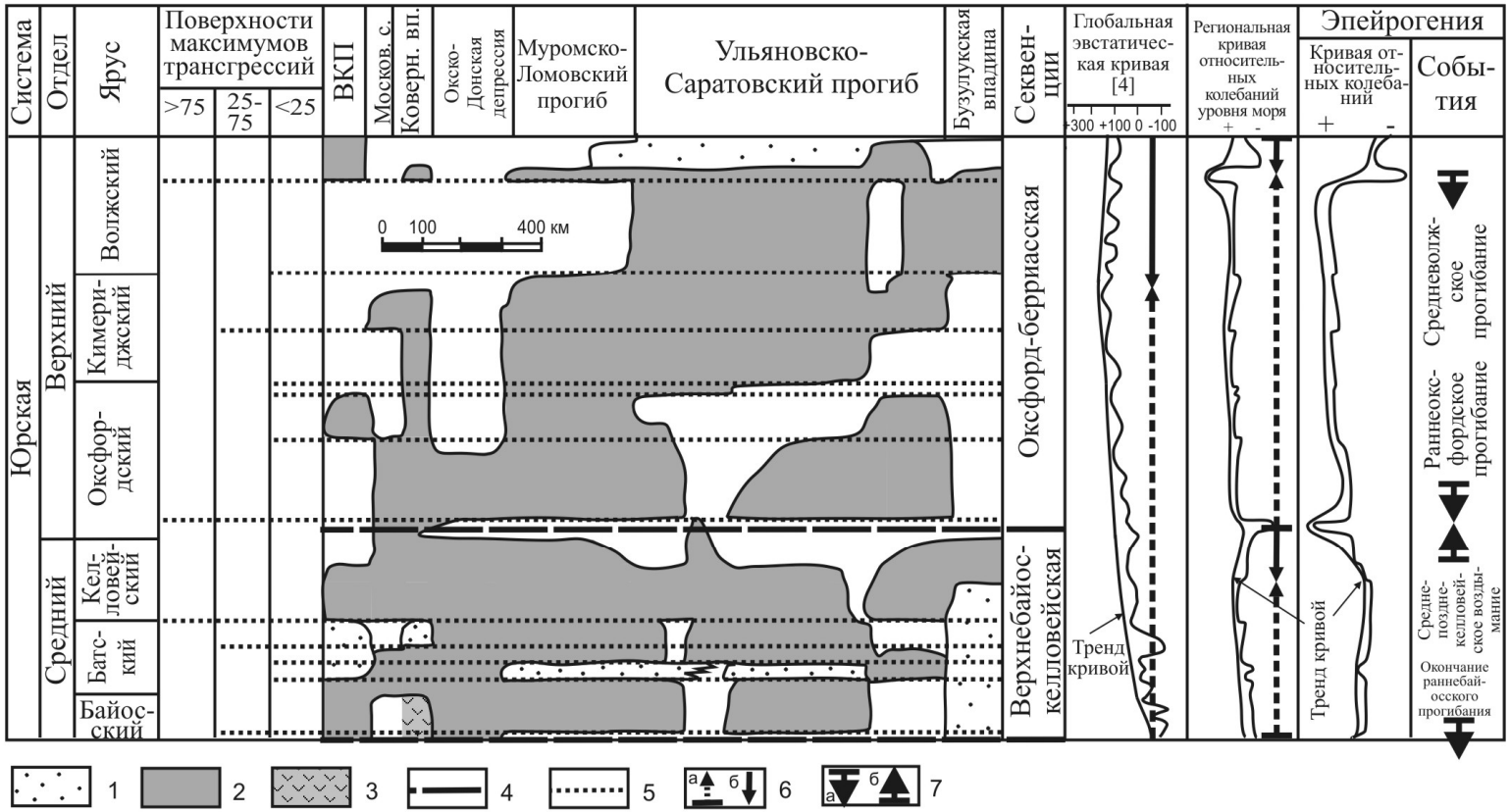


Рис. 1. Секвенс-стратиграфическая схема средне-верхнеюрских отложений востока Русской плиты
Условные обозначения:
1 - пески, песчаники, конгломераты, фосфоритовые “плиты”; 2 - глины; 3 - вулканогенно-осадочные отложения; 4 - границы секвенций; 5 - поверхности максимумов трансгрессий; 6 - эвстатические события: а - подъем уровня моря, б - падение; 7 - эпейрогенические события: а - прогибание, б - воздымание. Структурно-геологические зоны приведены по [3]: ВКП - Вятско-Камская впадина; Москов. с. - Московская синеклиза; Коверн. вп. - Ковернинская впадина.

Последние обязаны своим происхождением как глобальному росту уровня моря, так и вертикальным тектоническим движениям отрицательного

Региональный эвстатический режим, таким образом, был обусловлен воздействием не только глобальных колебаний уровня моря, но и активизацией эпейрогенических движений, способствовавших значительному «затушевыванию» глобальной эвстазии. Динамика региональной эпейрогении воспроизведена в кривой относительных эпейрогенических колебаний, построенной на основе анализа изменения пространственного распространения средне-верхнеюрских литостратонов во времени, смены фациального облика осадков и гетерохронности и синхронности гиатусов. Все эти процессы рассмотрены на фоне глобальных эвстатических колебаний.

Первым шагом в определении характера цикличности осадконакопления и установлении причин накопления тех или иных фаций на рассматриваемой территории явилось выделение ПМТ (Maximum Flooding Surfaces), которые, вслед за П. Шарландом с соавторами [5], ранжированы нами по площади современного распространения на: региональные (охватывающие свыше 75% территории ВРП), субрегиональные (25-75%) и локальные (< 25%). Региональных поверхностей выявлено три: бат-келловейская, раннеоксфордская и поздневолжская. Субрегиональных ПМТ выделяется также три: раннебатская, позднекимериджская и волжская. Локальных поверхностей выделено шесть: байос-батская, раннебатская, средне-позднеоксфордская, оксфорд-кимериджская, раннекимериджская и кимеридж-волжская.

Равное количество региональных и субрегиональных ПМТ и значительное преобладание над ними числа локальных поверхностей свидетельствует, с одной стороны, о трехкратном затоплении практически всей рассматриваемой территории и также трехкратном воздействии менее значительных трансгрессий, при которых в процесс осадконакопления была вовлечена примерно половина территории, а с другой стороны, – о значительно более частых, но менее масштабных затоплениях отдельных участков платформы, связанных с локальной эпейрогенией.

знака (опусканию дна). Образование перерывов связывается с вертикальными движениями положительного знака (воздыманием дна).

Наложение глобальной эвстатической кривой на генерализованный хроностратиграфический разрез позволяет оценить природу выявленных региональных ПМТ. Так, только самая ранняя из них сформировалась под влиянием глобального роста уровня моря при стабильном эпейрогеническом режиме. Нижнеоксфордская ПМТ покрывает несколько меньшую площадь на ВРП, она образовалась также на фоне глобального эвстатического роста, но после позднекелловейского-раннеоксфордского регионального гиатуса, являясь отражением начала нового секвенционного этапа. Природа этой ПМТ, вероятнее всего, тектоно-эвстатическая. Средневолжская ПМТ сформировалась при глобальном падении уровня моря после окончания оксфорд-кимериджского этапа дискретного осадконакопления, при котором площади распространения осадочных толщ существенно сократились по сравнению с байос-келловейским этапом. Ключевым событием формирования данной ПМТ явилось интенсивное, но кратковременное региональное средневолжское прогибание. Природа ее оценивается как эвстатико-тектоническая.

Сопоставление региональных ПМТ с глобальной эвстатической кривой позволяет определить характер эпейрогенических колебаний, влияние которых, как оказалось, было решающим в геологической истории рассматриваемого осадочного бассейна. На ВРП в средней-поздней юре выделено четыре региональных эпейрогенических события (рис. 1). Самое раннее - раннебайосское региональное прогибание, по окончании которого началось постепенное затопление восточной части Русской плиты за счет глобального роста

уровня моря; последующая за тем эпейрогеническая стабилизация на фоне продолжающегося эвстатического роста реконструируется по практически непрерывному осадконакоплению вплоть до конца среднего келловея. Короткопериодный региональный эпейрогенический цикл с позднекелловейским-раннеоксфордским воздыманием и последующим за ним ранне-среднеоксфордским прогибанием проявлен крупнейшим на данной территории диахронным гиатусом, окончание которого датируется концом раннего оксфорда и связывается с достаточно синхронным затоплением ВРП. Дискретный характер оксфорд-волжского осадкообразования выражен в постепенном сокращении площадей накопления осадков и длительности непрерывных этапов их формирования. Такая дискретность на фоне глобального роста уровня моря может быть объяснена активизацией различных по длительности вертикальных субрегиональных и локальных тектонических движений положительного знака. Завершающим региональным тектоническим событием явилось средневолжское интенсивное прогибание территории, последствием которого явилась региональная пандериевая трансгрессия.

Таким образом, фациальной облик юрских осадочных последовательностей на ВРП сформировался под влиянием глобальной эвстазии при существенном вмешательстве региональной эпейрогении. Активизация тектонического «шума» способствовала формированию нижней границы оксфорд-берриасской секвенции, многочисленных гетерохронных гиатусов и большинства поверхностей максимумов трансгрессий.

Литература

1. *Зорина С.О.* О взаимосвязи литологического строения морских осадочных разрезов с эвстатическими колебаниями и тектоническими движениями // Отечественная геология. - 2007. - № 6. - С. 52-55.
2. *Зорина С.О.* Цикло- и секвенс-стратиграфия средне-верхнеюрских отложений востока Русской плиты // Стратиграфия и седиментология нефтегазоносных бассейнов. - 2008. - № 1. - С. 31-49.
3. Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы / С.П. Яковлева (ред. Объясн. Записки) – СПб.: ВНИГРИ, 1993. - 28 листов. 71 с.
4. *Haq B.U., Al-Qahtani A.M.* Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform // Geoarabia. - 2005. - Vol. 10. - № 2. - P. 127-160. - 2 charts.
5. *Sharland P.R., Casey D.M., Davies R.B., Simmons M.B., Sutcliffe O.E.* Arabian Plate Sequence Stratigraphy – revision to SP2 // Geoarabia. - 2004. - V. 9. - No. 1. - P. 199-214. - 2 charts.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА ВОДЫ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Зыкин Н.Н.

Всероссийский научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий (ООО «Газпром ВНИИГАЗ»), Москва, Россия
(nznz@yandex.ru)

Введение

В силу широкой распространённости и высокой подвижности, а также будучи эффективным растворителем, вода является основным элементом практически всех рудных процессов. При образовании гидротермальных месторождений объёмы воды, скорость, продолжительность и пути её миграции определяют локализацию, морфологию и объёмы формирующихся залежей. Очевидно, что генезис рудных месторождений, условия и механизм их формирования во многом определяются источником и генезисом самих вод. Определение химических и физических свойств воды рудообразующих растворов и установление их генезиса может способствовать выявлению источника полезного компонента, условий, причин и механизмов формирования месторождений. В настоящей работе проводится сравнение изотопного состава кислорода и водорода вод из газово-жидких включений минералов гидротермальных месторождений с водами их возможных источников.

Потенциальные источники вод рудообразующих растворов и показатель их генезиса

В качестве потенциальных источников сингенетичных с рудообразующими растворами вод могут рассматриваться глубинные захоронённые, мантийные (“ювенильные”), элизионные воды и воды дегидратации водо- и гидроксил-содержащих минералов (“возрождённые” и “формационные” воды), а также поверхностные инфильтрационные воды метеогенного происхождения.

При определении генезиса вод наиболее достоверным показателем их источника является изотопный состав кислорода и водорода вод. В отличие от растворённых в воде веществ (солей, газов, органических соединений), изотопный состав кислорода и водорода является единственной геохимической характеристикой собственно воды и, при этом, наиболее её консервативным параметром.

Процессы, влияющие на изменение изотопного состава вод в подземных условиях

Причиной изменения первичного изотопного состава вод в пластовых условиях может быть изотопный обмен воды с газами (H_2S, H_2, CH_4, CO_2 и др.) и жидкими углеводородами, фазовые переходы в самой воде, а также обмен в системе «вода – вмещающие толщи».

Масштабы первых процессов, в силу преобладания массы вод над массой газов и низких коэффициентов фракционирования в системе «вода – органическое вещество», незначительны. Изотопный обмен в системе «вода – вмещающие толщи», проходящий по механизму диффузии, чрезвычайно медленный и практически не проявляется при низких температурах. Остальные возможные механизмы фракционирования и явления, теоретически способные повлиять на изменение первичного изотопного состава вод (фильтрация, диффузия сквозь микропористые среды, термодиффузия, адсорбция, атмолиз, радиолиз, кристаллизация и электрохимические процессы), практического значения не имеют, и исследователями относятся к эффектам «второго порядка малости».

Наибольшее влияние на изменение изотопного состава вод в глубоких горизонтах оказывает изотопный обмен с водовмещающими породами (известняками, силикатами и др.) при повышенных температурах. При этом данные процессы влияют, главным образом, на изменение

изотопного состава кислорода вод, так как в осадочной оболочке Земли его содержание достигает 40 %, а водорода лишь 0,3 %.

Таким образом, при подавленных процессах, способных привести к значительным изменениям первичного изотопного состава, геохимические свойства воды ($\delta^{18}O_{H_2O}$ и δD_{H_2O}), являясь наиболее её консервативными параметрами, характеризуют генезис вод и наиболее достоверно отражают источник её поступления.

Изотопный состав кислорода и водорода вод возможных источников

Для выявления генезиса вод рудообразующих растворов важно сравнить их изотопный состав и закономерности его изменения с таковыми для вод возможных источников.

Изотопный состав океанических, морских, континентальных поверхностных (метеорных) и грунтовых вод зоны свободного водообмена лежит в диапазоне: $\delta D \approx 0 \div -420$ ‰ и $\delta^{18}O \approx 0 \div -55$ ‰ (SMOW). Для δD и $\delta^{18}O$ атмосферных осадков и формирующихся за их счёт рек, ледников и вод внутриконтинентальных водоёмов установлена линейная зависимость, которая описывается уравнением Крейга: $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10$, ‰ (SMOW). При этом, в соответствии с климатической зональностью, для метеогенных вод установлен субширотный характер распределения величин δD и $\delta^{18}O$. Наиболее «тяжёлые» метеорные воды развиты в экваториальных широтах. По изотопному составу эти воды близки к изотопному составу океанической воды, δD и $\delta^{18}O$ которой в изотопных исследованиях принимаются как «стандарт средней океанической воды» ($\delta D = 0$ ‰, $\delta^{18}O = 0$ ‰, SMOW – Standard Mean Ocean Water). Наиболее «лёгкие» воды установлены в атмосферных осадках и ледниковых покровах на северном и южном полюсах Земли. Широтный характер распределения установлен и для изотопного состава кислорода и водорода инфильтрационных вод зоны свободного водообмена, в том числе получаемых при опробовании глубоких и сверхглубоких скважин.

На рисунке 1, составленном по данным различных авторов, приведён график зависимости величин δD от $\delta^{18}O$ для вод артезианских бассейнов, погребённых, талассогенных, “формационных” вод, древних льдов и напорных вод нефтяных и газовых месторождений различных областей мира. Из приведённых данных можно видеть, что значения δD и $\delta^{18}O$ подземных вод, не имеющих свободной циркуляции, в координатах «δD-$\delta^{18}O$» в большинстве своём также ложатся на линию современных метеорных вод и, по крайней мере, располагаются вдоль прямой Крейга, что говорит о метеогенном происхождении этих вод.

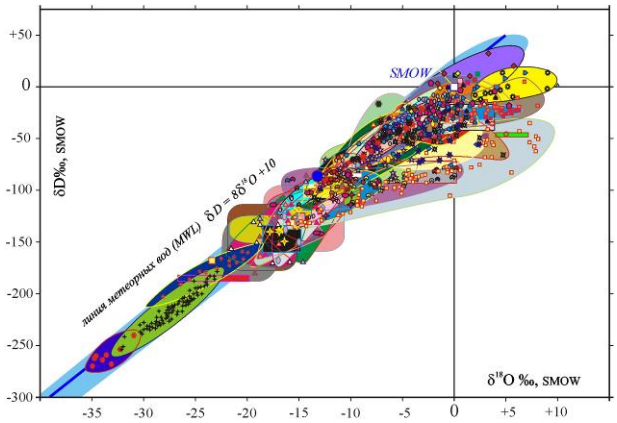


Рис. 1. Изотопный состав вод артезианских бассейнов, погребённых вод и древних льдов

Изотопный состав мантийных («ювенильных») вод, т.е. вод, не участвовавших в атмосферной циркуляции, достоверно не установлен и, по данным разных авторов, оценивается различно (рис. 2). Большинством исследователей для кислорода и водорода мантийной воды сегодня принимаются как вполне конкретные ($\delta^{18}O = +6$ ‰ и $\delta D = -75$ ‰ (SMOW) значения, так и более широкие их интервалы ($+5$ ‰ $< \delta^{18}O < +9$ ‰ и -85 ‰ $< \delta D < -40$ ‰).

Изучение воды современных гидротермальных систем (действующие вулканы, гейзеры, фумаролы, термальные источники, котлы и т.д.) показывает, что в подавляющем числе случаев вода этих систем имеет метеогенную природу и, более

того, в каждом конкретном случае по изотопному составу соответствует воде местных атмосферных осадков. Данное положение иллюстрируется на рис. 3 и 4.

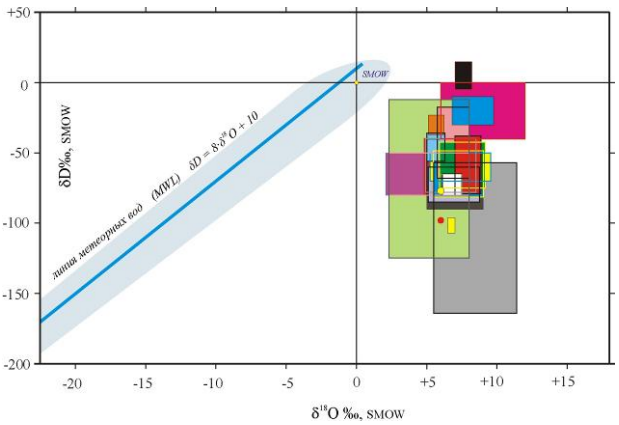


Рис. 2. Изотопный состав "ювенильной" воды по данным различных авторов

На рисунке 3 приводятся данные по изотопному составу вод из трёх районов меридионального профиля «полуостров Камчатка – Курильские острова – Япония». Синими фигурами здесь показаны значения $\delta^{18}O$ и δD атмосферных осадков и поверхностных вод этих областей. Красными фигурами показаны значения изотопного состава воды вулканов и термальных источников соответствующих районов. Как можно видеть, по мере продвижения от высоких широт Камчатки к низким широтам Японии величины $\delta^{18}O$ и δD воды как атмосферных осадков и поверхностных вод, так $\delta^{18}O$ и δD воды гидротерм, обогащаются тяжёлыми изотопами. При этом 95 % значений $\delta^{18}O$ и δD воды термальных источников соответствуют изотопному составу местных метеорных вод. В то же время часть анализов по термальным водам показывает значительное отклонение по $\delta^{18}O$ от местных метеорных вод, обусловленное изотопным обменом по кислороду при циркуляции последних с кислородом вмещающих пород. Величина отклонения ("кислородный сдвиг") обусловлена исходным изотопным составом воды, $\delta^{18}O$ вмещающих пород, объёмным отношением «вода-порода», временем циркуляции вод и температурой системы.

На рисунке 4 приводятся данные по изотопному составу вод из некоторых геотермальных районов мира, где «кислородный сдвиг» проявлен в различной степени, и на графике по каждому району нанесены его максимальные значения. Как и

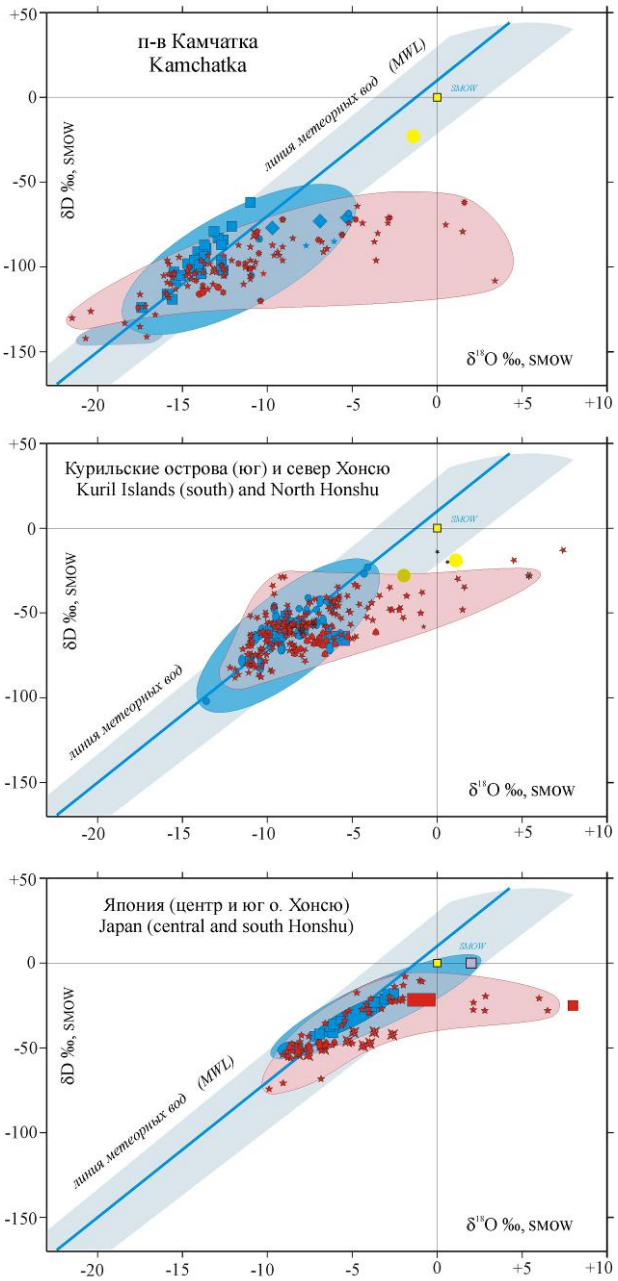


Рис. 3. Изотопный состав метеорных и термальных вод Камчатки, Курильских островов и Японии
Примечание: синие значки – метеорные воды, красные значки – воды термальных источников

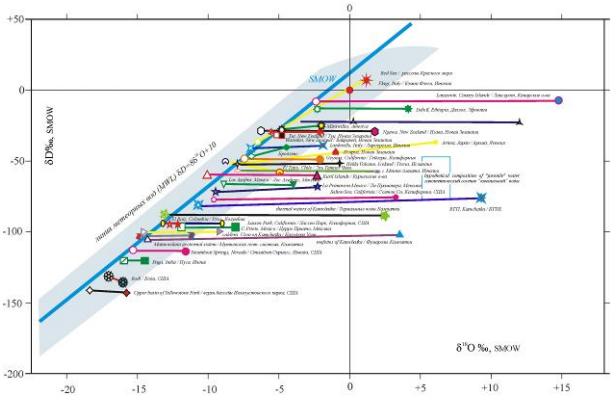


Рис. 4. Эффект “кислородного сдвига” для термальных вод из геотермальных районов мира

в предыдущем случае, данные по водороду термальных вод этих районов однозначно говорят о преобладании метеогенного источника в питании таких систем.

Таким образом, очевидно, что в водах современных геотермальных систем «ювенильной» составляющей установить не удаётся. Можно отметить, что в случае гомогенного состава ювенильной воды и значительного участия её в деятельности современных геотермальных систем изотопные характеристики воды последних тяготели бы к этой области. Но поскольку этого не наблюдается, можно заключить, что источником этих вод является в основном инфильтрационная вода атмосферных осадков данных районов.

Изотопный состав кислорода и водорода воды флюидных включений в минералах гидротермальных месторождений

Установить механизм и особенности формирования эндогенных месторождений, природу рудообразующих растворов и степень участия в рудных процессах «ювенильной» составляющей сегодня возможно изучая первичные флюидные газово-жидкие включения (ГЖВ) в минералах гидротермального генезиса. Вода ГЖВ с момента их образования находится в «законсервированном» состоянии и, таким образом, может нести информацию не только как растворитель, но и указывать на источник как рудного вещества, так и самой воды. На графике (рисунок 5) приведены результаты исследований изотопного состава воды газово-жидких включений почти ста рудных месторождений мира (золоторудных, свинцово-цинковых, медно-никелевых и др.) различного возраста и генезиса.

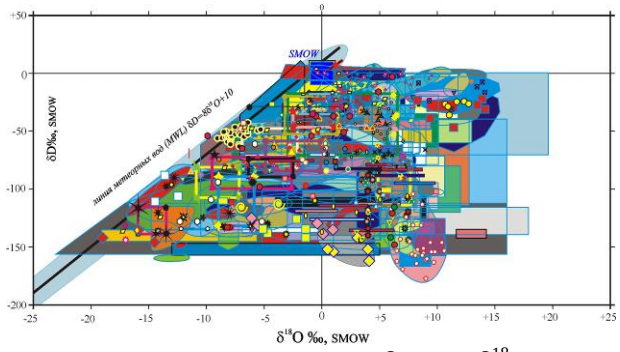


Рис. 5. Изотопный состав (δD и $\delta^{18}O$) воды флюидных включений рудных месторождений мира

Как можно видеть (рис. 5), значения $\delta^{18}O$ и δD воды включений: 1) составляют весь диапазон, характерный для наиболее распространённых современных континентальных (метеогенных) вод; 2) по водороду не превышают значений δD современной океанической воды (SMOW); 3) по $\delta^{18}O$ ограничены значениями изотопного состава кислорода горных пород; 4) строго контролируются линией современных метеорных вод (MWL).

При этом выявляется, что изотопный состав воды включений из минералов эпитермальных месторождений наиболее близок к линии метеорных вод и располагается вдоль этой линии. Значения $\delta^{18}O$ и δD воды включений из минералов более глубинных и высокотемпературных мезотермальных месторождений, в соответствии с температурами их формирования, наиболее удалены от линии метеорных вод. Значения $\delta^{18}O$ и δD воды включений из минералов колчеданных месторождений составляют поле, близкое к значениям SMOW. Имеющиеся данные стадиальных изменений изотопного состава рудообразующих растворов показывают, что на последних (низкотемпературных) этапах процесса вода наиболее близка современным метеогенным водам района нахождения месторождения.

В целом характер распределения значений $\delta^{18}O$ и δD воды из ГЖВ рассмотренных месторождений аналогичен изотопным характеристикам вод

современных геотермальных систем. Если древние гидротермальные системы рассматривать в качестве аналогов современных термальных систем, то следует признать, что их вода также имеет преимущественно инфильтрационную (метеогенную) природу.

Таким образом, приведённые данные позволяют говорить, что в образовании рудных месторождений через механизм конвекции принимали участие и доминировали инфильтрационные воды метеогенного происхождения, либо воды дегидратации. При этом, даже в случае её существования, роль «ювенильной» воды в образовании изученных месторождений была исчезающе мала.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПЛАСТОВЫХ ВОД СЕВЕРО-КАМЕННОМЫССКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГОМЕСТОРОЖДЕНИЯ

Зыкин Н.Н.

Всероссийский научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий (ООО «ВНИИГАЗ»), (nznz@yandex.ru)

В период разведки месторождений жидких и газообразных углеводородов о процессах, происходящих в глубоких горизонтах, и о степени техногенных воздействий на пласт можно судить лишь по продукции разведочных скважин. Поскольку, наряду с вмещающей структурой, водоносный горизонт является естественной нижней границей нефтяных и газовых залежей, по подошвенным водам проводят оценку размеров залежей, и, соответственно, оценку запасов месторождений. Соответственно, с целью определения типа, морфологии и объёма залежей, на этапе разведки встаёт вопрос определения распространения пластовых вод. При проходке разведочных скважин в морских условиях попадание скважины в продуктивный пласт определяется по изменению состава использованной при бурении промывочной жидкости и по составу получаемой при опробовании пласта воды. В то же время, при бурении разведочных скважин в акваториях, проводимых в режиме прямой или обратной промывки, прямое опробование пласта чаще невозможно, и в этом случае изучается состав использованной в процессе бурения промывочной жидкости. Специфика опробования водоносных горизонтов в этих условиях предполагает неоднократную смену на изливе из скважин технических жидкостей (бурового и долевого раствора) на пластовую воду и продавливание последней техническим раствором.

Традиционным для исследования состава вод при определении их источника является изучение их химических свойств. В тоже время общая минерализация и солевой состав пластовых вод нефтегазовых месторождений весьма изменчивы как по разрезу, так и по латерали. Задача определения пластовых вод в этих условиях осложняется тем, что используемые при бурении растворы и промывочные жидкости значительно искажают состав пластовых вод, а также тем, что состав пластовых вод заранее неизвестен (рис.1). По этой причине задачей исследований, по сути, становится определение циклической закономерности в смене гидрохимических характеристик отбираемых проб и, в случае выявления такой закономерности, выявление среди отобранных вод собственно пластовых.

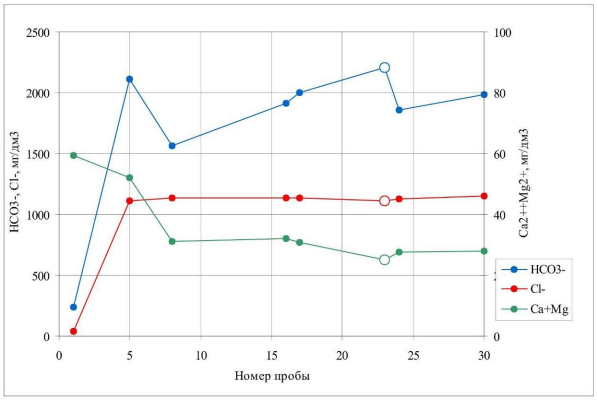


Рис. 1. Химический состав вод из разведочных скважин Северо-Каменномысскогоместорождения

С целью определения свойств пластовых вод, был изучен химический состав и изотопный состав кислорода и водорода проб жидкостей, полученных из разведочных скважин Северо-Каменномысского газоконденсатного месторождения (акватория Обской Губы). Для возможности определения пластовых вод были также изучены поверхностные воды района месторождения и технические воды, используемые при бурении. Результаты изотопных исследований приведены на рисунке 2.

Геохимические исследования показали, что поверхностные воды района и вода, использованная для приготовления бурового раствора, обладают наиболее

лёгким изотопным составом (рис. 2, совокупность точек № 1).

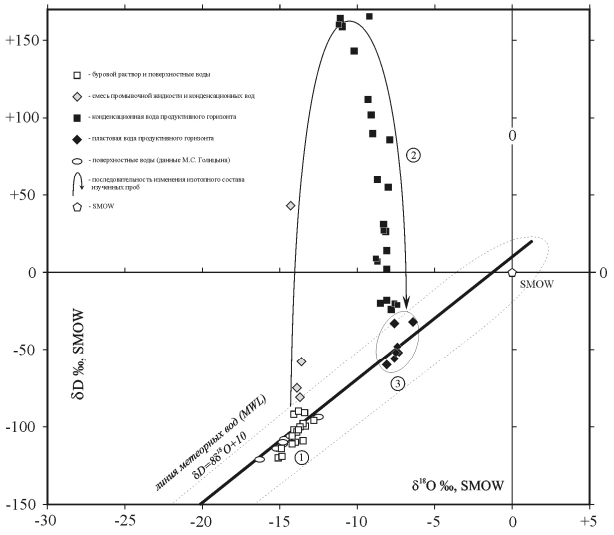


Рис. 2. Изотопный состав кислорода и водорода вод из разведочных скважин Северо-Каменномысского месторождения и поверхностных вод района

По полученным данным можно заключить, что конденсационным водам газовой залежи соответствуют пробы воды с тяжёлым изотопным составом водорода (рис. 2, совокупность точек № 2). Для отдельных проб этой воды установлены значения δD, достигающие величин +370 ‰ (SMOW). Значительное утяжеление изотопного состава водорода конденсационных вод объясняется изотопным обменом внутризалежной воды с меркаптанами и аммиаком продуктивного горизонта. Пластовым подошвенным водам продуктивного горизонта отвечают пробы воды, значения δD и $\delta^{18}O$ которых не совпадают с изотопным составом кислорода и водорода поверхностных вод района, при этом также лежащие на линии метеорных вод, но обогащённые тяжёлыми изотопами относительно последних (рисунок 2, совокупность точек № 3).

В качестве общей закономерности для проб из всех скважин установлена цикличность в смене изотопного состава получаемых при опробовании вод, соответствующая смене вод промывочной жидкости и долевого раствора на конденсационную и пластовую воду залежи. Поскольку для химического состава вод данная цикличность отсутствует, либо не столь очевидна, можно заключить, что при опробовании скважин, проходимых в условиях акваторий, изотопный состав кислорода и водорода получаемых при опробовании жидкостей, указывают на их источник и наиболее достоверно отражает начало поступления пластовых вод при опробовании разведочных скважин.

Полученные для пластовых (подошвенных) вод изотопные характеристики указывают, что вода Северо-Каменномысского месторождения не является ни элизионной, ни метаморфогенной (водой дегидратации). Полученные для пластовых вод значения δD и $\delta^{18}O$ и их химический состав указывают, что данные воды имеют инфильтрационное происхождение, формировались в опреснённом бассейне, в зоне влажного и тёплого климата. В пользу этого говорит также характер осадков и проведённые палинологические исследования керна. Результаты споро-пыльцевого анализа полученного из керна органокостенного микрофитопланктона, показали, что в последнем преобладают споры и пыльца мхов, плаунов, папоротников и хвойных (готерив-баррем, определения С.Б. Смирновой и А.С. Алексеева, МГУ). По мнению указанных авторов, из анализа видового состава и процентных соотношений компонентов в выделенных палинокомплексах, можно заключить, что продуктивные отложения Северо-Каменномысского газоконденсатного месторождения формировались под влиянием растительности сухих равнин, в субконтинентальных или дельтовых фациях, т.е. в тёплом и средневлажном климате с равнинным рельефом прилегающих районов.

Геохимические особенности изученных вод также указывают, что после захоронения пластовые воды месторождения не подвергались высокой степени метаморфизма, и, таким образом, газоконденсатные залежи месторождения были сформированы не в результате миграции компонентов, а, скорее всего, являются инситными, т.е. принадлежат данному водоносному комплексу. По

полученным данным был определён химический состав пластовых вод продуктивного горизонта месторождения (рис. 1, незалитые значки).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРГЕННЫХ КАОЛИНИТОВ ЕВРАЗИИ

Зыкин Н.Н.[а], **Наседкин В.В.**[б]

[а] *Всероссийский научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий (ООО «ВНИИГАЗ»), (nznz@yandex.ru);*

[б] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН) (nasdi@mail.ru)*

С целью определения условий образования минералов зоны гипергенеза, были изучены элювиальные каолиниты и монтмориллониты месторождений России, Украины, Казахстана, Грузии, Туркмении, Азербайджана, Греции, Германии и Чешской республики. Образцы, представленные гипергенными минералами, сформировавшимися на гранитном субстрате, были отобраны из коллекции ИГЕМ РАН. Для всех образцов были проведены микроскопические наблюдения, сделан фазовый рентгеноструктурный и термогравиметрический анализ, изучен химический состав минералов и изотопный состав кислорода и водорода их OH^- - группы (таблица 1, рисунок 1, 2).

Проведённые исследования показали, что минералы зоны гипергенеза изученных месторождений в различной степени отвечают теоретическому составу каолинита и монтмориллонита. Для части образцов характерна примесь кварца. Каолины нескольких месторождений характеризуются повышенным содержанием оксидов железа, вероятно, входящего в кристаллическую решётку минерала.

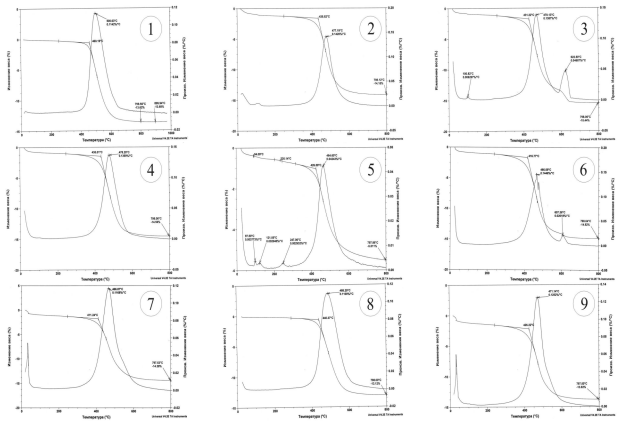


Рис. 1. Термограммы изученных каолинитов

Таблица 1. Изотопный состав кислорода и водорода ОН-группы монтмориллонитов и каолинитов

№ п/п	месторождение	δD, ‰, (SMOW)	$\delta^{18}O$, ‰, (SMOW)
1	Положское(Украина)	-96	-11,8
2	о-в Ольхон, оз. Байкал (Ирктская область)	-95	-8,3
3	карьер О'Нила, Нац. музей (Джорджия,	-59	-1,7
4	Козыревское, Кустанайская область (Казахстан)	-55	+2,0
5	Велико-Годыминецкое (Украина)	-73	+5,7
6	Чалганское (Восточная Сибирь)	-69	+6,7
7	Альбене, Карловы Вары (Чешская республика)	-51	+8,6
8	Кыштымское (Средний Урал)	-66	+10,0
9	Мейсен (Германия)	-73	+8,7
10	Латненское (Воронежская обл.)	-84	+14,0
11	Меркушовское (Приморский край)	-111	+2,9
12	Аккалканское (Казахстан)	-122	-5,6
13	Никольское	-125	+0,7
14	Черногорское	-90	+2,6
15	Асканское(Грузия)	-58	+2,1
16	о. Милос (Греция)	-67	+7,6
17	Зырянское	-116	+5,7
18	Дашуковское (Украина)	-89	+7,7
19	Даш-Салахлинское (Азербайджан)	-95	+9,9
20	Огланлинское (Туркмения)	-102	+10,6
21	Кудринское(Крым)	-85	+12,9

По данным термического анализа (рис. 1), эндотермический эффект в изученных минералах наблюдается в широком диапазоне температур (350÷800°С). Эндотермический эффект для каолинита, сопровождающийся выделением воды, связанной с гидроксильными группами, и аморфизацией вещества должен наблюдаться при температурах 550-650°С, экзоэффект, связанный с кристаллизацией муллита и γ–Al_2O_3, – при 930-1000°С. В ряде случаев на термограммах изученных каолинитов наблюдалось смещение максимума эндотермического пика до 700°С, что, по данным ряда исследований, обусловлено влиянием различной степени совершенства структуры и агрегатного состояния минералов. Исследованные нами образцы были представлены элювиальным каолинитом, поэтому сдвиг эндотермического эффекта в сторону более высоких температур можно объяснять совершенством структуры или размером частиц.

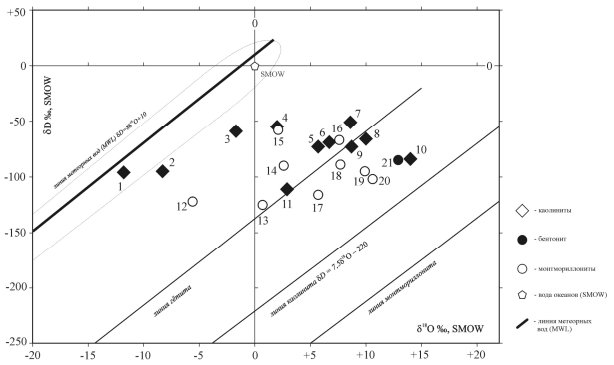


Рис. 2. Изотопный состав водорода (δD) и кислорода ($\delta^{18}O$) OH^--группы изученных минералов
Примечание: цифры у значков соответствуют порядковым номерам проб в таблице 1

По данным масс-спектрометрических исследований (таб. 1, рис. 2), изотопный состав водорода OH^--группы изученных минералов укладывается в диапазон значений: δD = -51 ÷ -125, ‰ (SMOW). Согласно расчётным данным, равновесные с каолинитами и монтмориллонитами воды имели значения δD = -20 ÷ -95, ‰ (SMOW), что указывает на образование минералов в различных климатических условиях при преимущественно тропическом и субтропическом климате, существовавшем в момент формирования большинства изученных месторождений.

По изотопному составу кислорода OH^--группы исследованные образцы характеризуются большим разбросом значений: $\delta^{18}O$ = -12 ÷ +14, ‰ (SMOW). При этом при совместном рассмотрении данных по кислороду и водороду полученные изотопные характеристики изученных минералов не ложатся на теоретические линии изотопных равновесий, т.е. не находятся в геохимическом равновесии с метеорными водами. Таким образом, можно заключить, что при формировании изотопного состава изученных минералов доминирующим фактором являлся изначальный состав пород субстрата (полевых шпатов, слюды и кварца гранитов, по которым последние формировались), температурные условия, либо последующие процессы метаморфизма. При этом низкие значения изотопного состава кислорода отдельных образцов глин определённо указывают, что изотопный состав кислородсодержащих минералов гранитов в свою очередь был сформирован при высокотемпературном изотопном обмене с метеогенными водами.

МИНЕРАГЕОДИНАМИКА – СОВРЕМЕННАЯ МИНЕРАГЕНИЯ

Ибламинов Р.Г.

Пермский государственный университет, Пермь, Россия (riaminov@psu.ru)

Введение

Современный этап развития учения о полезных ископаемых характеризуется переосмыслением традиционных подходов к решению вопросов закономерностей размещения, строения и состава месторождений полезных ископаемых с плитотектонических позиций. На стыке самостоятельного раздела учения о полезных ископаемых – минерагении, с разделом геодинамики – частной геодинамикой [2], возникло новое научное направление, названное нами минерагеодинамикой [3]. Минерагеодинамика изучает палеотектонические обстановки образования и закономерности размещения минерагенических формаций горных пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых, возможность их сохранения и преобразования в последующих плитотектонических процессах и на этой основе прогнозирует новые месторождения и горно-геологические свойства известных. В минерагении обычно выделяются 5 разделов [9]. Рассмотрим основы минерагеодинамики, в соответствии с её разделами.

Общая минерагеодинамика

В соответствии с синергетическими представлениями Земной шар рассматривается как сложная неравновесная планетарная система, обменивающаяся энергией с внешней средой [8]. В истории формирования тектоносферы Земли В.Е. Хаин [10] выделяет 5 стадий. Нами эти стадии рассматриваются как пять систем планетарных палеотектонических обстановок (серий обстановок), каждой из которых отвечает определенная серия геологических формаций (табл. 1).

Каждая система планетарных обстановок состоит из взаимодействующих друг с другом и взаимообусловленных подсистемных уровней (табл. 2) [4].

Иерархия таксономических пространственно-временных уровней распространения геологических формаций в минерагеодинамике, увязанная с ретроспективой обусловливающих ее возникновение и существование палеотектонических обстановок земной коры, является теоретической основой выделения геологически однородных блоков с определенными генетическими группами и видами полезных ископаемых [5].

Таблица 1. Планетарные системы тектонических обстановок и серии геологических формаций

Время существования	Планетарная система	Серия формаций
Ранний архей	Доплитотектоническая	Археокоровая
Средний-поздний архей	Эмбриональной тектоники плит	Археократонная
Ранний протерозой	Тектоники малых плит	Эократонная
Средний-поздний протерозой	Внутриплитной тектоники	Протократонная
Фанерозой	Окраинно-плитная	Неократонная

Таблица 2. Уровни систем палеотектонических обстановок и геологических формаций

Уровень распространения	Совокупность	
	тектонических условий	геологических формаций
Планетарный	Серия	Серия формаций
Глобальный	Группа	Группа формаций
Региональный	Класс	Класс формаций (формационный ряд)
Локальный	Подкласс	Подкласс формаций (ассоциация)
Сублокальный	Тектоническое положение	Формация, субформация
Местный	Участок	Фациальный комплекс, фация

Использование системного подхода позволило охарактеризовать методы минерагеодинамических исследований как специфические методы разноуровенных геологических обобщений, опирающиеся на комплексный анализ всей геологической информации об исследуемых недрах и их

полезных ископаемых и ретроспективный анализ геодинамических обстановок.

Нами разработан единый подход к минерагеническому районированию складчатых фанерозойских и платформенных регионов. Пространственные подразделения увязаны с системными палеотектоническими и формационными, а также с временными минерагеодинамическими (табл. 3).

Таблица 3. Структурно-формационные уровни и пространственно-временные подразделения

Подразделения земной коры		
Структурно-формационные	**Минерагенические**	
Земная кора в целом	Планеты Земля	Мегаэпоха (Уилсона)
I порядка	Суперпровинция –субпровинция	Эпоха (цикл Бертрана)
II порядка (мегазона)	Область	Этап (стадия цикла)
III порядка (зона)	Пояс (бассейн), район (узел)	Фаза, субфаза (подстадия цикла)
Подзона	Поле месторождений	Этап минерагенеза
Участок подзоны	Месторождение	Стадия минерагенеза

Историческая минерагеодинамика

В разделе анализируются палеоминерагеодинамические обстановки в истории Земли.

Ретроспективный анализ геологической истории Земли показал, что основную минерагеническую роль в ней играли плитотектонические процессы, эволюционизирующие от планетарной обстановки эмбриональной тектоники плит к тектонике малых плит, внутриплитной и окраинно-плитной. При этом на уровне глобальных и локальных систем палеотектонических обстановок имело место наследование главных черт прежде всего эндогенных минерагеодинамических процессов, которое привело к сходству процессов рудообразования и вещественного состава полезных ископаемых. Наиболее наглядно оно проявляется в зеленокаменных поясах земной коры и гранитогнейсовых блоках. Так, зеленокаменные пояса, формировавшиеся в условиях спрединговых режимов, характеризуются наличием офиолитовых ассоциаций с вулканическими формациями от коматиит-базальтовой в архее с сульфидными никелевыми, серно-, реже медно-цинковыми колчеданными месторождениями до базальтовой и базальт-риолитовой в фанерозое с медно-, серно-, полиметаллическими колчеданными рудами. Плутонические формации ассоциации эволюционируют от архейской троктолит-анортозит-норитовой формации с титаномагнетовыми и подиформными хромшпинелевыми рудами до дунит-перидотитовой хромитоносной. Состав шельфовых ассоциаций, всегда сопровождающих офиолитовые, эволюционирует от метавулканогенной железисто-кремнистой с магнетитовыми кварцитами в мезо-, неоархее до железисто-кремнисто-сланцевой с гематит-магнетитовыми и спессартиновыми кварцитами, а также метатерригенной прибрежно-морской урановосной с золотом зон несогласия в палеопротерозое, затем карбонатно-терригенной прибрежно-морской битуминозной со стратиформным полиметаллическим и медным оруденением в неопротерозое и ещё позже широким разнообразием формаций шельфа в фанерозое.

Установлено существование наряду со специфическими для каждой минерагенической мегаэпохи ряда общих черт в палеотектонических обстановках эволюционирующей земной коры, которые обусловливают сходство минерагеодинамических процессов и продуктов рудообразования в ее истории. Классическим в этом смысле является новейшее обобщение А.Л. Дергачева [1]. Наследование в рудообразовании является вещественным доказательством существования плитотектонических процессов в геологической истории и позволяет уточнять задачи прогнозирования месторождений.

Генетическая минерагеодинамика

Генетическая минерагеодинамика разрабатывает генетико-минерагеническую систематику месторождений полезных ископаемых, которая является основой

предварительного прогноза их свойств и наличия в регионах. Формации полезных ископаемых рассматриваются как результат существования взаимосвязанных палеотектонических систем, выявление которых даёт возможности для прогнозирования месторождений и их свойств.

При таком подходе уточняется и расширяется генетическая классификация месторождений, сами рудные формации рассматриваются как результат синергетического эффекта существования взаимообусловливающих друг друга разноуровенных палеотектонических систем.

Из изложенного следует, что генетическая классификация формаций полезных ископаемых должна содержать минерагеодинамическое наполнение, которое позволяет более корректно решать на ее основе задачи регионального и локального геологического прогнозирования.

Специальная минерагеодинамика

Специальная минерагеодинамика рассматривает закономерности размещения формаций какого-либо одного вида полезных ископаемых в различных геодинамических обстановках земной коры на глобальном или региональном уровнях.

С позиций минерагеодинамики нами рассмотрены палеотектонические режимы и обстановки формирования нефтегазоносных бассейнов. Показано, что формирование платформенных и океанических (геосинклинальных) бассейнов определяется мировыми классами систем тектонических обстановок (режимами): континентального рифтогенеза, спрединга, субдукции, коллизии. Тесная связь развития платформенных бассейнов с развитием океанов позволила выделить периспрединговые, перисубдукционные и периколлизионные тектонические режимы и участвующие в них бассейны. [5].

Прикладная минерагеодинамика

Прикладная минерагеодинамика строит разноуровенные комплексные прогнозные геодинамические модели, которые должны явиться основой выбора прогнозно-поисковых комплексов и методики проведения поисковых и разведочных работ.

Общая методология прикладной минерагеодинамики заключается в построении по фактическим данным пространственно-временных моделей земной коры в целом либо ее участков для выявления места и времени образования минерагенических формаций горных пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых (статических моделей). На их основе строятся ретроспективные динамические модели, раскрывающие историю формирования исследуемых объектов и позволяющие выделять минерагенические формации и ранжировать их по отношению к процессам рудообразования на рудовмещающие, рудоносные, рудообразующие и рудогенерирующие [7]. Опираясь на статические и ретроспективные модели, строятся прогнозные модели и прогнозно-поисковые комплексы.

К моделям предъявляются следующие общие требования: они должны быть пространственными, учитывающими многоуровенное строение объектов, универсальными, позволяющими использовать различные методы геологических исследований и осуществлять комплексную обработку информации, получаемой разными методами. Основой такого моделирования является теория геологического поля, под которым понимается пространство земной коры, каждому элементарному объему которого может быть поставлено в соответствие определенное значение геологического свойства, являющееся функцией координат пространства и времени. Пользуясь этим понятием, любое геологическое тело (Φ), в том числе региональные объекты прогнозирования (минерагенические области, районы, поля), сами месторождения и их отдельные залежи мы предлагаем представлять в виде совокупности геологических полей,

различным образом соотносящихся в пространстве.

$$\Phi = \{F_{1(x,y,z,t)};...;F_{j(x,y,z,t)};...;F_{m(x,y,z,t)}\},$$

где m – количество полей, участвующих в моделировании; F_j (x,y,z,t) – функция, описывающая изменение j -го поля в пространстве и во времени.

Представление о геологических объектах как о совокупности геологических полей является теоретической основой создания статических моделей объектов прогнозирования. К числу геологических полей, которые наиболее целесообразно использовать при построении моделей на разных уровнях прогнозирования, относятся морфологические и вещественные.

Методика регионального минерагеодинамического анализа, предполагает последовательно-параллельное выполнение следующих исследований: составление пространственной модели геологического базиса территории, геолого-формационный анализ горных пород, рудноформационный анализ полезных ископаемых, ретроспективный анализ палеотектонических обстановок, собственно металлогенический анализ, прогнозную оценку территорий.

Заключение

Выполненные нами региональные локальные, детальные и специальные прогнозные исследования [6] показали, что разноуровенный минерагеодинамический анализ территорий – это оптимальный способ восстановления истории их развития, раскрытия минерально-сырьевого потенциала и прогноза свойств залежей полезных ископаемых.

Литература

1. *Дергачев А.Л.* Эволюция вулканогенного колчеданообразования в истории Земли. Автореф. дисс. …М.: МГУ, 2010. 60 с.
2. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с..
3. *Ибламинов Р.Г.* Основы минерагеодинамики. Пермь: Изд-во Пермскогоун-та, 2001. 220 с.
4. *Ибламинов Р.Г.* Системные уровни минерагеодинамики – основа минерагенических построений. // Вестник Пермскогоун-та, вып. 3 "Геология". 2004. С. 28–35.
5. *Ибламинов Р.Г.* Минерагеодинамика нефтегазоносных бассейнов // Вестник Пермскогоун-та, вып. 4 "Геология". 2007. С. 8–25.
6. *Ибламинов Р.Г., Алванян А.К.* Региональная минерагения общераспространенных полезных ископаемых зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Уральской складчатой области (на примере Пермского края) // Вопросы современной науки и практики. Университет им. В.И. Вернадского. Вып.9, 2009, с. 152–161.
7. *Кривцов А.И.* Прикладная металлогения. М.: Недра, 1989. 288 с.
8. *Летников Ф. А.* Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 230 с.
9. *Старостин В.И.* Металлогения // Месторождения металлических полезных ископаемых М.: Академический проект, Трикста, 2005. С. 598 – 696.
10. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1995. 190 с.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПОИСКОВЫЕ МОДЕЛИ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ В ЭРДЕНЕТСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ, МОНГОЛИЯ

Иванов А.А.

Монголо-российская совместная компания КОО "Предприятие Эрдэнэт", Эрдэнет, Монголия
(mmpos1@mail.ru)

Введение

Проведенные аэрогеофизические работы финансировало правительство Японии через Японское международное агентство по сотрудничеству (JICA) и Японское агентство горнорудной промышленности (MMAJ), в сотрудничестве с Министерством минеральных ресурсов Монголии (MRAM). Наземные поисковые работы финансирует монголо-российская совместная компания "Предприятие Эрдэнэт", рис. 1.

Основная работа по проекту сосредоточилась в Эрдэнэтском рудном районе. Первая фаза проекта предполагала производство и интерпретацию аэрогеофизических работ на площади 5600 км^2, с высокой разрешающей способностью (интервал между линиями профилей 250 м., линии полета север-юг). При аэрогеофизической съемке регистрировались магнитные и радиометрические данные. Вторая фаза, составляет наземные работы включающие, магниторазведку, электроразведку методом ВП по технологии томографии, буровые работы. Геологические данные интегрировались с данными аэрогеофизики для получения более точной структурной обстановки. Данные крупномасштабной геологической интерпретации и наблюдаемые геофизические поля, идентифицируют особенности связанные с распределением известной минерализации, и дают возможность выявить новые зоны минерализации. В результате, выявлены новые районы для наземной проверки аномалий методами электроразведки в модификации ВП.

Геологическое строение

Монголия вытянута в широтном направлении более чем на 2000 км и расположена в восточной части Центрально-азиатского складчатого пояса (Алтаиды), между Сибирским кратоном на севере и Таримским и Китайско-Корейским кратоном на юге (рис. 1). Геология Монголии различна и многообразна, с высоким потенциалом для выявления разнообразных месторождений минеральных ресурсов.

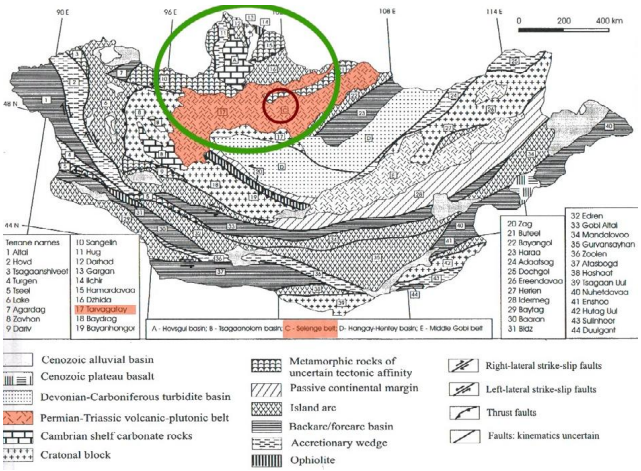


Рис. 1. Обзорная карта региональных исследований (зеленый эллипс). Геофизические исследования (красный круг) в Эрдэнэтском рудном районе

Толща тувинско-монгольского террейна наиболее полно представлена на территории исследования и, как представляется, террейн был затронут магматизмом связанным с движением на север и субдукцией Монгола-Охотского бассейна под Сибирский кратон, сопровождавшийся изменением континентов. Образование Cu-Mo порфирового месторождения, связано с интрузивным магматизмом, вулканическая деятельность образует вулканические дуги и месторождения связанные с вулканизмом.

Медно-молибденовое месторождение Эрдэнэтийн Овоо расположено в центре района исследований. Производство руды в 2010 году составило 28 млн. тонн (среднее содержание меди на 0.695%, и 0.021% Mo). Ежегодное производство медного концентрата примерно 126 000 т, содержание меди 82.5 %.

Наиболее древними образованиями района работ являются метаморфические породы ксенолитов в нижнепалеозойских гранитоидах. Размеры ксенолитов - сотни квадратных метров. Они располагаются цепочкой в полосе северо-западного направления вдоль подножья левого склона долины р. Орхон и в приустьевой части долины р. Цзалугыйн-Гол. Ксенолиты сложены кристаллическими, часто полосчатыми доломитизированными известняками с прослоями известковистых и серицито-хлоритовых сланцев. Около 80% площади района сложено вулканогенными образованиями двух ярусов - нижнего, представленного осадочно-вулканогенными толщами смешанного - от липаритов до базальтов - состава и верхнего, сложенного преимущественно эффузивами базальтоидного ряда.

Селенгинский комплекс (290-260 млн. лет). Интрузивные породы селенгинского комплекса наиболее широко распространены в северной части, опоискованной территории по правобережью р.Селенги и ограниченно на юге, на левобережье р.Орхона. В целом, они занимают около 1120 км.кв. или почти 25% всей рассматриваемой площади. Размеры отдельных массивов весьма значительны от 200 до 300 км.кв. состоит из гранита, гранодиорита, сиенита, диорита и габбро. Позднепермские и раннетриасовые интрузивные комплексы (~250-220 млн. лет) состоящие из гранитов и гранодиорит порфиров, находящихся на пересечение разломов северозападного - северного и восточного тренда связаны с медно-молибденовой минерализацией.

Методология

Интерпретация региональных данных, основана на данных дистанционного зондирования (JERS-1), данные позволили развить понимание о структурно-геологоической обстановке. Последующая интерпретация в районе работ, и возможные перспективы территории построены на этих данных.

Исследование регионального строения показывает, определяющим является широтный тренд, выделяется зона Витимского структурного шва показанная на рис. 2. Зона сочленения Витимского структурного шва определяет северную границу области исследования.

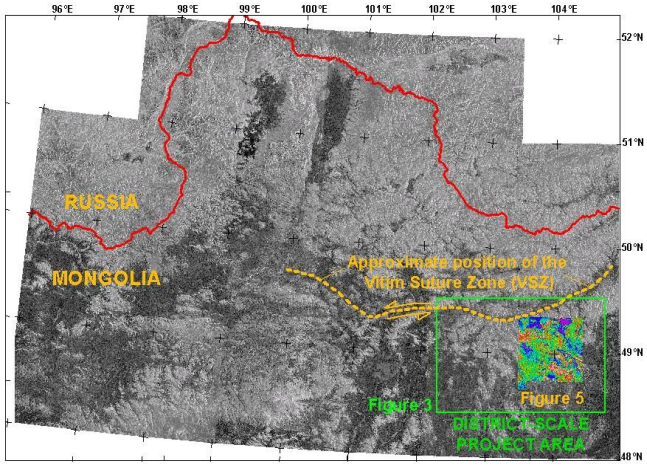


Рис. 2. Расположение работ (зеленый прямоугольник) и аэрогеофизические работы (цветная вставка) на снимке ДДЗ

Интерпретация региональных данных, в которые входят аэрогеофизические данные, использовалась для выделения главных структур и очерчивания приблизительных границ Селенгинского и Эрдэнэтского комплексов. Рисунок 3 представляет итог под региональными исследованиями, территория разделена на пять больших областей. Разделение на области основано на структурных признаках и литологических последовательностях, а также на геофизических данных.

Территория 1 определена как область к северу от Витимского структурного шва.

Магнитные данные по территории 2, содержат многочисленные поля свидетельствующие о внедрение интрузий, тогда как магнитные данные по территории 3 характеризуют преобладание триасово-юрского вулканического комплекса и осадочных толщ. Обе из этих территорий могут быть подразделены на области А и В, так как они показывают значительные различные структурные тенденции.

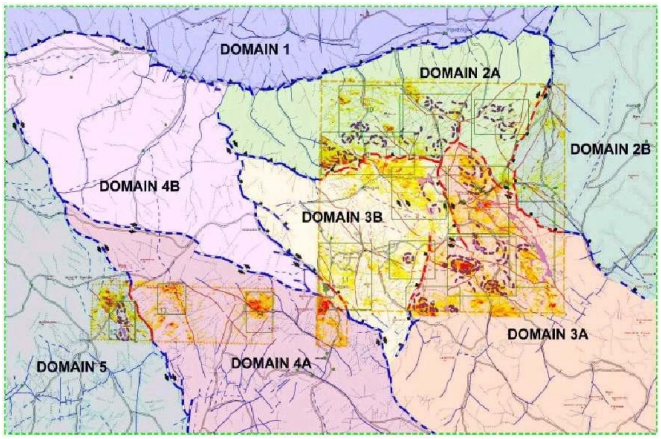


Рис. 3. Распределение структурных территорий в пределах региональных работ (аэрогеофизические работы, желтые прямоугольники). Области 2А и 2В интерпретируются как преобладающе интрузивные комплексы, наиболее близкие по составу к Эрдэнэтскому рудномукомплексу

Доминирующая структурная тенденция в области 2А определяется западным трендом, определяемая широтным простиранием интрузивных тел, тогда как в области 2В, тенденция внедрения магматических тел и магнитные аномалии характерны для кольцевых сруктур.

Доминирующая структурная тенденция в области 3А северо-западная, тогда как в области 3В тренд - северный. Однако, у линейных магнитных аномалий в области 3В есть существенное синусоидальное поведение, которое возможно указывает на сжатие север-юг. Регулярное распределение линейных магнитных аномалий в области 3, может свидетельствовать о наклонном слоистом строении вулканических или осадочных комплексах или о развитие крутых, вертикальных или изоклинальных складок.

По данным дистанционного зондирования возможно выделить территорию 4. По геофизическим данным, область 4А состоит из последовательности магматических толщ преобладающего северного тренда. На востоке структура, представлена покровными магматическими толщами, в то время как на западе они проявляются в виде ряда скрытых вулканических или осадочных комплексов.

К сожалению нет геофизических данных, чтобы точно ограничить структуры области 4В. Однако, ряд кольцевых структур позволил выделить область 4В. Эти структуры могут представлять ряд ранних интрузий, так как область 4В тяготеет к северо-западному тренду, или может представлять ряд поздних интрузий, если режим тектонического сдавливания был смягчен. Основное северо-западное отклонение зоны отделяет область 4 от других областей на востоке.

Область 5 состоит из магнитных аномалий северного тренда, доминирует кольцевой характер. Эта особенность является основанием для выделения этой области, северо-западного простирания, на севере область ограничена Витимским структурным швом.

Территория исследования структурно сложна, тем не менее существует возможность подвести итог по крайней мере последней фазы деформации. Область возможно аппроксимировать применением простого эллипсоида напряжения. Геометрия и направление сжатия, основана на геометрии и кинематике очевидных факторов, таких как Витимский структурный шов. Рисунок 4 показывает главные структурные движения, которые могли произойти в пределах территории лево-боковое сжатие и транспрессиональное выжимание. Основное направление сжатия напряженной эллиптической модели северо-восточное и юго-восточное. Основное простирание месторождения Эрдэнэтийн Овоо северо-западное и совпадает с теоретическими рассуждениями, хотя при детальной интерпретации перемены в ориентации структур зафиксированы в области исследования.

Многие из этих незначительных структурных трендов перпендикулярны главной северо-западной тенденции или к границам слабо деформированных интрузивных комплексов. Один из выводов, второстепенные структурные тренды – локальная взаимосвязь структурных факторов внутри модельного эллипсоида. Эта простая модель, применима для большинства наблюдаемых структурных тенденций. Определить, является ли эта простая модель правильной, было бы полезно уточнить абсолютный возраст

развития по крайней мере некоторых из главных структур.



Рис. 4. Возможная геометрия сил приведших к современному строению области исследования

Еще одна особенность состоит в том, что многие из этих структур долговечны в своем развитие и, возможно, фактически были активны до последнего времени, по крайней мере в районе месторождения Эрдэнэтийн Овоо, которое контролирует сложная система порфиров Селенгинского комплекса. Изменения датирования порфиров просто перестраивают интрузивные соотношения.

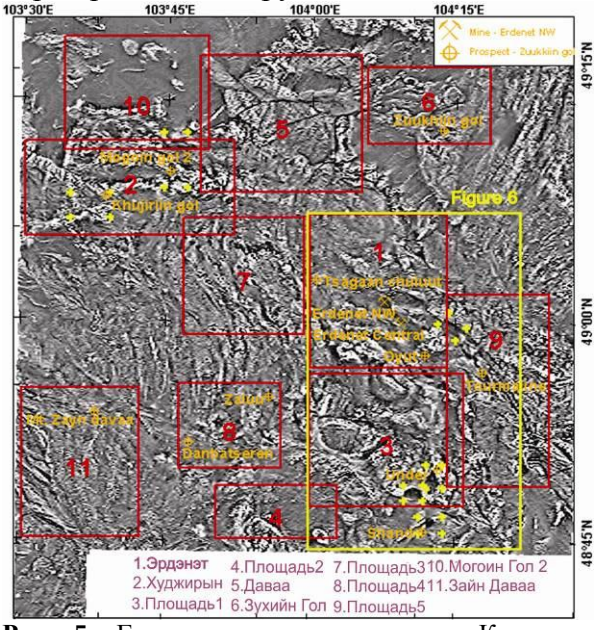


Рис. 5. Градиент магнитного поля. Контуры с расчитанным ресурсным потенциалом, основанный на геофизических полях.Фигура 6 включает области 1 и 3

Используя комбинацию геофизических полей порфировых систем и их очевидное структурное подчинение, позволило существенно развить структурные модели, что соответствует важнейшей цели исследования (рис. 5).

Северо-западный участок Эрдэнэтийн Овоо отражается яйцевидной (~1 х 2-км диаметр) геофизической аномалией с низким магнитным полем и плоским характером в отрицательной части. Самая распространенная интерпретация магнитного поля та, что на порфиры Селенгинского комплекса наложилось с гидротермальное изменение. Порфиры Эрдэнэтского комплекса имеют северо-северо-западное линейное простирание вдоль рудоконтролирующей структуры, имеющей северо-западное направление.

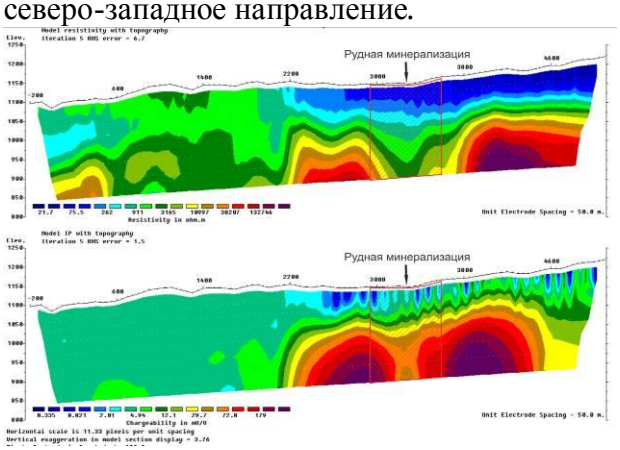


Рис. 6. Геоэлектрическийразрез по линии ip-line1

Новые поисковые площади на территории исследований представлены, например тремя (~1.5 х 1.5 км) геофизическими аномалиями, которые являются близкосвязанными структурами. Наземные электроразведочные работы обеспечили подтверждение обширного гидротермального изменения (рис.6,7).

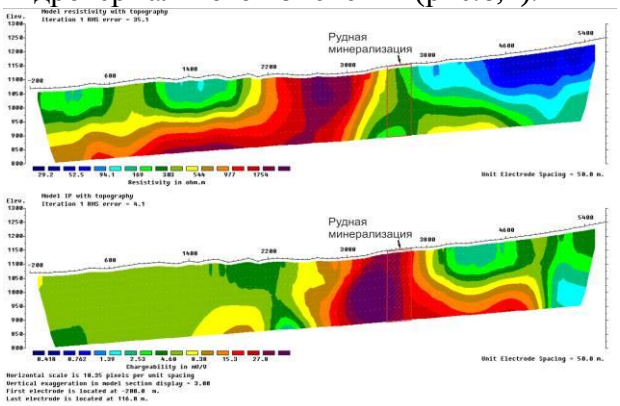


Рис. 7. Геоэлектрическийразрез по линии ip-line2

Эти и некоторые другие объекты также рассматриваются для дальнейшей работы.

Заключение.

Аэрогеофизические данные, в соединении с дополнительными наземными геофизическими и геологическими данными, позволили построить геофизические модели для известных областей минерализации и помогли выявлению новых объектов для поисковых работ (рис. 8).

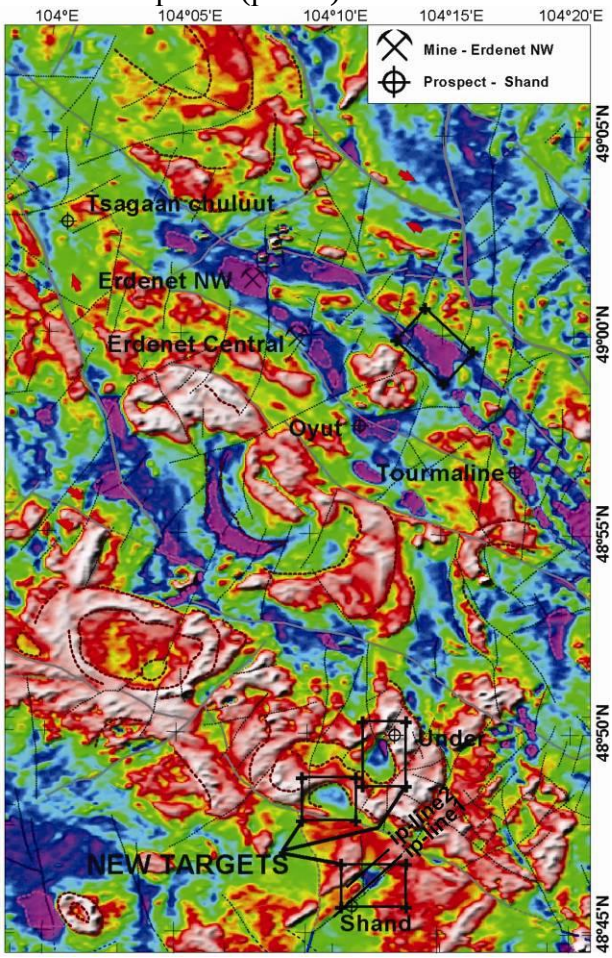


Рис. 8. Магнитное поле. Отрицательная магнитная аномалия Эрдэнэтийн Овоо и новые поисковые объекты

Структурная интерпретация основана на интеграции региональных и локальных данных, выявлен СВ-ЮЗ тренд деформаций, транспрессионный режим движения влиял на последние деформационные события (рис 4). Территорию исследования можно разделить на пять локальных областей. Наиболее перспективными являются области (2а и 3а, рис. 3) состоящие из кольцевых магматических тел, подчиненные северо-западному тренду и имеющие секущие разломы.

Области 2В и 3В возможно содержат скрытые перспективные тела на глубине, похороненные триас-юрскими вулканическими и осадочными толщами. Преимущественно западный тренд области 2А показывает, что направления этого тренда могут присутствовать на всей территории исследования и, возможно, содействовать развитию и сохранению порфировых месторождений. Хотя западная тенденция структур доминирует в регионе, кажется, северо-западная тенденция структур более продуктивная, в которой сосредоточен большой позднепорфировый Эрдэнэтский комплекс.

Признание нескольких этапов и зонирование изверженных комплексов помогает в выявлении различных элементов порфировой системы. Из магнитных полей над порфировой системой, трудно сказать окончательно какая область, относительно магнитно низкая или высокая является наиболее перспективной, так как магнитные поля могут варьироваться в зависимости от степени изменения порфиров.Подробные лито-магнитные исследование могли бы решить некоторые из очевидных сложностей в изверженных телах и помочь решить некоторые незначительные местные структурные вопросы. Это может в конечном итоге содействовать более точным выводам о перспективах минерально-сырьевого потенциала в рамках Эрдэнэтского рудного района.

Литература

1. *Кривцов А.И.* Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М., Недра, 1983, 256с.
2. *Franco Pirajno.* Hydrothermal Processes and Mineral Systems [2009], Springer Science+Bisiness Media B.V. ISBN: 978-1-4020-8612-0
3. *Badarch, G., Cunningham, W.D., and Windley, B.F.*, 2002, A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia: Journal of Asian Earth Sciences, 21, 87-110.
4. *Dejidmaa, G., and Naito, K.,* 1998, Previous studies on the Erdenetiin Ovoo porphyry copper-molybdenum deposit, Mongolia: Bulletin of the Geological Survey of Japan, 49,299-308.

5. Japan International Cooperation Agency and Metal Mining Agency Japan, 2001 (eds), Report on geological survey in the Central North area Mongolia: Final Report, Internal MMAJ document, 526 pp.
6. *Jargalsaihan, D., Kazmer, M., Baras, Z., and Sanjaadorj, D.,* 1996 (eds), Guide to the geology and mineral resources of Mongolia: Geological Exploration Consulting and Services (GCS) Co. Ltd., 329pp.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ГЫДАНСКОЙ ГУБЫ ПО МАТЕРИАЛАМ КОМПЛЕКСНОЙ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

Иванов Г.И.[а], Гончаров А.В.[б], Гаврилов А.Е.[а], Горбенко Е.И.[б]

[а] *Федеральное государственное унитарное научно-производственное предприятие по морским геологоразведочным работам "Севморгео", Санкт-Петербург, Россия*
[б] *ООО «Специальное бюро независимых экспертиз-2»*
(gennady@sevmorgeo.com)

Введение. Принципиальная возможность поиска и зонального прогноза залежей углеводородов (УВ) по результатам комплексной геохимической съемки придонного горизонта воды и донных осадков обусловлена субвертикальной миграцией углеводородных флюидов и возникающими при этом вторичными геохимическими аномалиями. Согласно существующих представлений, миграция углеводородных газов (УВГ) из залежи к поверхности приводит к образованию аномальных содержаний метана и его гомологов, которые могут являться "прямыми" признаками нефтегазоносности недр [1]. Эти аномалии сформированы, в первую очередь, высокими надфоновыми концентрациями УВГ, в т.ч., метана с повышенным содержанием тяжелого изотопа углерода, гомологов метана, в ряде случаев, повышенным содержанием масляной фракции в составе битумоидов, полями повышенной численности углеводородокисляющих микроорганизмов, нередко высоким содержанием сульфидов железа и меди и т.д. [3]. Периферийная часть аномалии характеризуется повышенными концентрациями двуокиси углерода и водорода. Различные сочетания гелия, метана являются характерными признаками проявления в газовых полях донных осадков флюидопроводящих зон разрывных нарушений [4].

Методика. В ФГУНПП «Севморгео» совместно с ООО «СБНЭ-2» разработана комплексная технология позволяющая, выполнять зональный прогноз нефтегазоносности участков акваторий и уточнять их структурно-тектоническое строение. Данная технология прошла апробацию на геотраверсах в Карском, Баренцевом и Охотском морях [2, 5].

В состав технологии входят следующие методы исследований: газогеохимический, битуминологический, ртутнометрический, гидрохимический, литолого-минералогический. Местоположение станций пробоотбора корректируется данными высокочастотной геоакустики. Разработанная технология отличается инновационными элементами, к которым можно отнести вакуумный дезинтегратор, для извлечения пробы газа, извлечение и определение индикаторной (ореольной) формы ртути и оригинальные методики статистической обработки и интерпретации разнородной геолого-геохимической информации для зонального и локального прогноза нефтегазоносности. Использование вакуумного дезинтегратора, обеспечивает более глубокое извлечение газовой фазы (по метану в 2-4, по гомологам метана в 7-19, по гелию в 2-3 раза), что существенно повышает достоверность результатов.. В ходе использования данной технологии решаются следующие задачи: фиксация прямых признаков нефтегазоносности, выявление зон нефтегазонакопления и крупных локальных объектов, перспективных в нефтегазопоисковом отношении, дифференцированная оценка перспектив структур второго порядка, Отличительной особенностью данной технологии является возможность работы в области предельного мелководья транзитной зоны с глубинами моря 0,0-10,0 м и объектах озерно-речной сети побережий.

Наиболее полно технология реализована в Гыданской и Юрацкой губах.

Основной целью региональных геохимических работ была оценка перспектив нефтегазоносности акваторий Гыданской и Юрацкой губ. В ходе выполнения работ решались следующие задачи: фиксация прямых признаков нефтегазоносности в донных отложениях, выявление зон нефтегазонакопления и крупных локальных объектов, перспективных в нефтегазопоисковом отношении; дифференцированная оценка перспектив нефтегазоносности структур второго порядка; уточнение элементов тектонического строения на основе выявления флюидопроводящих зон осадочного чехла и фундамента. В 2008 - 2009 годах было выполнено 400 станций комплексного опробования – придонная вода и донные осадки (Рис. 1).

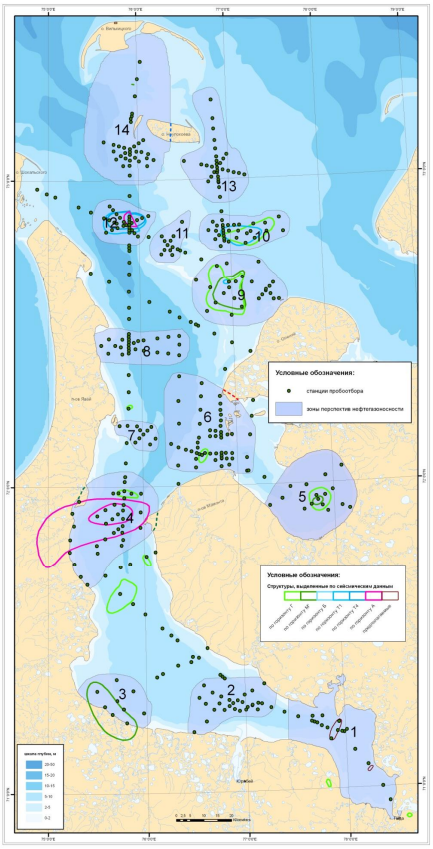


Рис. 1. Карта фактического материала комплексных геохимических работ выполненных в 2008-2009 года ФГУНПП «Севморгео» в Гыданской Губе. Цифрами обозначены номера выборок.

Отобранные образцы были проанализированы в стационарных лабораториях. В воде определялись биогенные элементы (SiO_2, PO_4, NO_2, NO_3), нефтяные углеводороды, фенолы, гелий и суммарная удельная активность Rn^{222} и Ra^{226}. по стандартным аттестованным методикам. Отобранные пробы донных осадков были проанализированы на содержание УВГ, газов воздушной группы (гелий, кислород, водород, азот, CO_2), индикаторной термоформы ртути, содержание органического углерода и групповой ароматический соединений, а также 19-ти фракционный гранулометрический анализ.

В дополнение к стандартными методикам анализа была использована оригинальная методика статистической обработки и интерпретации разнородной геолого-геохимической и геофизической информации, на основе разработанной системы критериев, в том числе интегральных для зонального и локального прогноза нефтегазоносности шельфа.

Данная технология экономичный и экологически безопасный вид морских исследований – элемент рационального комплекса морских ГРР для решения задач повышения коэффициента успешности нефтепоисковых работ и уточнения структурно-тектонического строения шельфовых зон.

Результаты.

По результатам исследований построен комплект моноэлементых карт (25 карт).

Результаты ИК-спектрометрии указывают, в целом, на сравнительно низкий уровень концентрации углеводородсодержащих соединений (УВС –аналитическая категория «нефтепродукты») в донных отложениях района работ, поэтому все выявленные аномалии, разбракованные с учетом результатов изотопных исследований, можно увязать с наложенной эпигенетической составляющей

Таким образом, пропан, бутаны, в значительно меньшей степени индикаторная термоформа ртути, зонально-метан и этан, подкрепленные результатами изотопных исследований, составили набор информативных прямых показателей, на

основе изучения распределения полей концентраций которых в донных осадках и выполнен прогноз нефтегазоносности акватории Гыданской и Юрацкой губы

Закономерности распределения информативных геохимических показателей позволяют отнести район работ к газоперспективным с возможностью открытия в его пределах газовых и газоконденсатных месторождений. Вместе с тем, в пределах Гыданско-Юрацкого района (зона номер 6) не исключается обнаружение и нефтяных залежей.

Основой районирования акватории Гыданской и Юрацкой губ по перспективам нефтегазоносности служит карта распределения величины интегрального геохимического показателя (ИГП) нефтегазоносности, построенная на основе учета пространственного распределения полей концентраций информативных геохимических показателей (главным образом УВГ, без учета индикаторной ртути). Карта приведена на рис. 2.

На основании выявленной специализации газового состава, выраженной величиной ИГП и установленных пространственных закономерностей распределения полей концентраций УВГ, гелия, а также данных изотопных исследований на участке работ полигонах выделены 4 перспективных района – Юрибейско-Ладертойский, Гыданско-Юрацкий, Оленинский и Приявайский (рис. 2).

Юрибейско-Ладертойский район геохимически обособляется в южной части полигона и характеризуется активной биохимической генерацией метана и, как следствие, специфическим химическим составом УВГ и легким изотопным составом углерода метана.

Гыданско-Юрацкий район с юга примыкает к Юрибейско-Ладертойскому району и геохимически выделяется наличием выходов термогенных УВГ, в том числе с высоким содержанием глубинного метана.

Еще два выделяемых района Оленинский и Приявайский занимают промежуточное положение по специализации химического состава УВГ. Приявайский район геохимически локализован в пределах рифтовой зоны, выделяемой по данным сейсмических работ.

Прогнозные оценки для выделенных зон и участков давались по величине среднего значения ИГП. Попутно решалась задача оценка перспектив нефтегазоносности локальных структур.

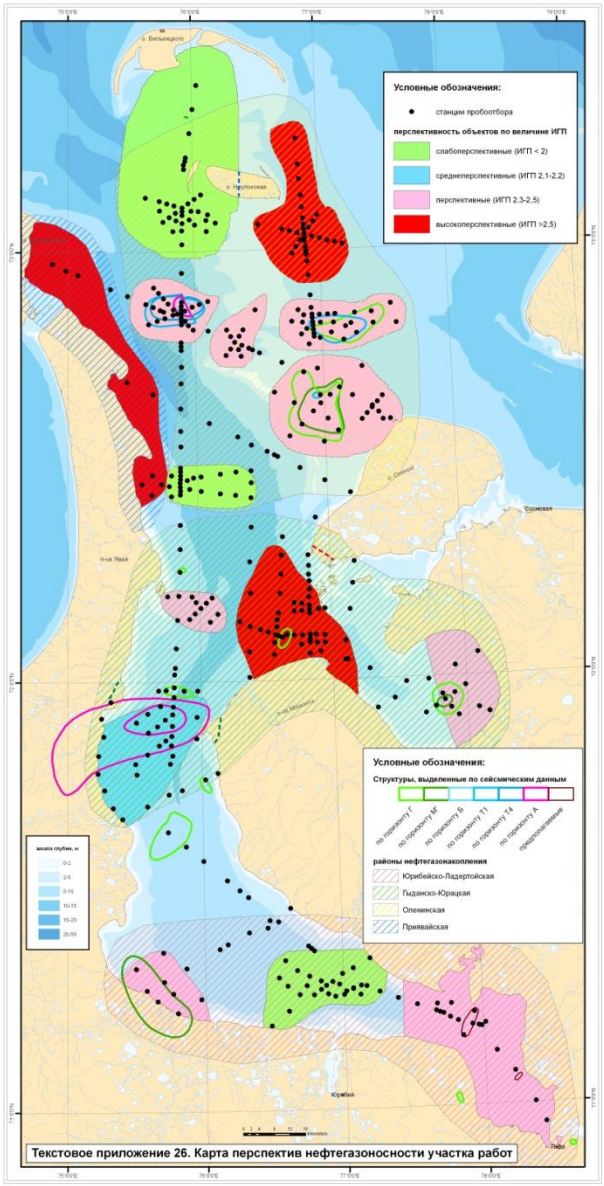


Рис. 2. Карта перспектив нефтегазоносности Гыданской губы по материалам геохимических работ

В пределах каждого района выделяются отдельные зоны, а в их пределах участки (а при фрагментарной степени изученности из-за неравномерности сети заложения станций опробования - отдельные участки)

часть из которых приурочена к локальным структурам, выделенным в результате геолого-геофизических работ. Прогнозные оценки для выделенных зон и участков давались по величине среднего значения ИГП. Попутно решалась задача оценка перспектив нефтегазоносности локальных структур.

На основе статистической обработки массива геохимических данных предлагается разделить все зоны и участки на 4 категории: слабоперспективные - ИГП менее 2.0, среднеперспенктивные – 2.0- 2.2, перспективные - 2.3- 2.5 и высокперспективные более 2.5. Результаты ранжирования приведены в таблице 1.

Таблица 1. Средние значения ИГП по выборкам.

Номера участков	Средние значения **ИГП**	Перспективы нефтегазоносности
Юрибейско-Ладертойский район		
1	2,5	перспективный
2	1,8	слабоперспективный
3.1	2,5	перспективный
3.2	2.5	перспективный
Гыданско-Юрацкий район		
4	2,1	среднеперспективный
5	2,3	перспективный
6	2,6	высокоперспективный
7	2,3	перспективный
Оленинский район		
Южно-Оленинская зона		
8	1.9	слабоперспективная
Восточно-Оленинская зона		
9	2,4	перспективный
10	2,3	перспективный
13	2,6	высокоперспективный
Явайская зона		
12	2,8	перспективный?
11	2,5	перспективный
14	1,7	слабоперспективный
Приявайский район		
15	2.7	высокоперспективный

Помимо районирований полигона в целом по перспективам нефтегазоносности, по геохимическим данным выполнена оценка перспективности в нефтегазопоисковом отношении тектонических структур второго порядка, выделенных сейсмическими методами: Юрибейская – перспективная; Восточно - Явайская – слабоперспективная; Южно-Явайская-среднеперспективная; Юрацкая – перспективная; Оленинская – перспективная; Северо-Оленинская – перспективная; Северо-Явайская – перспективная.

Заключение. По результатам проведение комплекса региональных геохимических работ на акваториях Гыданской и Юрацкой губ было уточнено строение фундамента, закартированы основные элементы Колтогорско-Уренгойского рифта.

Анализ и интерпретация данных геохимических данных позволил выявить прямые признаки нефтегазоносности недр в донных отложениях, дать зональный прогноз нефтегазоносности, выявить районы и зоны нефтегазонакопления, оконтурить наиболее крупные объекты, благоприятные для поиска нефти и газа на акватории Гыданской и Юрацкой губ и прилегающей суши (рис.2).

Кроме того, была проведена дифференцированная оценка перспектив нефтегазоносности акваториальных структур второго порядка.

Все выше изложенное позволило наметить наиболее перспективные участки для постановки и проведения последующих ГРР на акватории и прилегающей суше, а также рассмотреть вопросы связанные с лицензированием недр (рис. 3).

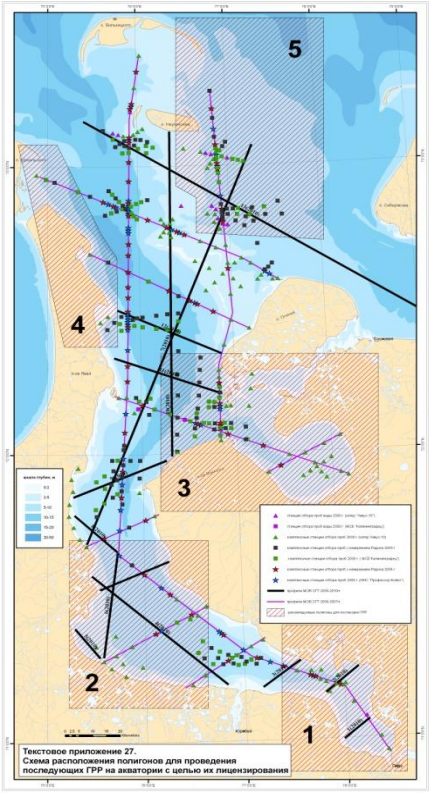


Рис. 3. Схема расположения полигонов для проведения последующих геолого-разведочных работ с целью лицензирования.

В качестве первоочередных обьектов для постановки среднемасштабных геохимических и дополнительных геофизических работ рекомендованы:

- Юрибейско-Ладертойский район, в целом, и особенно его южная часть, имеющая аномальные характеристики геохимических полей, примыкающая к Ладертойскому месторождению;
- Зона № 6 Гыданско-Юрацкого района, для решения вопроса наличия нефтяных залежей (рис. 1);
- Зоны № 12 и № 13 Оленинского района (рис. 1);
- Приявайский район, примыкающий к полуострову Явай.

Литература

1. Гончаров А.В. и др. Многоцелевые геохимические исследования для решения нефтегазопоисковых и экологических задач//Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз поиск и разведка и освоение месторождений. ВНИГРИ, СПБ, 1999, т. 1, с. 123-134
2. Гончаров А.В. Технология и результаты комплексной донной геохимической съемки на нефть и газ в зоне транзитного мелководья морей России//Сб. докладов первой научно-практической конференции «Транзитное мелководье –первоочередной объект освоения углеводородного потенциала морской периферии России» ВНИГРИ, СПб, Недра, 2004, с. 68-72.
3. Гончаров А.В., Горбенко Е.И. Многоцелевая донная геохимическая съемка в транзитных зонах и на обводненных побережьях морей России//сб. докладов международной научно-практической конференции. «Настоящее и будущее сырьевой базы морской нефтегазовой промышленности». СПб, ВНИГРИ, 2004, с.176-181.
4. Гончаров А.В., Максин А.Н. Методика, объекты и результаты морских геохимических исследований в транзитной зоне Тимано-Печорской НГП//Транзитное мелководье – первоочередной объект освоения углеводородного потенциала морской периферии России». ВНИГРИ, СПб.: Недра, 2004, с.192-197
5. Иванов Г.И., Гончаров А.В., Прасолов Э.М. и др. Региональные газогеохимические работы на арктических геотраверсах//Труды 9-й Международной конференции по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO/CIS Offshore 2009). СПб.: ХИМИЗДАТ, 2009, т.2, с. 299-304.

ИЗУЧЕНИЕ МАКРОКИНЕТИКИ ПРОЦЕССА РАСТВОРЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕФТИ В ГЕКСАН-БЕНЗОЛЬНОЙ СМЕСИ В ШИРОКОМ ИНТЕРВАЛЕ ТЕМПЕРАТУР

Иванова И.К., Шиц Е.Ю.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск, Россия (iva-izabella@yandex.ru)

Введение

Наиболее эффективным методом для удаления асфальтосмолопарафиновых отложений (АСПО) во всех технологических точках их формирования является использование композиционных удалителей, которые обычно состоят из алифатических базовых растворителей и ароматических присадок [1]. Состав композита подбирается эмпирически в зависимости от асфальтенового, смешанного или парафинового типа АСПО. Сдерживает широкое использование различных растворителей недостаток информации об их взаимодействии с нефтяными дисперсными системами. Поэтому в данной работе предпринята попытка установить основные кинетические закономерности процесса растворения АСПО в алифатико-ароматическом растворителе в зависимости от температуры.

Экспериментальная часть

Объект исследования – АСПО (тип $П_3$) [2], образующийся на поверхности насосно-компрессорных труб при добыче нефтей на Иреляхском ГНМ, где пластовая температура залежи не превышает 10 - 16^{0}С. Так как активные растворители по отношению к парафинам – легкие алкановые углеводороды, смолы хорошо растворяются как в алканах, так и в ароматических углеводородах (УВ); а асфальтены растворимы только в ароматике, поэтому, в качестве модельного УВ растворителя была выбрана бинарная смесь, состоящая из *н*-гексана и бензола (ГБС) в соотношении 1:1.

Для описания кинетики процесса растворения использовалось уравнение Ерофеева – Колмогорова: $\alpha = 1 - e^{-kt^n}$ (1) [3], где α- степень растворения АСПО; k и n – константы, характеризующие кинетический режим реакции. Константы скорости реакции находили по формуле Саковича: $K = nk^{\frac{1}{n}}$ (2) [3]. Время, за которое растворится половина количества АСПО в ГБС, рассчитывали по формуле: $\tau_{\frac{1}{2}} = \frac{\ln 2}{K}$ (3) [3]. По полученным экспериментальным данным были построены кинетические кривые в координатах lg[-lg(1-α)] – lgt. Параметр n, характеризующий лимитирующую стадию процесса рассчитывался как тангенс угла наклона линии тренда.

Статистический расчет параметров кинетических моделей, выраженных в линейном виде, осуществлялся методом наименьших квадратов с использованием t – распределения при доверительной вероятности 0,95 [4].

В таблице 1 приведены константы скоростей, значение $\tau_{\frac{1}{2}}$ процесса растворения АСПО в ГБС.

Таблица 1. Кинетические параметры процесса растворения АСПО в ГБС

Модель системы:		K, мин$^{-1}$	$\tau_{\frac{1}{2}}$, мин
Образец	t, ^{o}C		
АСПО + ГБС 1 : 1	10	3,10*10^{-2}	22,36
	25	6,10*10^{-2}	11,36
	40	1,53*10^{-1}	4,53
	60	3,47*10^{-1}	2,00

Установлено, что процесс растворения АСПО парафинистого типа в бинарном растворителе протекает как реакция первого порядка (n=1). Из таблицы видно, что константа скорости реакции растворения исследуемого АСПО в ГБС при повышении температуры возрастает, но незначительно, в пределах порядка реакции. Установлено, что рассчитанные константы скоростей выявили линейную зависимость в координатах 1/T от lgK (коэффициент корреляции 0,994) (рис. 1). Т.е., процесс

растворения АСПО в ГБС подчиняется уравнению Аррениуса.

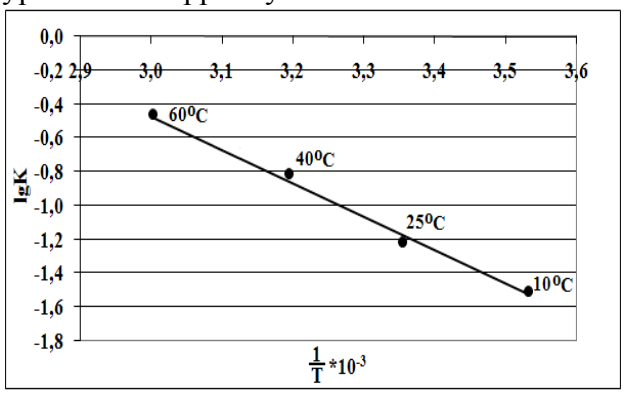


Рис. 1. Зависимость констант скорости растворения АСПО в ГБС от обратной температуры

Это дало возможность рассчитать значение эффективной энергии активации процесса растворения АСПО, которое составляет 39,44 кДж/моль, что свидетельствует о легком разрушении АСПО в исследуемом растворителе. Невысокое значение $\tau_{\frac{1}{2}}$ растворения АСПО в ГБС уже при 10°С также указывает на возможность эффективного применения ГБС для удаления АСПО при низких температурах.

Заключение

Таким образом, впервые на основе представлений о природе физико-химического взаимодействия, происходящего на границе раздела фаз АСПО – растворитель, последовательности и скоростях стадий, определены кинетические параметры растворения органических отложений парафинистого типа в алифатико-ароматическом растворителе при разных температурах.

Литература

1. *Каменщиков Ф.А.* Удаление асфальтосмолопарафиновых отложений растворителями. – М.-Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», Ижевский институт компьютерных исследований, 2008. – 384 с.
2. *Иванова И.К., Шиц Е.Ю.* Изучение эффективности применения газового конденсата для удаления асфальтосмолопарафиновых отложений на Ирелях ском ГНМ РС(Я) // Нефтегазовое дело, 2009. – Т.7.-№1. - С.141-144.
3. *Розовский А.Я.* Кинетика топохимических реакций. – М.: Химия, 1974. – 220 с.
4. *Клингер В.Г.* Методическое руководство по обработке результатов измерений. – Калинин: Изд-во «Калининский политехнический институт», 1972. – 53 с.

УГЛЕВОДОРОДНЫЙСОСТАВ КОНДЕНСАТОВЛЕНО-ТУНГУССКОЙ И ЛЕНО-ВИЛЮЙСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХПРОВИНЦИЙ (НГП)

Иванова И.К.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск, Россия (iva-izabella@yandex.ru)

Введение

Основные месторождения нефти и газа в Республике Саха (Якутия) открыты в двух НГП: Лено-Вилюйской и Лено-Тунгусской, представляющие собой самостоятельные геологические структуры [1, 2]. Оба комплекса имеют значительный фонд перспективных геологических элементов в качестве ловушек для формирования углеводородных залежей. В связи с этим, важным является выяснение сходства или различий состава и условий формирования залежей углеводородов этих территорий. Эти сведения необходимы для дальнейшего наращивания объемов поисково-разведочных работ и прироста запасов нефти и газа.

Экспериментальная часть

В качестве объектов исследования выбраны конденсаты Лено-Тунгусской и Лено-Вилюйской НГП.

Возраст коллекторов, из которых были отобраны пробы, датируется рифеем-нижним кембрием для Лено-Тунгусской НГП и верхней пермью – нижним триасом – для Лено-Вилюйской НГП Венд - кембрийские конденсаты залегают в терригенно-карбонатных породах, пермо-триасовые конденсаты - в терригенных. Глубина залегания изученных конденсатов Лено-Тунгусской НГП варьирует от 1591 до 2564 м. Для конденсатов Лено-Вилюйской НГП этот параметр изменяется от 2455 м до 3228 м. Условия залегания характеризуются широкими интервалами температур (5-20^{0}С для конденсатов Лено-Тунгусской НГП и 18-73,5^{0}С для конденсатов Лено-Вилюйской НГП) и давлений (соответственно 9,8 – 17,6 МПа и 17,7 – 43,2 МПа). Причем, если для первой НГП характерны аномально низкие пластовые давления и температуры (дефицит пластовых давлений варьирует от 4,4 до 6,6 МПа), то для второй – аномально высокие пластовые давления, превышающие нормальное гидростатическое на 6 - 10 МПа.

Для исследования физико-химических свойств конденсатов использован комплекс стандартных методик, применяемых в лаборатории геохимии каустобиолитов ИПНГ СО РАН [3].

Таблица 1. Углеводородный состав фракций н.к.-200^{0}С конденсатов Лено-тунгусской и Лено-Вилюйской НГП

Месторождение, № скв.	УВ состав дистиллятной фракции н.к.-200^{0}С, % мас.		
	Арены	Нафтены	Алканы
Конденсаты Лено-Тунгусской НГП			
Иктехское, 653	5,66	18,41	75,93
Северо-Нелбинское, 62321	6,93	16,97	76,10
Кэдергинское, 432	4,66	16,51	78,84
Березовское, 3	1,36	18,77	79,87
Бысахтахское, 1871	1,29	19,87	78,85
Бысахтахское, 18703	2,98	8,26	88,66
Конденсаты Лено-Вилюйской НГП			
Средневилюйское, 51	17,90	39,06	43,04
Мастахское, 79	12,94	53,34	33,72
Мастахское, 71	15,70	30,12	54,18
Мастахское, 30	11,01	34,73	54,26
Мастахское, 30	23,68	45,59	30,73
Мастахское, 65	30,78	48,28	20,94
Мастахское, 65	23,34	39,69	36,97
Мастахское, 110	22,88	37,38	39,74
Мастахское, 105	16,90	37,21	45,89
Мастахское, 11	19,80	40,95	39,25

Конденсаты вендских отложений Лено-Тунгусской НГП характеризуются небольшой плотностью: от 691,7 кг/м^3 до 745,2 кг/м^3, что, по-видимому, объясняется низкими пластовыми температурами (на глубинах 1500 м температура - +6+10^{0}С, 2000м - +12+14^{0}С) и невысокими пластовыми давлениями. В таких условиях

в газовую фазу переходят только наиболее легкие углеводороды, а более тяжелые составляют жидкую фазу нефтяных оторочек. Содержание фракций до 200^0С в этих конденсатах колеблется от 76 до 100% мас. В составе конденсатов древнейших отложений преобладают метановые углеводороды - 75,93 - 88,66% мас., содержание ароматических структур - 1,29 - 6,93% мас. и нафтеновых - 8,26- 19,87% мас. (табл.1).

Конденсаты пермо-триасовых отложений имеют невысокую плотность - 728,2 -789,6 кг/м^3. Выход бензиновых фракций составляет 64 - 90% мас. В углеводородном составе бензиновых фракций пермо-триасовых конденсатов, в отличие от конденсатов венда, сравнительно высоко содержание ароматических (7,51 - 30,78% мас.) и нафтеновых (34,73 - 53,34% мас.) углеводородов. Содержание метановых структур колеблется от 20,94 до 54,26% мас (табл.1).

Заключение

Различия в углеводородном составе венд-кембрийских и пермо-триасовых конденсатов обусловлены не только первичными генетическими причинами, но и разной термобарической историей развития бассейнов.

Таким образом, конденсаты Лено-Тунгусской НГП имеют алкановое основание, тогда как подобные конденсаты Лено-Вилюйской НГП - ароматико-цикланового.

Литература

1. Непско-Ботуобинская антеклиза – новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР // Ред. А.Э. Конторович, В.С. Сурков, А.А. Трофимук и др. - Новосибирск: Наука, 1986. - 243 с.
2. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. 571 с.
3. *Рыбак В.М.* Анализ нефти и нефтепродуктов – М.: Гостоптехиздат, 1962. 596 с.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И РАЙОНИРОВАНИЕ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Иванов К.С.[а], Рыльков С.А.[б], Федоров Ю.Н.[в], Ерохин Ю.В.[а], Рыбалка А.В.[г]

[а]Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия (ivanovks@igg.uran.ru)
[б]Уралнедра, Екатеринбург, Россия (ural@rosnedra.com)
[в]ООО «КогалымНИПИнефть», Тюмень, Россия (FedorovYuN@tmn.lukoil.com)
[г]ОАО "Баженовская геофизическая экспедиция", Заречный, Россия (a_rybalka@mail.ru)

Существует ряд (более 30) постоянно уточняющихся схем районирования фундамента Западно-Сибирской плиты [4, 1, 7 и др.]. Общей чертой схем является продолжение в пределы Западной Сибири (в соответствии с простираниями окружающих платформу структур и генерализованным рисунком потенциальных полей, в первую очередь гравитационного) окружающих плиту складчатых поясов и их структурно-формационных зон. Фундаментом западной части Западно-Сибирской плиты являются зоны восточного сектора Урала, а фундаментом востока плиты служат комплексы Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Также общей чертой схем является наличие восточнее уралид, крупного блока казахстанид (или алтаид), постепенно выклинивающегося к северу. Эти главные домены разделены крупными сутурами – Валериановской и Чарской. Ядром Сибирского домена является Сибирская платформа и окружающие ее складчатые области, где реконструируются три первичные фациальные мегазоны [8 и др.], характеризующие обстановки седиментации на Сибирском континенте и вблизи него, с постепенным углублением к западу. Считается, что эти мегазоны, вместе с Сибирской платформой связаны единым протерозойско-нижнерифейским основанием. Скважинами это древнее основание не вскрыто и только предполагалось при интерпретации сейсмопрофилей на глубинах ниже 4 км. Недавно нам удалось подтвердить наличие в этой части Западно-Сибирской плиты докембрийского кристаллического основания: на Тыньярской площади (восток ХМАО) в субвулканическом теле риолит-гранитов раннепермского возраста были обнаружены достаточно обильные цирконы с возрастом 2 млрд. лет (рис. 1), свидетельствующие, что раннепермская гранитная магма, вероятно, взаимодействовала с древним гранитно-метаморфическим фундаментом.

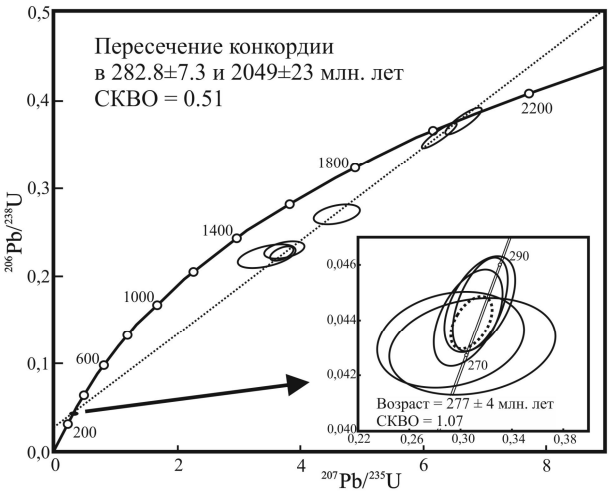


Рис. 1. U-Pb (SHRIMP-II) данные для цирконов из гранитоидов скважины Тыньярская 101 (гл. 2590 м).

В представлениях о развитии казахстанид (алтаид) спорных вопросов больше. Дискутируется как отнесение к ним отдельных районов, сложенных весьма разнообразными комплексами (среди которых в целом преобладают андезиты и их туфы, а также карбонатно-сланцевые комплексы девона-карбона и др.), так и вся история развития этого региона. Считается, что юг этой мегазоны представляет собой северное погружение Кокчетавского массива, а на севере располагается Красноленинский свод и оба этих докембрийских блока объединились, вероятно, в верхнем девоне. Но предположение о наличии докембрия в Красноленинском своде не доказано. Гранитоиды этого домена имеют позднеордовикско-раннесилурийский возраст (440-

445 млн. лет; SHRIMP-II, наши данные по Нялинской и другим площадям). Казахстаниды отделены от Приуральской части Валериановской сутурой, которая хорошо проявлена в магнитных и электромагнитных полях и прослеживается на глубину не менее 25 км [3 и др.]. Чарская сутура располагается между казахстанидами и Сибирским доменом. Для этих и большинства других крупных разломов обосновывается их сдвиговая природа (амплитуда сдвигов – сотни км), связанная по палеомагнитным данным с вращением Сибирского домена относительно Европейского почасовой стрелке [2 и др.].

Приуральская часть Западной Сибири сложена формациями палеостроводужного сектора Урала [6 и др.], причем в южной части это комплексы энсиматической островной дуги (Магнитогорская мегазона), а в северной – энсиалической островной дуги (Тагильская мегазона). Преимущественно этим, по всей видимости, и объясняются существенные металлогенические различия между северной и южной частями региона, проявившиеся и в ходе реализации федерального мегапроекта «Урал промышленный – Урал Полярный». На основании комплексных геолого-геофизических исследований (изучения керна глубоких скважинах, данных гравиметрии, магнитометрии и, отчасти, сейсморазведки) нами были составлены геолого-структурные карты (1:200000 и 1:500000) доюрского основания в Северо-Сосьвинском и Шаимском и др. нефтеносных районах. Тектоническое скучивание и складчатость завершились внедрением гранитных плутонов, которые в Приуральском домене имеют позднекаменноугольно-раннепермский возраст (275-300 млн. лет; Rb-Sr изохроны и SHRIMP-II, наши данные по Восточно-Окуневской (рис. 2) и другим площадям). Сотрудники Баженовской геофизической экспедиции, с привлечением других исследователей (Кашубин С.Н., Juhlin C. и др.), провели комплексные сейсмические исследования и построение модели строения земной коры и верхней мантии вдоль опорного профиля ESRU (длина 741 км), который пересек Средний Урал и закончен в пределах Западно-Сибирской плиты у пос. Куминский. Исследования [9 и др.] дали ряд новых данных, существенно уточняющих представления о строении литосферы Урала. Главные из них: 1. Земная кора Урала имеет бивергентное строение. Ось бивергентности верхней и средней коры приходится на Тагильский мегасинклинорий, ось бивергентности нижней коры смещена на 50-60 км к западу;

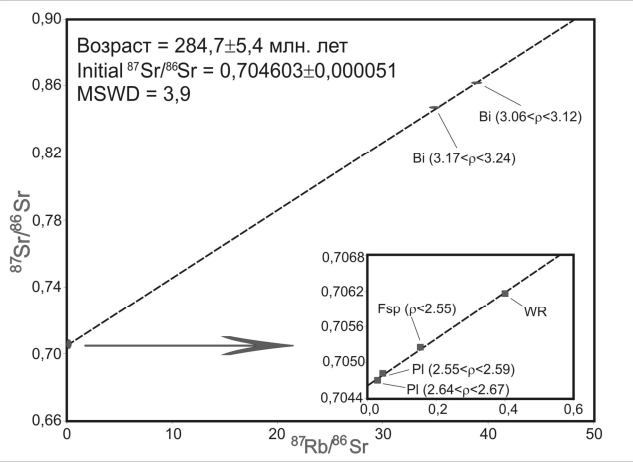


Рис. 2. Rb-Sr изохрона для монцодиоритов Восточ.-Окуневскойплощади (скв. 10484, гл. 1601 м).

2. Верхняя мантия лишена отражателей, кроме одной полого падающей на запад зоны, которая погружается в мантию под Центрально-Уральской мегазоной и прослеживается до глубины 80 км под Предуральского прогиба; 3. Доступные для изучения фрагменты гнейсово-амфиболитовых и гранулитовых комплексов Восточно-Уральской мегазоны имеют палеозойский возраст. Исследования [6 и др.] метаморфических комплексов Приуральского домена Западной Сибири также выявили, что возраст метаморфизма здесь позднепалеозойский (≈ 300 млн. лет), а среди протолита преобладают среднепалеозойские, преимущественно девонские комплексы. Сопоставление данных картирования фундамента Западной Сибири [6 и др.] и глубинного сейсмопрофилирования [9 и др.] показывает

очень высокую степень сходства независимо полученных результатов.

Исследования проводятся в рамках программы ОНЗ РАН №10 и при частичной поддержке РФФИ (грант 11-05-00098-а) и интеграционной программы УрО и СО РАН.

Литература

1. *Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П.* Палеозой и триас Западной Сибири. // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 1-2. С. 120-143.
2. *Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др.* Роль сдвигов в позднепалозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей// Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 1-2. С. 49-75.
3. *Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Сурина О.В. и др.* Строение тектоносферы Урала и Западно-Сибирской платформы по электромагнитным данным // Доклады АН, 2008. Т. 423. № 5. С. 685-688.
4. *Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахарев Н.К. и др.* Палеозой Западной Сибири. Новосибирск: СО РАН, 2001. 163 с.
5. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд. лет) и строения Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.
6. *Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В.* История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Геология и геофизика, 2009. № 4. С. 484-501.
7. *Клец А.Г., Конторович В.А., Иванов К.С. и др.* Геодинамическая модель доюрского основания Западно-Сибирской провинции // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, 2007. Т. 1. С. 79-90.
8. *Конторович А.Э., Варламов А.И., Ефимов А.С. и др.* Предъенисейская нефтегазоносная субпровинция: осадочные комплексы, тектоника, перспективы нефтегазоносности. // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна. Тюмень: СИБНАЦ, 2008. С. 110-117.
9. *Рыбалка А.В., Петров Г.А., Кашубин С.Н., Юхлин К.* Среднеуральский трансект ESRU. // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. М.: ГЕОС, 2006. С. 390-401.

ВОЛНОВОЙ КОНТРОЛЬ НАД ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ И ВОЗМОЖНОСТЬ ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИ ФИЗИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ГЛУБИННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Ильченко В.Л.

Учреждение РАН Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия (vadim@geoksc.apatity.ru)

Введение

Ни для кого не секрет, что на земной поверхности уже почти не осталось места, не исследованного геологами, а наиболее результативным, прямым и затратным способом поиска и разведки полезных ископаемых является бурение. Изыскания инженерно-геологического плана и поиск полезных ископаемых обычно включают в себя и геолого-структурные исследования. Зарождение и преобразование литосферных структур, как правило, сопровождается сейсмичностью. Современные методы структурной геологии достаточно хорошо работают в приповерхностной части земной коры. Исследование же глубинных структур затруднено даже с применением новейших геофизических методов. Таким образом, освоение недр и искусство прогнозирования динамических событий и геокатастроф нуждается в новых, более эффективных средствах. Источником решения проблем в разных областях наук о Земле могут послужить достижения в области волновой (квантовой) тектоники [1] и геодинамики, которая, к сожалению, занимается в основном ротационными движениями, следы которых отражены в геоструктурах и хорошо видны из космоса [1].

На самом деле область применения этой дисциплины значительно шире. Главное условие спектральной сейсморазведки [2] состоит в том, что любой геологический объект рассматривается как колебательная система. Нашими работами установлено, что любой литосферный блок является колебательной системой, обладает своим уникальным волновым полем [3], структура которого оказывает контролирующую роль на геодинамическую эволюцию блока. Кроме того, эти колебательные системы весьма консервативны, возникают в момент обособления геоблока, существуют вечно, и медленно эволюционируют по мере изменений пространственного положения его границ. Интенсивность и уникальность волнового контроля над геодинамическими процессами в каждом литосферном блоке весьма заметно проявляется в геометрии форм выветривания на его поверхности (чем выше показатели анизотропии упругих свойств пород, тем легче такие породы разрушаются). Это свойство предполагает существенное облегчение при выполнении диагностики «латеральной» компоненты волнового поля изучаемого геоблока, так как отсекается необходимость изучения пространственных вариаций анизотропии упругих свойств пород с поверхности.

Все эти выводы были сделаны в результате изучения физических свойств (главным образом – анизотропии упругих свойств) керна СГ-3 и пород-аналогов этого керна с поверхности Печенгской структуры и её обрамления, когда было установлено, что разрез Печенги обладает ритмичной расслоенностью, а пространственные вариации показателей анизотропии упругих свойств в каменном материале описывается зависимостью типа затухающего колебания [4]. Изменения в структуре находящегося под нагрузкой твёрдого тела (горной породы) и появление в нём ритмичной расслоенности возможно при условии нахождения этого тела в поле действия стоячих волн [5]. Порода разрушается по поверхностям, совпадающим с множеством узловых точек контролирующей этот процесс стоячей волны. Пространственные вариации показателей анизотропии упругих свойств пород отражают напряженно-деформированное состояния геоблока, а система зон трещиноватости показывает структуру поля стоячих волн, совокупность которых контролирует геодинамическую эволюцию литосферы.

Таким образом, обладая некоторым количеством знаний о пространственных вариациях анизотропии упругих свойств горных пород того или иного литосферного блока, мы, в принципе, можем делать довольно основательные прогнозы о его геодинамической истории, акцентируя внимание на разных направлениях наук о Земле. Пример: тектоно-стратиграфическая модель Печенгского блока [6].

О принципах моделирования

На основании изложенного во Введении можно сформулировать некоторые правила, которые могут оказаться полезными для решения различных задач, возникающих перед исследователем.

А именно:

1. Геодинамическая эволюция каждого литосферного блока осуществляется под вечным контролем его колебательной системы (волнового поля); она уникальна, консервативна и трёхмерна (фактор времени здесь, по-видимому, не имеет особого влияния).

2. Все физико-химические процессы в геоблоке (от тектонических до флюидо- и гидродинамики) происходят в общем русле его геодинамической эволюции, т.е. опять же под волновым контролем.

3. Волновая природа (ритмичность и периодичность) системы, контролирующей эволюцию геоблока, предполагает наличие достаточно жёсткой и стабильной во времени «программы» или «кода» этой самой эволюции.

4. Таким образом, в соответствии с п.3, продвигаясь вглубь Земли, можно ожидать повтора близповерхностных, уже известных нам геодинамических ситуаций (с возможными и неизбежными вариациями и поправками на просчитываемые глубины).

5. Основным фактическим материалом, необходимым для диагностики волнового поля геоблока, является информация о пространственных вариациях анизотропии упругих свойств горных пород, полученная как на керне довольно глубоких (м.б. до 3-5 км) скважин (отобранном с минимальными потерями) так и на отобранных с заданным интервалом по сети профилей, пройденных вкрест наиболее характерных местных систем с их геоморфологическими и структурными особенностями.

Заключение

Явление волнового контроля над процессами геодинамической эволюции литосферы в принципе уже доказано и предполагает реальную возможность его использования исследователями в самых разных областях наук о Земле для моделирования физических условий и процессов, происходящих в глубинных геологических структурах, так и на поверхности (по латерали). Принципы диагностики волновых характеристик того или иного геоблока, по-видимому, должны корректироваться в соответствии с особенностями местных условий, степенью обнажённости коренных пород, например.

Работа поддержана РФФИ, грант №10-05-00082а.

Литература

1. http://kcs.dvo.ru/ivs/publication/whirlwinds/vikulin.htm
2. http://www.newgeophys.spb.ru/ru/book2/
3. *Ильченко В.Л.* О вариациях плотности и анизотропии упругих свойств архейских пород в приповерхностном залегании (на примере Центрально-Кольского мегаблока, Балтийский щит).//Геоэкология Инженерная геология. Гидрогеология Геокриология 2010, №1, с.73-79.
4. *Il'chenko V.L.* On presence of Wave component in variations of anisotropy of elastic properties of core samples from the Kola superdeep borehole (SD-3). //Proceedings of the 5-th International Conference "PROBLEMS OF GEOCOSMOS", St.-Peterburg, 2004, p.221-225.
5. *Ильченко В.Л.* Результаты экспериментального исследования ультразвукового воздействия на упругие свойства осадочных горных пород под нагрузками. //Труды Нижегородской акустической научной сессии, ННГУ, 2002, с.346-348.
6. *l'chenko V. I.* Tectonostratigraphic model of the Pechengsky geoblock (experience of extrapolation of the Kola superdeep borehole data to the lower boundary of the crust). /Book of abstracts 8-th International Conference "PROBLEMS OF GEOCOSMOS". St.Petersburg. 2010. St.Petersburg State University. P. 169-170.

СЕЙСМОГЕОДИНАМИКА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ АРКТИКО - АЗИАТСКОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА

Имаева Л.П.[а], Имаев В.С.[а], Козьмин Б.М.[б]

[а] Институт Земной Коры СО РАН, Иркутск, Россия
(imaev@crust.irk.ru)
[б] Институт геологии Алмаза и Благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

Введение

Комплексные геолого-геофизические и сейсмологические исследования выявили на территории северо-востока Азии протяженный – Арктико-Азиатский (ААСП) сейсмический пояс [3, 14], геодинамические процессы в котором являются индикаторами сейсмотектонических деформационных преобразований в зонах контактного взаимодействия главных литосферных плит (Северо-Американской, Тихоокеанской и Евразийской). В структурно-тектоническом плане ААСП подразделяется на несколько сегментов (Хараулахский, Черского, Охотоморский) с развитием в их пределах характерных структурных парагенезисов, связанных с определенным типом напряженного состояния земной коры [4, 5]. Обобщение материалов инструментальных наблюдений, принадлежащих филиалам Геофизической службы РАН и СО РАН, а также совместный анализ сводной карты сейсмичности северо-востока России [15, 16] и данных геолого-структурных [11] и морфотектонических [6] исследований позволили уточнить динамику сейсмогенерирующих структур отдельных сегментов ААСП.

Хараулахский сегмент. В тектоническом отношении сегмент расположен в северном секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса в зоне контакта с восточным флангом Оленекского сектора по Лено-Анабарскому краевому шву, являющемуся структурной границей между Сибирской платформой и Лаптевоморским сегментом Арктической сейсмотектонической зоны [2, 11].Напряженное состояние земной коры Хараулахской сейсмоактивной зоны исследовалось на основе фокальных механизмов землетрясений [4, 5, 7, 15]. Главные напряжения, действующие в очагах землетрясений, имеют различный азимут простирания и углы падения от горизонтальных до субвертикальных. Это свидетельствует о том, что сейсмический процесс в Хараулахской зоне развивается в условиях как растяжения, так и сжатия. Буорхаинская и граничащая с ней Приморская сейсмоактивные зоны находятся в настоящее время под влиянием растягивающих усилий, действующих вкрест простирания структур, где подвижки в очагах соответствуют сбросам. Далее к западу по направлению к р. Лене растяжение сменяется сжатием. В очагах местных землетрясений появляются смещения типа сдвигов, сдвиго - сбросов и надвигов. Сдвиго-сбросы отмечены при Булунских землетрясениях 1927-1928 гг. с M=6.6-6.8. Если анализировать напряженное состояние земной коры с севера на юг, то можно обнаружить другой переход напряжений растяжения (моретрясения в губе Буор-Хая) в сжатие. Полученные сейсмологические данные согласуются с материалами геолого-структурных наблюдений (кинематика активных разломов, подтвержденная анализом тектонической трещиноватости, типы сейсмотектонических деформаций).

Таким образом, в Хараулахскомсегменте Верхоянской сейсмотектонической зоны существует уникальная переходная область изменения полей тектонических напряжений растяжения на сжатие, в пределах которой сочленяются срединноокеанические и континентальные структуры земной коры. На земном шаре существуют лишь несколько подобных областей. К ним, например, относятся район Афарского рифта (Восточная Африка), структуры которого взаимосвязаны со структурами срединноокеанического хребта в Индийском

океане, и район Северной Калифорнии, где северное окончание Восточно-Тихоокеанского поднятия, через разлом Сан-Андреас соединяется с системой срединноокеанических хребтов Горда, Хуан де Фука и Эксплорер в Тихом океане.

Яно-Индигирский сегмент. В тектоническом плане сегмент включает фронтальные зоны Колымо-Омолонского блока и ряд террейнов (Полоусно-Дебинский,Омулёвский, Нагоджинский и др.) различной геодинамической природы, расположенных к северу и северо-западу от среднего течения р. Индигирка. По серии северо-западных разломов сдвиговой кинематики террейны разобщены на блоки, наиболее крупные из которых Чемалгинский, Тас-Хаяхтахский, Селенняхский и др. Деформационная структура сегмента характеризуется надвиговыми, взбросо-сдвиговыми и сдвиговыми перемещениями. Складчато-надвиговая динамика террейнов сформирована в процессе нескольких этапов деформаций. Рассчитанная по сбалансированным разрезам величина горизонтального укорочения за счет надвиговых перемещений составляет 35-40% [11]. В северо-восточной и юго-западной зонах сегмента значительную роль играют соответственно право-сдвиговые и лево-сдвиговые наложенные дислокации. Амплитуды горизонтальных перемещений по разломам оцениваются в первые десятки километров [2].

В становлении современного рельефа Яно-Индигирского сегмента основную роль играют разломы позднемезозойского времени заложения и активизированные в кайнозое. Анализ их кинематических особенностей, выполненный на основе геолого-структурных, морфотектонических и сейсмологических исследований показал, что на этой территории развиты дизъюнктивы различного генезиса, с преобладанием сдвиговых, взбросо-сдвиговых и надвиговых деформаций [4 ,5]. Для анализа динамики формирования сейсмогенерирующих структур сегмента наиболее показательна разломная система, трассируемая вдоль осевой части Момского хребта. Здесь выделяются Арга-Тасский и Илинь-Тасский разломы. В плане разнонаправленная система Илинь-Тасского (левый сдвиг) и Арга-Тасского (правый сдвиг) разломов сопряжена под косым углом примерно в центре Момского хребта, создавая к северо-западу и юго-востоку веерообразные зоны сжатия в виде отдельных взбросов и надвигов, представленных широким спектром складчатых деформаций в кайнозойских отложениях Индигиро-Зырянского прогиба и северо-западных впадинах Момо-Селенняхских депрессий. Перед фронтальной областью сопряжения закономерно расположена зона растяжения, морфологически представленная субширотной долиной среднего течения р. Мома, где расположен кайнозойский вулкан Балаган-Тас, крупнейшая в мире наледь Улахан-Тарын и отмечаются многочисленные минерализированные термальные источники подземных вод [1, 4,5].

Совместный анализ особенностей активной тектоники и проявлений сейсмичности выявил определенную закономерность пространственного распределения очагов землетрясений и структурную организацию главных сейсмогенных зон. Так, сгущение эпицентров, группирующееся вдоль линии разлома Улахан, продолжается на левобережье р. Индигирки по трассе Чибагалахского разрывного нарушения, но затем вблизи 140°–141° восточной долготы круто меняет своё прежнее простирание с северо-западного на долготное. При этом, полоса эпицентров землетрясений пересекает почти вкрест простирания систему Момо-Селенняхской впадины и вдоль западного склона кряжа Андрей-Тас следится к Полоусному хребту, тяготея к Селенняхскому разлому. Следует особо отметить повышенную активность этого участка территории, где только в течение 1962–2008 гг. произошло 11 сильных землетрясений с M = 5.0 – 6.2.

Таким образом, в пределах Яно-Индигирского сегмента в условиях

транспрессии (сжатие со сдвигом) имеет место определенная динамическая обстановка, инициированная взаимодействием фронтальных структур зон контактного сопряжения Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Подобные условия возможны, если при сближении Северо-Американской и Евразийской литосферных плит роль активного индентора выполнял Колымо-Омолонский блок (супертеррейн), находящийся во фронтальной части Северо-Американской плиты. Результат такого воздействия проявился в формировании перед фронтальной частью индентора расходящихся северо-западных (левых) и юго-восточных (правых) сдвигов, формирующих на своих окончаниях сейсмогенерирующие зоны взбросов и надвигов, обладающих максимальным сейсмическим потенциалом. Следует отметить, что закономерное развитие разломов противоположной кинематики расходящихся в разные стороны от индентора, было детально изучено при рассмотрении структур, возникающих при деформации горизонтального (латерального) выжимания [9, 10, 13, 17].

На участках коллизии литосферных плит, подвергающихся горизонтальному сжатию, материал может выжиматься по латерали вдоль орогенного пояса в места ослабленного сжатия. В результате сгруживания выжатых масс коры формируются раздувы орогенных поясов и поперечные складчатые зоны. Подобная динамическая ситуация наблюдается в северной и южной части Яно-Индигирского сегмента зоны Черского. Недостаток пространства в районе среднего течения р. Индигирка подчеркивается сужением разрывных структур, а к северу и югу от шейки, разломы расходятся с заметным расширением деформируемой области. Отдельные пластины выдвинуты на север и северо-запад в направлении хребта Полусный и кряжа Кулар. Их взаимоотношение со структурами субширотной ориентации хребта Полоусного подчеркивается разнонаправленным типом смещения по ограничениям блоков (правые и левые сдвиги) и выявляет тенденцию выдавливания материала. Не исключено, что утонение земной коры, установленное под всей системой хребтов Черского [12, 15, 16], западнее местоположения системы Момо-Селенняхских впадин, своим происхождением обязано процессам растяжения, происходящим в результате вертикального выжимания вещества и дальнейшего растаскивания отдельных пластин (блоков) в противоположном направлении друг от друга.

Индигиро-Колымский (Охотский) сегмент. Пространственное распределение сейсмичности позволяет выделить в пределах сегмента зоны повышенной сейсмотектонической активности, где основную роль играют активные разломы и проявления сейсмичности. Инструментальные сейсмологические данные и структурно-тектонические исследования позволяют выделить здесь три активные зоны, где сейсмичность сгруппирована в протяженные диффузные полосы, приуроченные к зонам динамического влияния разломов, ограничивающих Охотский блок с запада, северо-востока и юга.В первой из них – землетрясения концентрируются вдоль Кетандино-Ульбейской системы сдвигов субдолготной ориентации. Фокальные механизмы землетрясений, возникших здесь в 1977, 1984 и 1986 гг., имели восток-северо-восточную ориентацию напряжений сжатия и правосдвиговые смещения в их очагах.

Вторая полоса сейсмичности приурочена к Индигиро-Колымской системе разломов северо-западного простирания. Большинство крупных сейсмических событий в 1974-1992 гг. произошло в зонах влияния разломов: Улахан и Чай-Юреинский, при этом кинематика движений в очагах землетрясений по данным фокальных механизмов соответствовала левым сдвигам, а сжимающие усилия действовали в северо-восточном направлении [4, 8].

Третья – относится к зоне влияния близширотного Челомджа-Ямского левого сдвига со взбросовой компонентой. Механизм землетрясения 2001 г., эпицентр которого отмечен в плоскости сместителя

рассматриваемого разрыва, также соответствовал левобоковым перемещениям в его очаге. Восточный фланг этого разлома сечет Ланково-Омолонский правый сдвиг северо-восточного простирания, следящийся, как и Челомджа-Ямский дизъюнктив, параллельно береговой линии Охотского моря. С юга к ним примыкает субширотная Северо-Охотоморская система разломов, развитая в прибрежной части Охотского моря между полуостровами Лисянского и Пьягина. Названные системы разрывных нарушений отчетливо выделяются в геофизических полях.

Наиболее мобильна северо-восточная граница этого блока, находящаяся в зоне контакта между Северо-Американской и Охотоморской плитами и принадлежащая юго-восточному флангу сейсмотектонической зоны Черского. Меньший уровень сейсмичности отмечен на западной границе блока в Кетандино-Ульбейской зоне. Повышенная плотность землетрясений фиксируется также на южной границе, где скопление эпицентров землетрясений наблюдается вдоль побережья Охотского моря от г. Охотска до пос. Палана на западном берегу Камчатки и в прибрежной к нему северной части ложа Охотского моря, совпадая по простиранию с древней сейсмофокальной зоной. Все сейсмические события Охотского блока возникают на глубине до 30 км в пределах земной коры [4, 8].

Совместный анализ параметров фокальных механизмов сильных землетрясений и морфо-кинематических характеристик активных разломов, развитых в пределах Индигиро-Колымского сегмента, указывает на широкое развитие здесь горизонтальных движений в виде крупных сдвиговых систем. При этом вертикальные подвижки (взбросы, надвиги и сбросы) имеют соподчиненное значение. Наиболее ярко горизонтальные смещения представлены эшелонированной системой левых сдвигов на северо-восточной границе блока. Среди них наиболее активным является разлом Улахан. Южная часть блока, охватывающая акваторию Охотского моря, представляет жесткое ядро Охотоморской плиты, которое фактически асейсмично. Однако, краевые части этого блока являются зонами высокой тектонической и сейсмической активности (Камчатка, Курилы, Сахалин и др.). Исключение составляет «асейсмическое окно» между Северным Сахалином и Кетандино-Ульбейской зоной в Северном Приохотье, где практически отсутствуют местные землетрясения.

Заключение

Структурная организация главных сейсмогенерирующих зон ААСП и динамика очагов сильных землетрясений являются индикаторами типов сейсмотектонической деструкции земной коры зон контактного взаимодействия главных литосферных плит (Северо-Американской, Тихоокеанской и Евразийской). Современные сейсмотектонические процессы происходят здесь в обстановке сжатия, возникшей при сближении крупных литосферных плит: Тихоокеанской (скорость 8-10 см/год), Северо-Американской (~1 см/год) и Евразийской (~0,2 см/год) [4, 5]. Под воздействием сжимающих усилий Охотоморская плита выталкивается к юго-востоку и востоку [15, 16], способствуя конвергенции Северо-Американской и Евразийской плит с развитием левосторонних движений по разломам в северо-западном сегменте зоны Черского и заливе Шелехова Охотского моря, а также правосторонних перемещений в бассейнах рек Кетанда, Ульбея и Охота в Северном Приохотье и на о.Сахалин. Полученные результаты детальных сейсмотектонических исследований и структурно-динамические модели главных сейсмогенерирующих зон ААСП могут являться базовой основой анализа геодинамических режимов отдельных сегментов сейсмических поясов северо-востока Азии.

Данная работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (Гранты N 10-05-00573а и N 09-05-00727а).

Литература

1 *Грачев А.Ф.* Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии //Физика Земли. 1996. № 12. С.5–36.

2. *Гусев Г.*С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид М.Наука,1979. 207 с.
3 *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
4 *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсмотектоника Якутии.- М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
5 *Имаев В.С., Имаева Л.П., Маккей К.Г. и др.* Геодинамика отдельных сегментов литосферных плит на северо-востоке Азии // Геофизические исследования. 2009, Т. 10, № 1. – С. 5 – 17.
6. *Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С.* Сейсмотектоника северо-восточного сегмента зоны Черского // Отечественная геология, 2009. № 5-С. 56 – 62.
7. *Козьмин Б.М.* Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 125 с.
8. *Козьмин Б.М., Имаев В.С., Имаева Л.П.* Сейсмичность и современная геодинамика // Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: Наука, 2001. С. 33 – 67.
9. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.Научный мир,1997. 313 с.
10. *Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю., Зыков Д. С.* Внутреплитные структурно-кинематические парагенезы – индикаторы латеральных потоков в литосфере подвижных поясов и платформ.// Геодинамическая эволюция литосферы центрально-азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т.1. Иркутск, 2009. С. 170 –173.
11. *Парфенов Л.М. и др.* Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М., МАИК "Наука", 2001. С. 199 – 254.
12. *Суворов В.Д., Корнилова З.А.* Мощность земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой области // Тихоокеан. геология. 1986. № 4. С. 32–35.
13. *Трифонов В.Г. и др.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса // Труды ГИН РАН. Вып. 541. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
14. *Chapman M.B., Solomon S.C.* North American-Eurasian plate boundary in Northeast Asia // J. Geophys. Res. 1976. V. 81, N 5. P. 921–930.
15. *Fujita K., Kozmin B.M., Mackey K.G. et al.* Seismotectonics of the Chersky seismic belt, eastern Russia (Yakutia) and Magadan district, Russia // Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov. 2009. Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser., 4, P. 117 – 145.
16. *Mackey K., Fujita K., Hartse H.E. et al.* Seismicity of Eastern Russia 1960-2007: map, 2007. LAUR-04-1381.
17. *Moores E.M. and Twiss R.J.* Tectonics/ W.H.Freeman and Company. New York, 1995. 415 p.

ТЕМПЕРАТУРНЫЙИ КИСЛОРОДНЫЙ РЕЖИМ Р. ТОМЬ: НЕЛИНЕЙНЫЙ АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ

Исаев В. А., Захаров В. С.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(vitalyisaev2@gmail.com)

Введение

В системе наук о Земле особое место занимает гидрология суши. Водные объекты суши являются своеобразными продуктами взаимодействия климата и рельефа земной поверхности и выступают основными агентами эрозии и геостока: стока воды, наносов, растворенных веществ, биостока. Изучение характеристик гидрологических процессов важно для понимания природы взаимодействий гидросферы, литосферы и атмосферы.

В гидрологии традиционно широко используется аппарат теории вероятностей, математической статистики и теории случайных процессов, что, в первую очередь, обусловлено необходимостью строгих обоснований режима использования водных объектов. В последние десятилетия гидрология стала полем для приложения методов нелинейной динамики [1, 2, 6].

В настоящей работе описывается опыт применения спектрального анализа, анализа нормированного размаха (R/S-анализ Хёрста), фрактального анализа и процедуры восстановления псевдоаттрактора динамической системы к процессам многолетних колебаний среднесуточных величин температуры и содержания растворенного кислорода в воде р. Томь ниже г. Кемерово.

Материалы

В основу настоящего исследования материалы многолетних (1988 – 2007 гг., более 7000 измерений) ежесуточных наблюдений Росгидромета за качеством воды р. Томь в 20,5 км ниже г. Кемерово (рис.1).

Одними из наиболее важных параметров состояния водных экосистем являются величины температуры воды и содержания растворённого кислорода. Вода наилучшего качества отличается низкими температурами и обогащена кислородом. Дефицит растворенного кислорода и высокие температуры воды могут свидетельствовать о загрязнении водного объекта и прохождении процессов, губительных для его обитателей.

Природа колебаний температуры и содержания кислорода в реках различна. Тепловой баланс рек формируется исключительно физическими процессами: поступлением коротковолновой солнечной радиации, длинноволновым излучением атмосферы и водной поверхности, затратами тепла на испарение и ледообразование, поступление тепла за счёт таяния льда, теплообменом со дном, диссипацией кинетической энергии.

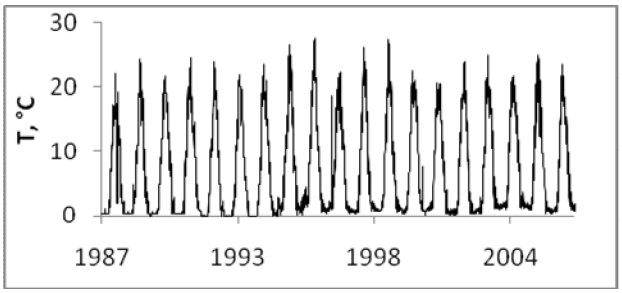


Рис. 1. Колебания среднесуточной температуры воды в р. Томь – г. Кемерово в 1988 – 2007 гг.

В формировании кислородного режима рек участвуют, помимо физических, биологические и химические процессы: фотосинтез продуцентов и дыхание консументов, интенсивность которых зависит от величины притока солнечной радиации, содержания биогенных элементов, легкоокисляемой органики, токсических веществ. Временной ряд колебаний содержания кислорода в р.Томь представлен на рис.2. Интенсивность газообмена водных масс с атмосферой определяется степенью бурности потока. Растворимость кислорода в воде зависит от

температуры воды (в природном диапазоне температур изменяется примерно в два раза), и поэтому содержание кислорода выражают в % насыщения, нормируя его концентрацию (в мг/л) по растворимости при данной температуре. Считается, что подобное выражение позволяет лучше описывать влияние биологических процессов на формирование кислородного режима реки. Нормированный временной ряд содержания кислорода представлен на рис.3.

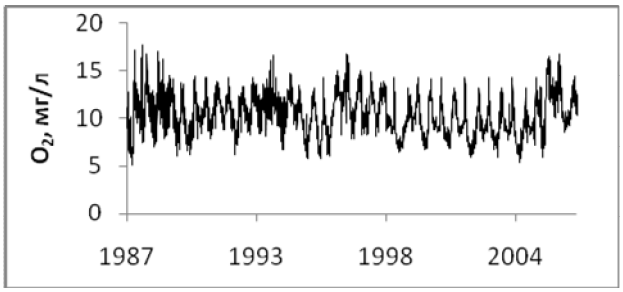


Рис. 2. Колебания содержания кислорода (мг/л) в р. Томь – г. Кемерово в 1988 – 2007 гг.

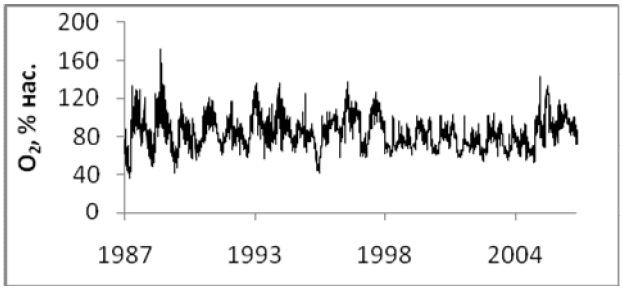


Рис. 3. Колебания содержания кислорода (% насыщения) в р. Томь – г. Кемерово в 1988 – 2007 гг.

Методика анализа

Цель использования спектрального анализа и R/S-анализа Хёрста заключается в определении скейлинговых (масштабных) свойств исследуемых процессов. Явление скейлинга заключается в схожести (в идеале – в идентичности) статистических характеристик процессов на различных временных (или пространственных) масштабах их рассмотрения. Основной интерес представляют изменения глубины «памяти» процесса о своих предыдущих состояниях и персистентности – направленности и устойчивости развития процесса.

Спектральный анализ временных рядов помогает выделить гармоники с пиковыми значениями мощности колебаний, по которым можно идентифицировать факторы с периодическим или квазипериодическим действием, которые оказывают наиболее сильное влияние на эволюцию динамической системы, формирующей режим изменений исследуемых показателей.

Если спектр мощности колебаний целиком или на определённом отрезке подчиняется степенной зависимости $S(f) = af^{-\beta} = aT^{\beta}$, где f – частота колебаний, T – период, a – константа, считается, что на этом участке временной ряд обладает статистическим самоподобием – самоаффинностью (при изменении масштаба частоты в r раз, что эквивалентно изменению масштаба времени в $1/r$ раз, масштаб размаха колебаний изменяется в $r^{-\frac{\beta}{2}}$ раз).

Показатель β характеризует глубину «памяти» процесса и является в определённом смысле синонимом характеристик его автокорреляционной функции, но, в отличие от неё, может применяться к нестационарным процессам, примеры которых и исследуются в настоящей работе. При $\beta = 0$ временной ряд является реализацией гауссова белого шума (мощность колебаний равномерно распределена по всему спектру, процесс не имеет «памяти»), $\beta = 1$ – «розовым» шумом или фликкер-шумом (спектральная плотность обратно пропорциональна частоте колебаний; указывает на наличие у процесса ограниченной «памяти»), $\beta = 2$ – коричневым шумом или обыкновенным броуновским движение (процесс с независимыми приращениями, один раз проинтегрированный белый шум, в терминологии случайных процессов – марковский процесс 1-го порядка), $\beta > 2$ – чёрный шум (два и более раз проинтегрированный белый шум). Отклонения спектра мощности колебаний от степенной зависимости означает потерю процесса свойства самоаффинности на определённом масштабе времени. [4].

Показатель Хёрста H [7] описывает изменения нормированного по дисперсии

$S = D[X(t_p) - X(t_q)]$ размаха R временной зависимости на разных интервалах $\tau = t_p - t_q$. Справедливым является следующее эмпирическое соотношение:

$$\frac{R}{S} = \left(\frac{\tau}{2}\right)^H .$$

Показатель H характеризует устойчивость приращений между соседними значениями процесса. Временные зависимости с $0{,}5 < H < 1$ являются персистентными (трендоустойчивыми; за положительными приращениями следуют скорее положительные, за отрицательными – отрицательные), а $0 < H < 0{,}5$ – антиперсистентными (трендонеустойчивыми; приращения разных знаков чередуются) [5]. Процессы, для которых $H \to 1$ и $H \to 0$, характеризуются высшей степенью детерминизма развития; $H \to 0{,}5$ у идеальных случайных сигналов. Необходимо отметить, что очень часто H не является константой и зависит от диапазона τ.

Под фрактальным анализом процессов в настоящем исследовании подразумевается оценка скейлингового параметра h, несколько иначе, чем показатель Хёрста, описывающего свойства их приращений. Случайный процесс $X(t)$ является фрактальным броуновским движением, если его приращения $\Delta X = X(t_2) - X(t_1), t_2 > t_1$, подчиняются нормальному распределению с нулевым математическим ожиданием и дисперсией $\sigma^2(t_2 - t_1)^{2h}$, где σ - положительная константа. Приращения фрактального броуновского движения обладают свойством статистического самоподобия:

$$\left(X(t + \Delta t) - X(t)\right) \triangleq \frac{1}{r^h}\left(X(t + r\Delta t) - X(t)\right),$$

где $r > 0$ – параметр, изменяющий масштаб времени. Математическое ожидание модуля конкретного приращения между двумя любыми значениями процесса в моменты времени t_1 и t_2 равно $\sqrt{2/\pi}\,\sigma^2(t_2 - t_1)^{2h}$. Скейлинговый параметр h может принимать значения от 0 до 1. Качественно h можно связать со степенью изрезанности графика реализации процесса. Так же, как и в случае с показателем Хёрста H, значения параметра $h > 0{,}5$ означают, что соседние приращения процесса, скорее всего, имеют одинаковые знаки, а при $h < 0{,}5$ – разные знаки. Однако $H = 0{,}5$ у белого шума, а $h = 0{,}5$ – у броуновского движения [3].

Восстановление псевдоаттрактора динамической системы. Согласно теореме Такенса, получение удовлетворительной геометрической картины аттрактора динамической системы возможно при использовании m-мерных векторов, получаемых из элементов исходного временного ряда $x(t)$ [4]:

$$z(t) = \{x(t), x(t + \tau), \ldots, x(t + m\tau)\}$$

где τ – временная задержка (обычно фиксирована и соответствует первому нулю автокорреляционной функции), а m лимитируется длиной временного ряда. Для полученных векторов $z(t)$ при разных m и ε рассчитываются корреляционные интегралы:

$$C(e) = \frac{1}{N^2}\sum P^2(e)$$

где $\sum P^2(e)$ - вероятность того, что две произвольные точки на траектории динамической системы в m-мерном псевдофазовом пространстве попадут внутрь ячейки с размером ε. Затем проводится линейная аппроксимация зависимости

$$\log C(e) \cong -D_c \log(e) + c$$

по её «наиболее линейному участку» [6]. Величина D_c называется корреляционной фрактальной размерностью аттрактора динамической системы и зависит от m. Если в процессе добавления компонент в вектор $z(t)$, начиная с некоторых m, D_c не изменяется и фиксируется, то значение m, начиная с которого D_c не меняется, дает оценку пространства вложения, и равно количеству ОДУ первого порядка, необходимых для описания динамики системы.

Результаты анализа

Спектры мощности колебаний среднесуточных величин температуры и содержания кислорода имеют сложный вид

и в первом приближении повторяют друг друга (рис.4). На каждом из них можно выделить три временных масштаба с различными характеристиками скейлинга.

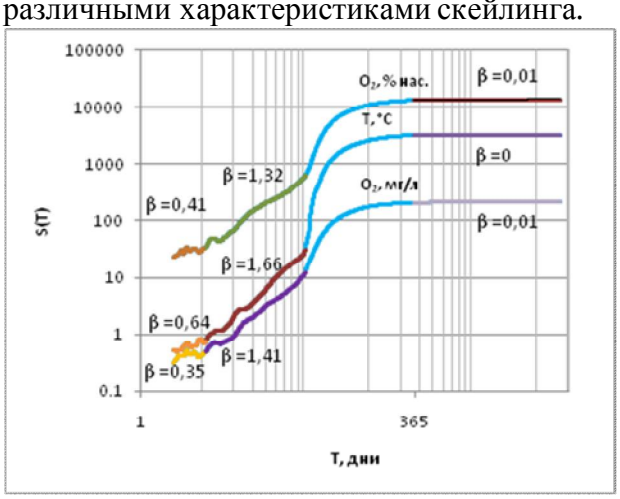


Рис. 4. Спектры мощности колебаний содержания растворённого кислорода и температуры воды.

На коротких промежутках времени (T от 2 до 3 дней) процессы характеризуются достаточно большой степенью случайности (β = 0,35-0,64) и в классификации занимают промежуточное место между идеальным стохастическим процессом и фликкер-шумом. При рассмотрении процессов на больших масштабах времени (T от 3 дней до 1 месяца) их «память» о своих предыдущих состояниях увеличивается (β = 1,32-1,66), они имеют промежуточный характер между фликкер-шумом и броуновским движением.

У колебаний среднесуточных величин температур и содержания кислорода фликкер-шумы присутствуют на временных интервалах длительностью менее месяца. На этих масштабах времени к исследуемым процессам неприменимы представления о периодической повторяемости событий, невозможны долгосрочные прогнозы, существует возможность гигантских флуктуаций.

На временных масштабах длительностью более года колебания температуры воды и содержания растворённого кислорода полностью теряют «память» (β=0,01) и становятся некоррелированными случайными процессами; мощность колебаний с периодами T от 1 до 20 лет, формирующие процессы, одинакова. Возможность прогнозирования процессов на такие временные интервалы исключена.

Во всех трёх спектрах присутствует ещё один участок (T от 35 дней до 1 года), где зависимость спектральной мощности от частоты колебаний имеет вид, отличный от степенного. Это искажение объясняется присутствием в колебаниях значительной годовой периодичности: периодические сезонные колебания описывают 92% дисперсии ряда температур воды и 31% дисперсии рядов содержания кислорода.

При T > 8 – 9 месяцев β < 0,1: процессы полностью теряют память о своих значениях в предыдущие моменты времени.

Оценка показателя Хёрста для исследуемых процессов в целом согласуется с результатами спектрального анализа (рис 5-7). Колебания величин содержания кислорода и температур воды отличаются высокой степенью детерминизма и характеризуются как персистентные (H=0,96-1,02) при их рассмотрении на интервалах времени от 2 сут. до 7,5 мес.

На более продолжительных интервалах времени (T от 7,5 мес. до 20 лет) свойства «памяти» процесса изменяются: степень детерминизма снижается у колебаний всех исследуемых показателей качества воды; при этом колебания содержания кислорода остаются персистентными (H=0,76-0,78), колебания температуры становятся антиперсистентные (H=0,22). Принимая во внимание данные оценки, можно считать, что на участке р. Томь ниже г. Кемерово в 1988 – 2007 г. было характерно чередование серий лет с повышенным и пониженным содержанием кислорода. Для температурного режима реки подобных явлений не наблюдалось, величины температуры в многолетнем масштабе времени флуктуировали около некоторого устойчивого значения.

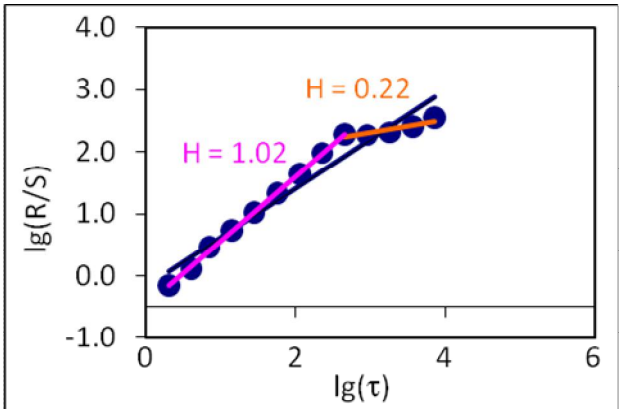


Рис. 5. Результаты анализа Хёрста для ряда температуры воды.

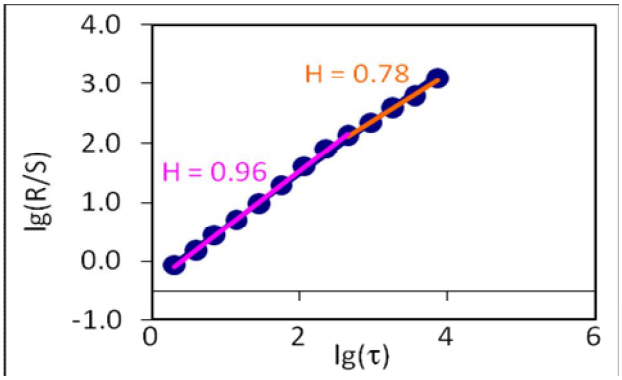


Рис. 6. Результаты анализа Хёрста для ряда содержания кислорода (мг/л).

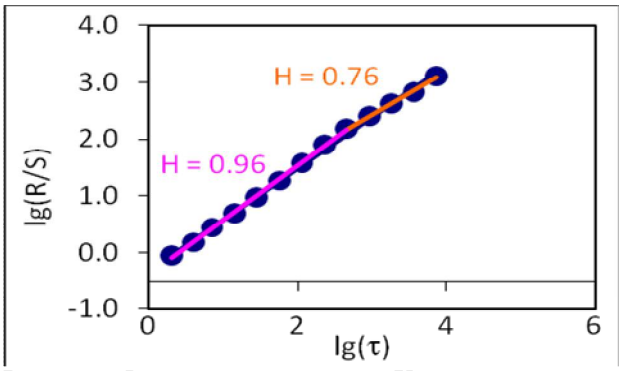


Рис. 7. Результаты анализа Хёрста для ряда содержания кислорода (% нас.).

Восстановление псевдоаттрактора динамической системы по временному ряду. Корреляционная размерность псевдоаттрактора ряда среднесуточных температур равна 2,45, содержания кислорода (в мг/л) – 4,17, содержания кислорода (в % нас.) – 3,54. Размерности пространства вложения псевдоаттракторов равны соответственно 3, 6 и 6 (рис.7). Периодические сезонные колебания описывают 92% дисперсии ряда температур воды и 31% дисперсии рядов содержания кислорода. Автокорреляционная функция ряда температуры воды выглядит как незатухающая синусоида, рядов содержания кислорода – как комбинация взаимно наложенных затухающих синусоид. Как правило, постепенное убывание автокорреляционной функции указывает на наличие детерминировано-хаотической составляющей.

Эти оценки с высокой долей вероятности позволяют классифицировать кислородный режим рек как детерминированный хаос – сложный процесс непериодических колебаний, обладающий, в отличие от истинного хаоса, определённой степенью детерминизма, памяти.

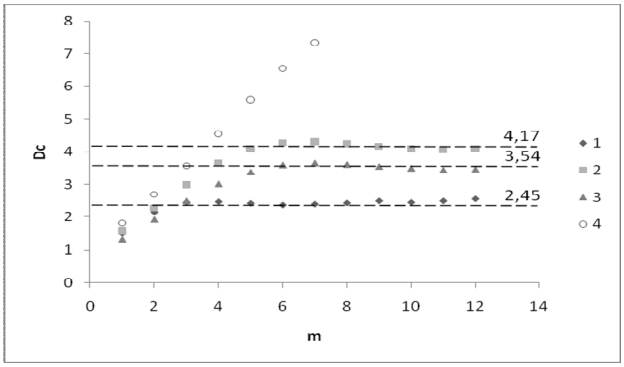


Рис. 7. Оценка корреляционной размерности псевдоаттракторов динамических систем (1 – T, , 2 – содержание O, 3 – содержание O, % нас., 4 –шум).

Заключение

Все исследуемые временные ряды обладают выраженными свойствами самоподобия. В разных диапазонах масштабов времени они проявляют себя как почти стохастические, фликкер-шумовые, или детерминировано-хаотические процессы.

Колебания температуры воды на больших масштабах времени детерминированным процессом, Колебания содержания кислорода классифицированы как детерминированный хаос, в котором присутствуют квазипериодические сезонные колебания.

Литература

1. *Долгоносов Б. М.* Нелинейная динамика экологических и гидрологических процессов. М.: Либроком, 2009 г. 440 с.

2. *Коваленко В. В.* Частично инфинитная гидрология. СПб: Издательство РГГМУ, 2007. 230 с.
3. *Кроновер Р.* Фракталы и хаос в динамических системах. М.: Техносфера, 2006. 488 с.
4. *Малинецкий Г. Г., Потапов А. Б., Подлазов А. В.* Нелинейная динамика: подходы, результаты, надежды. М.: КомКнига, 2009. 280 с.
5. *Мандельброт Б.* Фрактальная геометрия природы. М.: Институт компьютерных исследований, 2002. 656 с.
6. *Найдёнов В. И.* Нелинейная динамика поверхностных вод суши. М.: Наука, 2004. 318 с.
7. *Федер Е.* Фракталы. М: Мир, 1991. 260 с.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

К

Содержание:

Кабанова О.И.
ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА ПО МИНЕРАЛОГИЧЕСКИМ И ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ 800

Казакевич Г.И., Повещенко Ю.А.
НЕЛИНЕЙНЫЕ ЭФФЕКТЫ ДВУХФАЗНОЙ ФИЛЬТРАЦИИ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ 802

Казанский Б. А.
АДУНАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ КАК ВЫХОД ИЗ ПЛИТТЕКТОНИЧЕСКОГО ТУПИКА 803

Калашник А.А.
РОТАГЕННЫЙ ХАРАКТЕР СВЯЗИ ЭПОХ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА С КОЛЛИЗИОННЫМИ ОБСТАНОВКАМИ ПЛАНЕТАРНОГО МАСШТАБА 806

Калинникова М.В., Головин Б.А., Головин К.Б.
ОСОБЕННОСТИ ПРОВЕДЕНИЯ ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КАРБОНАТНО-СУЛЬФАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В УСЛОВИЯХ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ 812

Калько И.А.
СТРУКТУРНО-ПАРАМЕТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ АНОМАЛЬНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ОЦЕНКЕ ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ ОРУДЕНЕНИЯ 814

Камаева М.Д.
ДВУХМЕРНОЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КАРБОНАТНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ 819

Карабанов А.К.
НЕОТЕКТОНИКА И НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА БЕЛАРУСИ 821

Каратаев Г.И., Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Мясников О.В.
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ФУНДАМЕНТА ЗЕМЛИ ЭНДЕРБИ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА) 824

Каратаев Г.И., Венцелидес Т.В., Голобоков С.В.
ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗЕМЛИ ЭНДЕРБИ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА) 830

Кармышева И.В.
СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ И МЕХАНИЗМ ВНЕДРЕНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ МАГМ ПРИ КОЛЛИЗИОННОМ ОРОГЕНЕЗЕ 835

Карпенко А. И.
ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОЛИЧЕСТВА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ 839

Касаткин С.А.
СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ ФЕСТИВАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КОМСОМОЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, РОССИЯ) 843

Кенгерли Т.Н.
ШАРЬЯЖИ В СТРУКТУРЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА КАК ИНДИКАТОР АККРЕЦИОННОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СЕВЕРО- И ЮЖНО-КАВКАЗСКОЙ МИКРОПЛИТ 849

Ким Н.С., Конторович А.Э., Фомин А.Н., Меленевский В.Н.
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НИЖНЕЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА 854

Кириллова Г.Л.
МОДЕЛЬ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ НА КОНВЕРГЕНТНОЙ ГРАНИЦЕ ПЛИТ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АСПЕКТ 859

Кирилюк В. П.
ОБ ОСОБЕННОСТЯХ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ 863

Киркинский В. А.
АЛЬТЕРНАТИВНЫЙ МЕХАНИЗМ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ 868

Киркинский В. А.
ИСТОЧНИКИ ЭНЕРГИИ ГЛОБАЛЬНЫХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ 871

Книппер А.А.
ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 874

Ковалев А.А.
СПРЕДИНГ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА И ПЕРВАЯ СТАДИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ЦИКЛА ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ 877

Ковалев А.А.
«МЛАДШИЙ БРАТ » КАВКАЗСКОГО СУПЕРКРУПНОГО ТЫРНЫАУЗА - ХАКАССКИЙ КИЯЛЫХ-УЗЕНЬ 881

Коваленко Д.В.
ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ КАМЧАТКИ 884

Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Сальникова Е.Б.
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ЭНСИАЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ НЕОПРОТЕРОЗОЯ В СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ 888

Колесников А.А.
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНО-ТЕРРИГЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА 891

Колесниченко А.А., Яцкевич Ю.О.
НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА РАЙОНА БУГУЛЬМИНСКО-БЕЛЕБЕЕВСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРИУРАЛЬЯ 896

Колодяжный С.Ю.
ВНУТРИПЛИТНАЯ ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 900

Коломиец В.Л., Рассказов С.В.
ПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ МОРФОТЕКТОНИКА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ И ФОРМИРОВАНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ВЫСОКОГО ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА В МЕЖГОРНЫХ ВПАДИНАХ 904

Коломиец В.Л.
СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ 908

Колтышева Е.С.
ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ УНАСЛЕДОВАННОСТИ ПО ПРОФИЛЯМ ГСЗ НА ТЕРРИТОРИИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ 912

Копаевич Л.Ф.
КОМПЛЕКСНОЕ ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ КАК ОСНОВА ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ 914

Копп М.Л.
ПРОБЛЕМА МОНОЛИТНОСТИ ЕВРАЗИЙСКОЙ ПЛИТЫ В КАЙНОЗОЕ (В СВЕТЕ ДАННЫХ ОБ ЭВОЛЮЦИИ И ДИНАМИКЕ ФОРМИРОВАНИЯ КОМПРЕССИОННЫХ ВНУТРИПЛИТНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЕВРАЗИИИ) 918

Коптев А.И., Ершов А.В.
КОЛИЧЕСТВЕННАЯ МОДЕЛЬ ТЕРМАЛЬНОЙ МОЩНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ 924

Коптев А.И., Ершов А.В.
МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И ЛИТОСФЕРНЫХ СКЛАДОК В ЧЕРНОМОРСКО-КАВКАЗСКО-КАСПИЙСКОМ РЕГИОНЕ 930

Коптев А.И., Ершов А.В.
СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НАПРЯЖЕНИЙ В ЕВРОПЕЙСКОМ РЕГИОНЕ 935

Копылов М.И., Пустовойтова И.В.
ГЕОХИМИЯ ЛИТОСФЕРЫ КАК СРЕДЫ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ СИСТЕМ ПРИАМУРЬЯ 940

Копылов М.И., Пустовойтова И.В.
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РФ 945

Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Косько М.К., Д.Джиб, Гольцин В.Н., Ларионов А.Н., Соболев Н.Н.
О ВОЗРАСТЕ ГЛАВНЫХ ЭТАПОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ НОВОЙ ЗЕМЛИ (В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ ПО ГЕОХРОНОМЕТРИИ ЦИРКОНОВ) 950

Корж В.Д.
«ЖИВОЕ ВЕЩЕСТВО» КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ ЭЛЕМЕНТНЫХ СОСТАВОВ ЛИТОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ 955

Корж В.Д.
ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СИСТЕМЫ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГИДРОСФЕРЕ 960

Корженков А.М., Абдиева С.В., Керимбаева Д., Фортуна А.Б., Чаримов Т.А.
ОСОБЕННОСТИ ОПОЛЗНЕОБРАЗОВАНИЯ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ИССЫК-КУЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ 965

Корженков А.М., Раст Д., Тибальди А., Абдиева С.В.
ПАРАМЕТРЫ СИЛЬНЫХ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВДОЛЬ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОГО РАЗЛОМА, КЫРГЫЗСКИЙ ТЯНЬ-ШАНЬ 966

Корнейко А.А., Веселовский Р.В.
ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ КАЧИНСКОГО ПОДНЯТИЯ ГОРНОГО КРЫМА (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ) 968

Короновский Н.В., Демина Л.И.
К ПРОБЛЕМЕ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА 970

Костюченко С.Л.
СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ОБРАЗАХ 976

Костюченко С.Л., Алешина А.Ф., Чупров А.И.
КАРТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАГНИТОАКТИВНЫХ МАСС В ЗЕМНОЙ КОРЕ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ МАСШТАБА 1:2 500 000 (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ 3D МОДЕЛИРОВАНИЯ) 982

Котельников А.Д., Врублевский В.В.
РАННЕОРДОВИКСКИЙ МАГМАТИЗМ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (SHRIMP II)-ДАТИРОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ФАЗ КОГТАХСКОГО КОМПЛЕКСА 986

Котик И.С.
КАРТИРОВАНИЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ПОГРЕБЕННЫХ ФОРМ ФУНДАМЕНТА И ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ОМРА-СОЙВИНСКОГО ВЫСТУПА КОСМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НГП) 988

Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Абрамова А.С.
КИНЕМАТИКА И ОСОБЕННОСТИ МОРФОСТРУКТУРНОЙ СЕГМЕНТАЦИИ ХРЕБТА КНИПОВИЧА НА ОСНОВЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ 992

Кравченко М.Н.
ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ГЛУБОКОПОГРУЖЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НГБ (ЯНАО) 997

Криволуцкая Н.А., Соболев А.В., Гонгальский Б.И., Свирская Н.М., Рощина И.А., Кузьмин Д.В., Симакин С.Г., Шлычкова Т.Б.
МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВОВ НОРИЛЬСКОГО ТИПА 999

Крук Н.Н., Москаленко Е.Ю., Киселева В.Ю., Серов П.А.
СВИДЕТЕЛЬСТВА КОРОВО-МАНТИЙНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ГРАНИТОИДОВ УСПЕНСКОГО МАССИВА (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ) 1001

Крылков М.Ю., Крылков Н. М.
РОЛЬ ВОДЫ В ПРОИСХОЖДЕНИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 1005

Кузин А.М.
ОТОБРАЖЕНИЕ ИНФИЛЬТРАЦИИ ВОДЫ И ЕЁ РАСТВОРОВ В СЕЙСМИЧЕСКОМ ПОЛЕ НЕФТЕНОСТНЫХ ТЕРРИТОРИЙ 1007

Кузнецов В.Ф.
ИМПАКТНЫЕ СТРУКТУРЫ РИДДЕРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (РРП) (РУДНЫЙ АЛТАЙ) 1012

Кузнецов Н.Б., Орлов С.Ю., Миллер Е.Л., Соболева А.А., Удоратина О.В.
ВОЗРАСТНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ ПРОТОУРАЛЬСКО -ТИМАНСКОЙ ОРОГЕНИИ ПО ДЕТРИТНЫМ ЦИРКОНАМ 1017

Кузнецов Н.Б.
МЕЗОСТРУКТУРА ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗЕМЛИ ВЕДЕЛЯ ЯРЛЬСБЕРГА (ЮЗ ШПИЦБЕРГЕН) 1023

Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Константинова Г.В.
Sr ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ИРКУТНОЙ СВИТЫ ВОСТОЧНЫХ САЯН: ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ РИФЕЙСКОГО ПРОТОЧЕХЛА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА 1029

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.
ПЛЮМЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ 1032

Куликов В.А., Алексанова Е.Д., Яковлев А.Г.
ГЛУБИННАЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОЛЯРНОГО УРАЛА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ 1035

Куликова В.В.
БИОМАРКЕРЫ – АКРИТАРХИ В ШУНГИТАХ ОНЕЖСКОЙ СТУКТУРЫ КАК СВИДЕТЕЛИ СЛОЖНОГО РЕЖИМА ФОРМИРОВАНИЯ ЗАОНЕЖСКОЙ СВИТЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ 1041

Куликова В.В., Куликов В.С. Бычкова Я.В.
РАЗНЫЕ ГЕНЕРАЦИИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДАЕК НА ЮВ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА 1047

Кулюкина Н.А., Рудакова А.В.
ТРАППОВЫЙ МАГМАТИЗМ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ 1051

Курдин Н.Н.
ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ЮЖНОГО СКЛОНА ЮВ КАВКАЗА 1054

Кусков О.Л., Кронрод В.А., Прокофьев А.А.
ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СИБИРСКОГО И КААПВААЛЬСКОГО КРАТОНОВ 1058

Кутинов Ю.Г.
ПЕРСПЕКТИВЫ ОБНАРУЖЕНИЯ НЕФТИ В ПОРОДАХ ФУНДАМЕНТА И РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ МЕЗЕНСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ 1061

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА ПО МИНЕРАЛОГИЧЕСКИМ И ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Кабанова О.И.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(geol1500@rambler.ru)

Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) протягивается на 3200 км вдоль северо-восточной окраины Евразии, и является одним из крупнейших надсубдукционных вулканических поясов Земли. Общий объем вулканитов приблизительно оценивается в 1 млн. км^3 [4]. Одной из особенностей Охотско-Чукотского пояса, отличающих его от большинства надсубдукционных вулканических провинций, является значительная доля кремнекислых вулканитов, в отдельных сегментах достигающая 90% от общего объема изверженных пород [7].

В составе ОЧВП принято выделять две зоны - тыловую ("внешнюю") и фронтальную ("внутреннюю") и шесть поперечных сегментов – четыре "сектора" (Охотский, Пенжинский, Анадырский, Центрально-Чукотский) и две "фланговые зоны" (Восточно-Чукотская и Западно-Охотская) [1]. В составе комплексов фронтальной зоны преобладают вулканиты средне-основного состава, в то время как большая часть тыловой зоны сложена кислыми вулканитами. Поперечные сегменты также отличаются друг от друга объемным соотношением кислых и основных пород, отражая в своем составе гетерогенность фундамента ОЧВП [3].

Для изучения были отобраны образцы кремнекислых вулканитов, представляющих фронтальную и тыловую зоны пояса Центрально-Чукотского (ЦЧС) и Анадырского (АС) сегментов. Центрально-Чукотский сегмент отличается от других сегментов пояса максимальной долей кислых вулканитов, составляющей, по различным оценкам, от 70 до 90% [2, 3, 5], в то время как для Анадырского сегмента это отношение составляет около 10% [3].

Все отобранные породы представлены лавами, туфами и игнимбритами дацитов и риолитов, реже андезидацитов, нормального щелочного ряда. Для 19 образцов был проведен микрозондовый анализ вкрапленников, для 23 образцов были измерены концентрации основных петрогенных элементов, и для 24 – концентрации микроэлементов.

Исследование составов вкрапленников темноцветных минералов показало, что их характеристики (например, значения магнезиальности амфиболов и биотитов), изменяются в более широком диапазоне, чем соответствующие параметры для валового состава пород, что делает их более удобными для расчленения и корреляции вулканических толщ. Кроме того, по значениям магнезиальности темноцветных минералов и величинам фугитивности удалось установить, что для северной части ОЧВП характерно “мозаичное” строение, т.е. выделяется несколько участков, внутри которых параметры, характеризующие состав фенокрист, имеют близкие значения, а на границах участков происходит их скачкообразное изменение. Причиной подобной картины, скорее всего, является неоднородность протолита – различное соотношение в нем метапелитов, обогащенных органикой, и метабазитов.

По микроэлементному составу все исследованные породы имеют ярко выраженную надсубдукционную специфику – минимумы на спайдерграмме (нормировка на примитивную мантию по [6]) на высокозарядных элементах (Nb, Ta, Ti) и максимумы по крупноионным литофильным элементам (K, Pb). По содержанию Sr и Ba наблюдаются как максимумы, так и минимумы, что можно связать с процессами минерального фракционирования, по разному протекавшими в различных образцах. В

целом, можно сказать, что образцы пород северо-восточной части тыловой зоны ЦЧС характеризуются наибольшим обогащением по всему спектру микроэлементов, северной части тыловой зоны АС и смежных областей ЦЧС – наименьшим, а центральной части тыловой зоны ЦЧС и северной части фронтальной зоны АС – промежуточным. При этом линии на спайдерграмме идут практически параллельно.

Таким образом, данные по микрохимии не противоречат ранее установленной “мозаичности” северной части ОЧВП, однако и не подтверждают однозначно. Для решения этого вопроса необходимо более равномерное и частое опробование территории и дальнейшее изучение собранной коллекции. Также пока не очень понятно как соотносится выделенные участки с классическим районированием пояса, являются ли они структурами более мелкого порядка или могут пересекать границы зон и сегментов.

Литература

1. *Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., Наука, 1977, 171 с.
2. *Варламова В.А., Малышева Г.М., Вяткин Б.В., Звизда Т.В., Жуков В.А., Коваленко А.В., Казинский В.А.* Информационный отчет по незавершенным работам по объекту «Создание цифрового комплекта карт геологического содержания масштаба 1:500 000 территории Чукотского АО» (Мониторинг региональных геологических исследований в масштабе 1:500 000). Анадырь, ФГУГП "Георегион", 2004.
3. *Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П.* Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., Наука, 1981, 223 с.
4. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая кореляция. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
5. *Тихомиров П.Л.* Петрология гранитоидов Телекайского рудного района (Центральная Чукотка). Автореф. дисс. к.г.-м.н. Санкт-Петербург, 1998.
6. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds) Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publications, 1989. London: Geological Society of London. P. 313-345.
7. *Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Kobayashi K., Nakamura E.* Late Mesozoic silicic magmatism of the North Chukotka area (NE Russia): age, magma sources, and geodynamic implications // Lithos. 2008. V. 105. P. 329-346.

НЕЛИНЕЙНЫЕ ЭФФЕКТЫ ДВУХФАЗНОЙ ФИЛЬТРАЦИИ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Казакевич Г.И.[а], Повещенко Ю.А.[б]

[а] *Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, Россия*
(gkazakevich@yandex.ru)
[б] *Институт прикладной математики им. М.В.Келдыша РАН, Москва, Россия*
(hecon@mail.ru)

Процессы совместной фильтрации жидкости и газа при формировании месторождений углеводородов характеризуются одновременным наличием разных пространственных и временных масштабов. Это – масштабы всего осадочного бассейна и струи прорвавшегося газа; времени формирования флюидодинамической системы бассейна и прорыва газа при фильтрационной неустойчивости. Для численного моделирования подобных процессов в рамках единой вычислительной схемы было предложено использовать метод опорных операторов [1]. Применение этого метода к численному моделированию миграции углеводородов, приводящей к образованию нефтяных и газовых месторождений, позволило выявить ряд сложных нелинейных эффектов. Одним из них является отмеченный авторами ранее [2] автоколебательный режим фильтрации, приводящий к накоплению и прорыву газа как путем разрыва вышележащих слоев, так и вследствие фильтрационной неустойчивости.

Было проведено исследование подобных режимов фильтрации в областях с высокопроницаемой (например, трещиноватой) боковой границей, которая, в частности, соответствует фронтальной зоне в области поддвига плит. Показано, что при различных скоростях фильтрации наблюдается смена гидродинамических режимов с автоколебательного при высоких скоростях на режим спокойного накопления газа в ловушке с выходом остального газа через высокопроницаемую границу – при более низких скоростях. Метод позволяет детально исследовать структуру процесса и анализировать процесс перехода одного режима в другой.

Обнаружен эффект появления динамически существующий областей газонакопления, обусловленных сложной структурой фильтрационного потока. Это «газовые пузыри», сохраняющиеся или пульсирующие благодаря непрерывному притоку и оттоку газа, и не приуроченные к литологическим ловушкам. Показано, что подобные «пузыри», содержащие значительные количества газа, могут периодически возникать и исчезать. Наличие таких газонасыщенных областей может проявиться в выбросах газа при бурении – и к обнаружению новых месторождений углеводородов. Поскольку эти области являются динамическими объектами, воздействие на них может привести к нарушению устойчивости и резкому изменению флюидодинамической системы и должно совершаться крайне осторожно. Для исследования устойчивости таких систем и построения бифуркационной диаграммы могут оказаться полезными разработанные вычислительные методы, позволяющие учитывать сложное геологическое строение региона и многомасштабность процесса.

Литература

1. *Дмитриевский А.Н., Лобковский Л.И., Казакевич Г.И., Повещенко Ю.А. и др.* Численное моделирование движения флюидов в процессе формирования залежей углеводородовна примере Предверхоянского прогиба // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1995, № 7, С. 2-6.
2. *Казакевич Г.И., Минервина Е.А., Повещенко Ю.А.* Миграция углеводородов в процессе формирования месторождений: численное моделирование нелинейных эффектов // Докл. РАН, 2002, Т. 383, № 1, С. 103-105.

АДУНАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ КАК ВЫХОД ИЗ ПЛИТТЕКТОНИЧЕСКОГО ТУПИКА

Казанский Б. А.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, Россия (bakaz@poi.dvo.ru)

В 1978 г. В.Е. Хаин посчитал, что «появляются основания ожидать перерастания плитно-тектонического варианта неомобилизма в более общую теорию глобального тектогенеза…, которая включит в себя наиболее рациональные элементы фиксизма, а также будет учитывать пульсации объема Земли и влияние ротационного режима планеты» [11, с.22], но за прошедшие три десятилетия высказанные В.Е. Хаиным ожидания явно не оправдались, и он же сообщил, что уже «в начале 1994 г. группа японских геологов и геофизиков прямо поставила вопрос о необходимости очередной смены парадигмы» [12, с.38], т.е. замены плитовой тектоники иным вариантом неомобилизма. Такой вариант (адунационная модель) был предложен автором те же три десятилетия назад [1], а в 1998 г. он был представлен на Международном симпозиуме по новым концепциям в глобальной тектонике в г. Цукуба, Япония [13]. Но, то ли в силу чудовищной инерции геологического мышления, то ли иных причин, это, уже готовое решение, как адепты плитовой тектоники, так и противники до сих пор предпочитают не замечать, что гораздо проще, чем аргументировано опровергать.

Как говорил Томас Генри Гексли, «величайшая трагедия науки в том, что один безобразный факт убивает прекрасную теорию» [9, с.42, в переводе Б.А. Борисова; в другом переводе это звучит как «умерщвление прекрасной гипотезы мерзким фактом»]. Но за 30 лет ни одного убийственного факта для предложенной нами модели найти никому не удалось. Более того, аргументы, приводимые В.Е. Хаиным в цитированной работе [11] по неприемлемости концепции общего расширения Земли (как альтернативного плитовой тектоники варианта неомобилизма), оказываются не только **необходимыми**, но и **достаточными** условиями для обоснования адунационной модели:

«Концепция общего расширения Земли не приемлема, и не только потому, что до сих пор не найдено причины предполагаемого, причем быстрого увеличения радиуса Земли, но и прямые геологические данные приводят в случае образования современных океанов за счет общего расширения Земли к абсурдным заключениям. Если учесть, что область с молодой океанической корой покрывает 60% поверхности Земли и образовалась за последние 200 млн. лет, то требуется увеличение радиуса Земли за это геологически краткое время на 0,25, что вряд ли может быть экстраполировано вглубь геологических времен и противоречит палеомагнитным данным. Кроме того, возникает проблема заполнения новообразованных океанических впадин водой» [11, с. 7].

Действительно, суть адунационной модели в том, что современная Земля образовалась (всего-то!) 200-250 млн. лет назад в результате адунации (слияния, объединения) двух равных по размерам планет (Пангеи и Панталассы), ранее составлявших тесную двойную планету на современной орбите Земли. Такое событие и дает нужное увеличение радиуса планеты на 0,25 «за геологически краткое время» и наблюдаемое соотношение площадей океанической и континентальной коры (сохранившейся части коры Пангеи), но совсем не требует экстраполяции «вглубь геологических времен», известных нам только по геологии Пангеи. Никаких противоречий палеомагнитным данным в адунационной модели нет [2], как и проблемы заполнения новообразованных океанических впадин водой [3], не имеющей, кстати, удовлетворительного решения и в плитовой тектонике. Эти и множество других следствий из

адунационной модели многократно рассматривалось на тектонических совещаниях и в публикациях [1-8, 13].

Помимо приведенных аргументов, новые глобальные феномены, проявившиеся после публикаций сути адунационной модели, такие, например, как признание асимметричного вторичного разогрева верхней мантии в фанерозое [10] или существования 200 млн. лет назад (формирования) опоясывающей Землю (циркумтихоокеанской) «субдукционной "воронки", пронизывающей всю мантию» [10, с.522], реликтами которой являются современные глубоководные желоба по периферии Тихого океана, также оказываются прямыми следствиями из адунационной модели.

Знаменательно, что феномен вторичного разогрева Земли (Пангеи!) проявился на фоне закономерного глобального остывания (и затухания тектонической активности) всех планет земной группы, криогения, продолжавшегося (на Пангее) более 200 млн. лет, что однозначно свидетельствует о внешней причине разогрева, и не только асимметричного для Земли (Пангеи!), но и избирательного, только для нее одной. Причиной же вторичного разогрева Пангеи стало приливное трение в системе Пангея-Панталасса на последней стадии сближения планет, а асимметричным разогрев стал уже в процессе адунации.

Что же касается феномена, названного субдукционной "воронкой", то его следует считать робкой попыткой психологически приемлемой интерпретации существенной детали фигуры Земли на гантелевидной стадии адунации (гантели Пуанкаре) [1, 5, 6] в области стыковки Пангеи и Панталассы, играющей важнейшую роль в планетарной перестройке последних 200 млн. лет. Эту область – глубокую кольцевую депрессию – нельзя называть субдукционной, так как происходившее там поглощение как континентальной коры (коры Панегеи), так и океанической коры (первичной коры Панталассы и новообразованной океанической коры по обоим бортам) происходило без поддвигания плит, а за счет одновременного загибания краев плит внутрь, для описания которого вполне подходит термин «адункация» [5, 13]. В отличие от субдукции, этот процесс элементарно моделируется.

Из-за не стопроцентной симметрии системы Пангея-Панталасса, а также в силу геометрических соотношений площадей коры и кривизны поверхности планеты на разных этапах перестройки, адункационная депрессия изначально обладала асимметрией как по ширине и глубине, так и по распределению континентальной коры вдоль континентального борта, получившей радиальные разрывы, наиболее крупный из которых известен под названием океана Тетис. Соизмеримыми с Тетисом по ширине были начальные размеры и всей депрессии, перманентное двухстороннее сжатие которой сократило ее размеры до современных. Именно изначальные гигантские размеры адункационной воронки позволили ей сохраняться и функционировать на протяжении 200 млн. лет, в том числе как первичного резервуара всей воды Панталассы, регулировавшего процесс заполнения новообразованных океанических впадин. Более быстрое «схлопывание» Тетиса привело к возникновению Альпийско-Гималайской горной системы. Менее широкие и глубокие части депрессии позволили отдельным континентам совершить «наезд» (по В.П. Трубицыну) на ложе Тихого океана, что усугубило его морфологическую и тектоническую асимметрию. Поскольку площадь «наезда» может быть точно измерена, появляется возможность решить интересную обратную задачу – определить реальную изначальную площадь адункационной воронки, позабыв о ненужной теперь субдукции. Излишне говорить, что площадь оказывается такой, какая необходима для компенсации расширения океанов.

С такой же легкостью адунационная модель объясняет множество феноменов истории Земли, даже не имеющих прямого отношения к проблемам геотектоники (палеонтологических, палеоклиматических

и пр. [5]), до которых «не доходили руки» в прежних глобальных моделях. Остается только удивляться тому упорству, с каким исследователи избегают публичную апробацию адунационной модели в деле построения «той общей, подлинно глобальной теории Земли, о которой уже двести лет, начиная с Джеймса Геттона, мечтают геологи» [12, с. 38]. Возможно, здесь прав Гёте, говоривший 85 лет назад, что «наука для большинства является лишь средством к существованию, и они готовы обожествлять даже собственные заблуждения, если они кормят их».

Литература

1. *Казанский Б.А.* Новая геодинамическая модель. Препринт; Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1980. 46 с.
2. *Казанский Б.А.* Расчеты палеогеофизических полей в адунационной модели эволюции Земли для палеогеографических и палеотектонических реконструкций //Тектоника неогея: общие и региональные аспекты (Материалы XXXIV Тектонического совещания). Т.1. М.: ГЕОС. 2001. С. 277-280.
3. *Казанский Б.А.* Эволюция гидросферы в фанерозое (морфодинамический аспект) // Вопросы геоморфологии и тектоники Западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука. 2002. С.31-39.
4. *Казанский Б.А.* Реконструкция теплового режима Земли по геолого-геофизическим данным // Тектоника и геофизика литосферы (Материалы XXXV Тектонического совещания). Т.1. М.: ГЕОС. 2002. С.226-229.
5. *Казанский Б.А.* Палеореконструкции в моделировании эволюции Земли. Владивосток: Дальнаука. 2002. 110 с.
6. *Казанский Б.А.* Путь построения непротиворечивой теории глобальной эволюции // Области активного тектогенеза в современной и древней истории (Материалы XXXIX Тектонического совещания). Т. 1. М.: ГЕОС. 2006. С. 292-295.
7. *Казанский Б.А.* Особенности образования Земли как исходное условие ее эволюции// Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики (Материалы XLI Тектонического совещания). Т. 1. М.: ГЕОС. 2008. С.371-374.
8. *Казанский Б.А.* Адунационная модель эволюции Земли // История наук о Земле: Исследования, этапы развития, проблемы (Сборник. Материалы международной научной конференции). М.: 2008. С. 123-124.
9. *Кэри У.* В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной: История догм в науках о Земле. М.: Мир. 1991. 447 с.
10. *Никишин А.М., Хаин В.Е., Лобковский Л.И.* Схема глобальной эволюции Земли // Докл. РАН. 1992. Т.323. №3. С. 519-522.
11. *Хаин В.Е.* От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза // Геотектоника1978. №8. С. 3-25.
12. *Хаин В.Е.* Геотектоникана новом переломе своего развития // Геотектоника 1996. №6. С. 38-42.
13. *Kazansky B.A.* A quasi-plate tectonics – an adunation model // Proceedings of international symposium on new concepts in global tectonics <'98 TSUKUBA>. Tsukuba. 1998. P. 154-158.
14. *Yano T., Matsumoto Y., Wu G.Y.* Pacific Genesis induced from Phanerozoic reheating of Upper Mantle // Himalayan Geology. 2001. V. 22(1). P. 51-64.

РОТАГЕННЫЙ ХАРАКТЕР СВЯЗИ ЭПОХ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА С КОЛЛИЗИОННЫМИ ОБСТАНОВКАМИ ПЛАНЕТАРНОГО МАСШТАБА

Калашник А.А.

Казенное предприятие «Кировгеология», Кировоград, Украина
(kalashnik_anna1@mail.ru)

Введение

Следствием взаимодействия космических сил, регулирующих движение Земли, и внутренних сил, определяющих наиболее общие особенности развития планеты в целом, является возникновение глобальной сети напряжений, определяющей развитие систем глубинных разломов определенных направлений и их тесную связь с дислокациями различных оболочек Земли, с магматическими и другими эндогенными процессами [10]. Результатом этого являются проявления эндогенных процессов, которые имеют общепланетарный характер, выражаются в крупных преобразованиях и перемещениях эндогенного вещества, которые охватывают, по меньшей мере, литосферу и подстилающие слои верхней мантии. Вероятно, ротагенные причины на определенных этапах развития Земли привели к формированию проявлений кимберлитового магматизма планетарного масштаба, что позволяет выделять в геологической истории Земли эпохи кимберлитового магматизма.

С другой стороны, в периоды крупномасштабных биотических катастроф планетарного масштаба наряду с вымиранием флоры и фауны происходило формированию крупнейших месторождений полезных ископаемых различной металлогенической специализации, в том числе эндогенных. Так, мел-палеогеновый биотический кризис, кроме массового вымирания биоты, привел к формированию крупнейших месторождений нефти, газа, угля, грандиозных отложений мела и сланцев. Мел-палеогеновая эпоха тектоно-магматической активизации является и наиболее продуктивной на планете по проявлению эксплозивных процессов и по масштабности кимберлитового магматизма. В Кировоградском блоке Украинского щита (УЩ) нами установлены кимберлитопроявления трех эпох тектоно-магматической активизации: позднепротерозойской, девонской и также мел-палеогеновой [7]. Эпохи кимберлитового магматизма позволяют однозначно фиксировать периоды интенсивной активизации мантии (а, возможно, и ядра) в планетарном масштабе. Их сопоставление с масштабными биотическими кризисами дает возможность определения наличия связи между формированием разломной тектоники, возникающей при изменении ротагенных параметров движения планеты, сопровождающейся перемещениями мантийного вещества по разломам, и периодами коллизионных обстановок планетарного масштаба.

Масштабы глубинной дегазации на планете и связь с ней процессов формирования месторождений полезных ископаемых различной специализации

По петрологическим данным для генерации кимберлитовых магм кроме давления $15x10^2$ Па, которому соответствуют глубины более 150 км, необходимо присутствие углекислоты, источником которой служат мантийные флюиды, проникающие в зоны генерации магм по проницаемым каналам из мантии, возникающим при тектонических активизациях, что подтверждается изотопным составом углерода (табл. 1). Углекислота является важнейшим компонентом и в процессе формирования гидротермальных месторождений уран-натровой формации [5]. Установленная в Кировоградском урановорудном районе Кировоградского блока УЩ пространственная и временная сопряженность кимберлитопроявлений, в том числе алмазоносных, и участков

уранового оруденения, которая наблюдается и в других урановорудных районах мира [7], по нашему мнению, является внешним выражением связи гидротермальных месторождений урана и щелочно-ультраосновного магматизма с глубинными мантийными структурами.

Таблица 1. Изотопный состав углерода из кимберлитов (по Ваганову В.И. и др. [2])

Местоположение (число исследованных трубок)	Исследователи	Кальцит из кимберлита
		$\delta^{13}C$, ‰ (среднее содержание)
Якутия (3)	Виноградов А.П., Кропотова О.Н.	-0,32÷-0,69 (-0,53)
Африка (16)	Виноградов А.П., Кропотова О.Н.	-0,27÷-1,03 (-0,54)
Сев. Америка	Виноградов А.П., Кропотова О.Н.	-0,38÷-0,42 (-0,40)
Якутия (2)	Мамчур Г.П.	-0,38÷-3,4 Большинство значений лежит в интервале 0÷-1,0
Якутия (1)	Зольников Г.В.	-0,62÷-0,78

Урановорудные зоны всех месторождений Кировоградского урановорудного района характеризуются неравномерно повышенным содержанием карбонатного углерода. Карбонаты представлены главным образом кальцитом с близким по изотопному составу углеродом (до -3,9 ÷ -1,5 ‰), а также глубинным анкеритом главной продуктивной ассоциации [5] (табл.2), в которой большая часть углерода имеет глубинное происхождение при определенной доле коровой составляющей.

Таблица 2. Изотопный состав углерода и карбонатов продуктивных зон уран-натровых месторождений [5]

Месторождения (Кировоградский U-рудный район УЩ)	Углерод валовый	Кальцит (анкерит)
	$\delta^{13}C$, ‰	$\delta^{13}C$, ‰
Мичуринское (южные фланги)	До -3,2	-1,1 ÷-0,4
Мичуринское	До -1,5	-1,5
Северинское	До -3,9	-4,2 ÷-1,0

По утверждению Ф.А. Летникова [8], при масштабном поглощении углекислоты глубинными расплавами флюиды могут претерпевать инверсию, превращаясь из окислительных в восстановительные, что должно препятствовать извлечению урана. Источником углекислоты могут быть первичные, наиболее глубинные мантийные флюиды, для которых большинство исследователей обосновывает сугубо восстановительный водородно-углеродный (с CH_4, CO) характер [8]. Такие флюиды, окисляясь при проникновении в верхние зоны коры, могут преобразовываться в существенно углекислотные. Инверсия мантийных флюидов водородно-углеродного состава в углекислотные при подъеме на коровые структурные этажи, по нашему мнению, объясняет источник части углерода в карбонатах месторождений уран-натровой формации с изотопной характеристикой коровой природы при полном отсутствии карбонатсодержащих вмещающих толщ в разрезе Кировоградского урановорудного района. При сопоставлении изотопии карбонатов необходимо учитывать глубины рудогенерации эндогенной природы. Так, генерация кимберлитовых магм однозначно осуществляется на уровнях верхней мантии (~ 150 км) и в процессе тектонической активизации подъем алмазоносных кимберлитовых магм на верхние структурные этажи осуществляется с колоссальной скоростью, в противном случае алмазы сгорают. В то же время генерация урановых руд из компонентов мантийной природы осуществляется вследствие эволюционирования сложных рудногеологических систем на внутрикоровом уровне. При этом, флюиды мантийной природы, в частности водородно-углеродного состава, возможно, претерпевают вторичную трансформацию при подъеме на коровые глубины, превращаясь в существенно углекислотные [8] Это, вероятно, и приводит к появлению среди карбонатов продуктивных зон натрий-урановых месторождений Кировоградского рудного района УЩ

диапазона изотопной составляющей корового происхождения.

Примечательно, что уран является постоянным сопутствующим элементом кимберлитов, в том числе, кимберлитов промышленно алмазоносных трубок (табл.3).

Таблица 3. Содержание урана в кимберлитах в различных регионах

№	Название объекта и его приуроченность	Содерж. U, г/т
1	Трубка Айхал, Якутия*	1,22-7,85
2	Трубка Удачная – Восточная, Якутия*	1,68-3,58
3	Трубка Удачная-Западная, Якутия*	0,80-4,57
4	Трубка Ботуобинская, Якутия*	0,35-7,14
5	Трубка Нюрбинская, Якутия*	0,28-3,71
6	Трубка Комсомольская, Якутия*	0,81-3,71
7	Трубка Катока, Ангола*	1,04-19,93
8	Лелековские и щорсовские кимберлиты, Кировоградский U-рудный район, Украина	3,0-18,0

(*- по Столбову Ю.М., Зинчуку Н.Н. [9])

Результаты расчетов, выполненных Г.И. Войтовым показали, что вынос глубинного метана сопоставим по масштабам с выносом глубинной углекислоты. и что в процессе глубинной дегазации Земли, через разрез стратисферы проходят гигантские количества УВ и углекислоты на пути в гидросферу и атмосферу [4]. Выполненные исследования (Б.М. Валяев [4]), а также последующие обобщения и интерпретации показали, что метан с легкими метками изотопного состава углерода (до -60, -70 $^{0}/_{00}$), соответствующий коровому диапазону, может не только генерироваться на абиссальной глубине, но и приобретать такие значения $\delta^{13}C$ в результате вторичных процессов трансформации глубинных УВ-флюидов. Эти выводы вносят значительные коррективы при использовании изотопных данных, поскольку из них следует, что флюиды мантийного генезиса, содержащие УВ-газы и углекислотные составляющие при подъеме на верхние структурные этажи претерпевают инверсию, либо вторичную трансформацию, что, вероятно, приводит к изменению диапазонов изотопных составов углерода метана и карбонатов, и обогащению их первоначального состава «коровыми» значениями. Следовательно, на самом деле, влияние мантийных флюидов распространено гораздо шире, чем предполагается по изотопии углерода, и именно они в процессе мантийной дегазации Земли сопровождаются накоплением полезных компонентов широкого спектра на различных структурных этажах.

Основные планетарные эпохи кимберлитового магматизма и их связь с глобальными биотическими кризисами

Использование радиогенных датировок кимберлитового и лампроитового магматизма при сопоставлении с эпохами глобального мощного корообразования и общего магматизма позволило выделить восемь основных эпох кимберлитообразования (Зинчук Н.Н. и др. [6, 3]). Сопоставление выделенных основных эпох кимберлитового магматизма с кривой содержания CO_2 в земной атмосфере [1] и этапами основных биотических кризисов нашей планеты позволило выявить их синхронность (рис. 1): из восьми эпох кимберлитового магматизма шесть совпадают или почти совпадают с главными импульсами отвечающих им крупнейшим массовым вымираниям и еще одно – с периодами малых массовых вымираний. Исключение составляет лишь эпоха катастрофы «Великая смерть» (251 млн. лет), приведшая к гибели 95% живых существ, в том числе 53% семейств морских животных, 84% морской флоры и приблизительно 70% сухопутных организмов [11], которая не отмечена как эпоха кимберлитопроявлений. Примечательно, что вероятной причиной катастрофы «Великая смерть» называют мощную вулканическую активность, происходившую на границе перми и триаса, характеризуемую, в том числе, излиянием сибирских траппов, покрывших почти всю Центральную Сибирь. При этом, предполагают, что излияния траппов были неоднократными, что вероятно приводило к

частым резким изменениям климата и уровня моря, а также чрезмерно кислой обстановке, создаваемой выводящимися из атмосферы соединениями серы (что могло вызывать, к примеру, интенсивные кислотные дожди) [11].

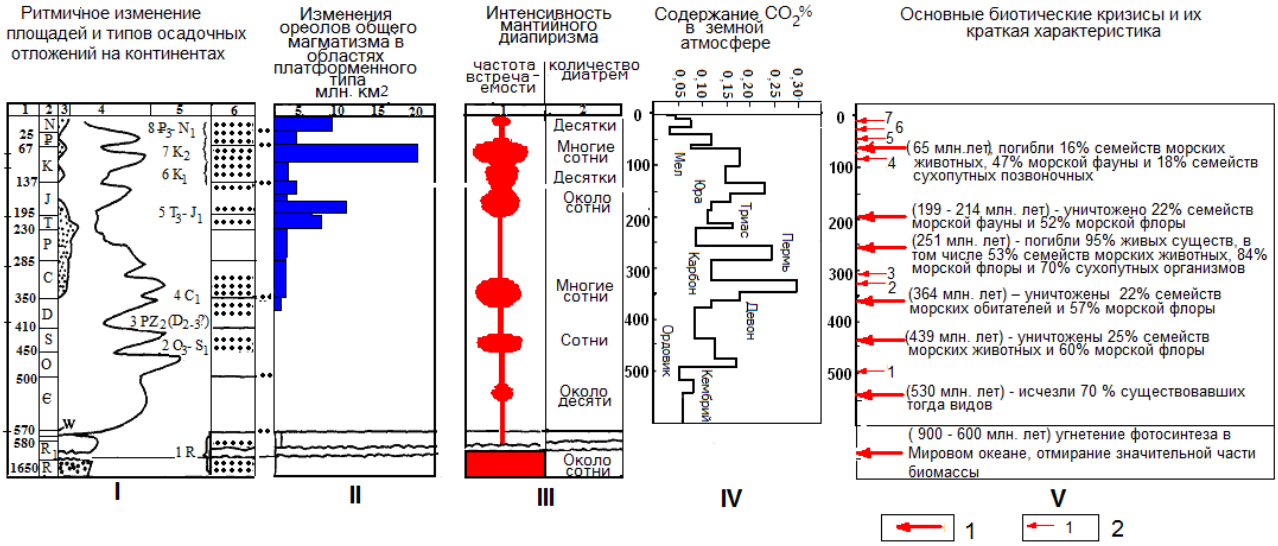


Рис. 1. Сопоставление в неогее Земли этапов осадконакопления, мощного корообразования (I), общего магматизма (II), интенсивности кимберлитового магматизма (III) (по Зинчуку Н.Н. и др. [6] с использованием диаграмм Н.М.Страхова), содержания CO_2 в земной атмосфере (по Бойченко С.Г. и др. [1]) (IV), основных биотических кризисов (по Ясаманову Н.А. [11]) (V). Условные обозначения: I : 1 – геохронологическая шкала, млн. лет; 2 - то же, индексы; 3, 4 – сравнительная доля площадей, сложенных континентальными обломочными (3) и морскими (4) отложениями, 5 – перерывы в осадконакоплениях, отвечающие эпохам мощного корообразования; V: 1 – крупные массовые вымирания; 2 - малые массовые вымирания возрастов: 1 – 495-500 млн. лет, 2 – 330 млн. лет, 3 - 305 млн. лет, 4 – 105 млн. лет, 5 – 55 млн. лет, 6 – 30 млн. лет, 7 – 5 млн. лет.

По данным Кривоноса В.Ф., приведенным в монографии [3], кимберлитовый магматизм этого геологического времени отмечен в Лучаканском (246-253 млн. лет по данным измерений K-Ar методом), Куранахском (246-263 млн. лет по данным измерений K-Ar методом), Стародеченском (246 млн. лет по данным измерений K-Ar методом) кимберлитовых полях Якутской алмазоносной провинции и северо-американских кимберлитовых полях Усть-Огайо (252-281 млн. лет по данным измерений K-Ar методом) и Эллиот (257 млн. лет по данным измерений Rb-Sr методом). В связи с указанным фактом связи «коллизионная активизация мантии – массовые вымирания биоты» вероятно необходимо добавление еще одной эпохи кимберлитового магматизма на границе пермь-триас (251 млн. лет).

В литературе неоднократно упоминается о связи вулканической активности и климата [11, 1]. Основное объяснение такой связи - при повышении вулканической активности в атмосферу выбрасывается много водяных паров, углекислого и сернистого газа. Несмотря на то, что все известные климатические катастрофические события по времени совпадают с эпохами глобального вымирания, их глобальная синхронность с мантийным магматизмом, ювенильной дегазацией, формированием месторождений полезных ископаемых различной специализации заставляет предполагать существование глобальных коллизионных обстановок планетарного масштаба в эти периоды, что может быть обусловлено исключительно изменением ротагенного режима Земли под воздействием космических факторов. Все перечисленные процессы прямо или косвенно влияли на состояние среды обитания биоты и на сами организмы. Массовая гибель жизни на Земле могла быть вызвана сочетанием различных факторов, но все же совокупное их воздействие, очевидно, вызвано, изменением ротагенного режима Земли под влиянием космических физических полей.

Новая ротационная гипотеза (Тяпкин К.Ф.) [10] объясняет геологический аспект воздействия на планету космических физических полей. В ее основе лежат представления о том, что тектонические активизации Земли являются результатом разрядки планетарных напряжений, накапливаемых в литосфере в процессе взаимодействия планеты с окружающими ее физическими полями: гравитационными, электрическими, магнитными или электромагнитными. Это вызывает реакцию всех составных частей Земли, в частности, ядра и мантии. Вследствие этого пространственное положение основных структур земной коры определяется законом распределения планетарных напряжений, разрядка экстремальных значений которых приводит к образованию глубинных разломов первого порядка, в пределах которых происходит усиление магматических, метаморфических процессов, усиление поступления ювенильного вещества, прежде всего щелочей, летучих и рудных компонентов. Это в итоге способствует возникновению в пределах глубинных разломов относительно локальных геологических систем, наиболее благоприятных для развития интенсивного и дифференцированного рудообразования, обеспечивает стабильность рудообразующих систем, длительность и полноту развития рудообразующих процессов, глубокую дифференциацию и концентрацию эндогенного вещества вплоть до промышленных кондиций.

Мы полагаем, что коллизионные обстановки общепланетарного масштаба, которые приводили к эксгумации глубинными разломами алмазоносного протолита и выводу к земной поверхности флюидо-магматических колонн обусловлены ротагенными причинами, которые на определенных этапах развития Земли привели к формированию проявлений кимберлитового магматизма планетарного масштаба и к синхронным биотическим кризисам. Это дает основания выдвинуть предположение существования цепочки «изменение ротационного режима Земли - коллизионная активизация мантии – тектоническая активизация, усиление магматизма, в том числе мантийного, интенсивная ювенильная флюидизация и дегазация, массовые вымирания биоты – формирование крупных месторождений полезных ископаемых различного генезиса».

Заключение

Установленная временная связь биотических кризисов и масштабных геологических процессов, прежде всего эпох кимберлитопроявлений, как индикатора коллизионной активизации мантии планетарного масштаба, позволяет говорить о биогеотических кризисах Земли, обусловленных общими ротагенными причинами.

Литература

1. *С.Г. Бойченко, В.М Волощук* Колебания климата и вековая динамика содержания углекислого газа в земной атмосфере // Геофизический журнал, 2005, №1, Т.27. С.172-186.
2. *В.И. Ваганов, С.В. Соколов,* Термобарометрия ультраосновных парагенезисов М.: Недра, 1988, 149 с.
3. *В.И. Ваганов* Алмазные месторождения России и мира (Основы прогнозирования) М.: Геоинформарк, 2000, 371 с.
4. *Б.М. Валяев* Углеводородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений // Геология нефти и газа, 1997, №9, С.30-37.
5. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / *под ред. Я.Н. Белевцева, В.Б.Коваля*, К.: Наук. думка, 1995, 376 с.
6. *Н.Н. Зинчук, А.Д. Савко, Л.Т. Шевырев* О количестве эпох мощного корообразования и кимберлитового магматизма в неогее Земли //Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998, С. 1-14.
7. *А.А. Калашник, Г.М. Москаленко* Геолого-структурные особенности пространственного размещения кимберлитопроявлений и урановорудных объектов в Кировоградском рудном районе Украинского щита // Мінеральні ресурси України. 2010, №2, С.8-18.

8. *Ф.А. Летников, И.К. Карпов, А.И. Киселев и др.* Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука,1977. 251с.
9. *Ю.М. Столбов, Н.Н. Зинчук* О природе ураноносности кимберлитовых пород Якутской алмазоносной провинции /Тр. IV Межд. научно-практ. конф. «Комплексное изучение и освоение природных и техногенных россыпей», Симферополь, 2007, С.102-106
10. *К. Ф. Тяпкин, Т.Т. Кивелюк* Изучение разломных структур геолого-геофизическими методами. М.: Недра, 1982, 239с.
11. *Н.А.Ясаманов* Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1989, 294 с.

ОСОБЕННОСТИ ПРОВЕДЕНИЯ ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КАРБОНАТНО-СУЛЬФАТНЫХОТЛОЖЕНИЙ В УСЛОВИЯХ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Головин Б.А.[а], Головин К.Б.[б], Калинникова М.В.[а]

[а] Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия
[б] Саратовский филиал ФГУ «ТФГИ по Приволжскому федеральному округу», Саратов, Россия
(kalinnikova1@rambler.ru)

Конец XX века ознаменовался открытием ряда уникальных месторождений углеводородного сырья (Астраханское, Карачагонакское, Жанажольское, Тенгизское), принадлежащих к Прикаспийской нефнегазоносной провинции.

Специфика геологических условий здесь обусловлена эволюцией осадочного комплекса пород в рамках крупной отражающей структуры (мегаситеклизы).

Характерной особенностью этой провинции является наличие мощной толщи палеозойских и мезозойских осадочных пород; значительной ролью в разрезе карбонатных и галогенных отложений; наличие зон АВПД; приуроченность крупных по запасам продуктивных комплексов к сложно построенным подсолевым карбонатным и терригенным коллекторам; высокая минерализация подземных вод; наличие большого числа залежей с трудно извлекаемыми запасами и высоким содержанием сероводорода.

Наиболее распространенными типами карбонатных коллекторов являются порово-трещинный, порово-каверно-трещинный, которые приурочены к подсолевым отложениям. Получение достоверной геолого-геофизической информации стандартными методами в этих условиях зачастую не дает желаемых результатов и требует внедрения в практику поисково-разведочных работ новых технологий геофизического информационного обеспечения. В качестве одной из таких технологий и была предложена информационно-измерительная система (геолого-технологические исследования - ГТИ) скважин (см. Табл. 1).

Таблица 1

Геолого-технологические особенности применения ГТИ в Прикаспийской нефтегазоносной провинции

Разрез				Продуктивный комплекс		
Тип	Мощность осадочного чехла			Литологический состав	Тип коллектора	Стратиграфический диапазон
	Всего, тыс. м	в т.ч. отложений,%				
		Карбонат.	Солевой			
Карбонатно-терригенный, с наличием солей, зон АВПД	8-20	30	20	Карбонатно-терригенный	Поровый, сложный	D-K-P

Продолжение таблицы 1

Пластовый флюид		Скважинные условия					
нефть	вода	сред. глуб. макс. глуб. (м)	сред. темпер. макс. темпер.	сред. давл. макс. давл. (МРа)	диаметр скв., мм	промывочная жидкость	наличие осложнений
плотность, г/см^3	минерализация, г/л						
0.8о5-0.906	100-380	3180 7000	80 180	60 140	140-214	Соленая	АВПД

Авторами сформирован и опробован в условиях Прибортовой зоны Прикаспийской впадины типовой комплекс геолого-технологических исследований (ГТИ) для изучения геологического разреза

поисково-разведочных скважин в пределах Прикаспийской провинции (см. Табл. 2).

Таблица 2

Типовой комплекс ГТИ для изучения геологического разреза поисковых и разведочных скважин

Вид исследований			По всему разрезу			В перспективных интервалах		
Методы		Решаемые задачи	Литологостратиграфическое расчл. разреза	Выделение коллекторов	Выявление продуктивных пластов	Литологостратиграфическое расчл. разреза	Выделение коллекторов	Выявление продуктивных пластов
Обязательные методы	Геолс-геохимические методы	Макро- и микроскопия	+	+	+	+	+	+
		Фракционный анализ	+			+		
		Карбонатометрия	+			+		
		Люминисцентный анализ		+	+		+	+
		Плотность пород						
		Пористость					+	
		Газовый каротаж					+	
		Газовый анализ пластового флюида		+	+		+	+
								+
	Технолс гические измерения	Глубина	+	+	+	+	+	+
		Механическая скорость	+	+		+	+	
		Расходометрия						
		Давление раствора на входе		+			+	
				+			+	
Дополнительные методы	Геологс-геохимические методы	Инфокрасная спектрометрия	+			+		
		Элементный анализ						
		Газометрия шлама				+		
		Измерение ОВП пород						+
		Анализ пород методом ЯМР						+
		Фотокалориметрия					+	
		Изучение микровключений						
								+
								+
	Технолс ги-ческие измерения	Термометрия		+			+	
		Резистивиметрия раствора		+			+	
		Виброакустический каротаж						
		Испытание свабированием	+			+		
								+

Сопровождение процесса строительства скважин геолого-технологическими исследованиями, выполненными при разбуривании ряда поисковых площадей и месторождений в Саратовской области (Красно-Кутское, Карпенское, Ждановское, Мокроусовское и др. всего более 20 глубоких поисково-разведочных скважин), позволило обеспечить оптимизацию процесса бурения в чрезвычайно сложных геолого-технологических условиях и получить достоверную геолого-геофизическую информацию о литологическом составе пород-коллекторов и их петрофизических характеристиках.

СТРУКТУРНО-ПАРАМЕТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ АНОМАЛЬНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ОЦЕНКЕ ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ ОРУДЕНЕНИЯ

Калько И.А.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(ildar.kalko@gmail.com)

Введение

Одной из ключевых задач при геохимических поисках месторождений полезных ископаемых на открытых территориях является оценка прогнозных ресурсов оруденения. Формальный подход к прогнозной оценке, без учета рудно-формационного типа проявления приводит к существенным ошибкам. Применение при оценке прогнозных ресурсов структурно-параметрического подхода позволяет учесть формационный тип проявления и отказаться от применения коэффициента остаточной продуктивности, доли забалансовых руд и выбора глубины, на которую распространяется оруденение. В основе подхода лежит выделение структурных зон в аномальном геохимическом поле (АГХП) и применение принципа подобия.

Фактический материал

Исследования основаны на результатах спектрального и химико-спектрального анализа проб по вторичным ореолам рассеяния, отобранных Анюйским государственным горно-геологическим предприятием, частично с участием автора.

Литохимическая съемка была проведена на территории Верхне-Яблонской металлогенической зоны по сети 500×100 м. Аналитическая база, на основе которой были проведены исследования, составила около 15 тыс. проб.

Методика исследований

На территорию, покрытую литохимической съемкой, были построены моноэлементные карты. Далее, по методике Соколова [8] в строении АГХП выделялись ядерная, промежуточная, внешняя зоны. В ядерную зону объединялись аномалии элементов, характеризующиеся пространственной корреляцией с содержаниями: Au≥0,1 г/т, Ag≥3 г/т, Pb≥500г/т, Mo≥20г/т, As≥200г/т, Zn≥ 500 г/т. В промежуточные зоны АГХП выделялись участки, прилегающие к ядерной части, на площади которых развиты средне- и слабоконтрастные аномалии рудных элементов, пространственно перекрывающиеся между собой. Внешняя зона АГХП включала пространственно разобщенные слабоконтрастные аномалии элементов. Конечная конфигурация каждой из структурных зон корректировалась с учетом геологической обстановки: в одно поле объединялись аномалии, распространенные на близких по составу и возрасту геологических образованиях или сложенные различными геологическими образованиями, прорванными одновозрастными интрузивами.

Для ядерных, промежуточных и внешних зон АГХП определялись площади, средние содержания элементов, коэффициенты концентрации, площадные и удельные продуктивности. Каждая из зон характеризовалась геохимической ассоциацией, представленной ранжированным рядом убывающих по степени концентрации элементов.

Параметры и характеристики АГХП Ю.Н. Николаев [6] увязывает по аналогии со Ю.М. Щепотьевым [3] со степенью эродированности вулканоструктур

По рассчитанным параметрам проводилась типизация выделенных АГХП. Для каждого из типов АГХП подбирался эталонный объект с известными параметрами для оценки прогнозных ресурсов методом подобия.

$$Q_{проявл} = \left(\sqrt{\frac{P_{проявл.}}{P_{этал.}}} \right)^3 \cdot Q_{этал}$$, где $Q_{проявл.}$ – оценка прогнозных ресурсов для проявления, $Q_{этал.}$ – запасы (прогнозные ресурсы) эталонного

объекта, $P_{прояв.}$, $P_{этал.}$ – площадные продуктивности проявления и эталонного объекта, полученные по вторичным ореолами рассеяния.

В принципе геохимического подобия [9] заложено утверждение, что характеристики объектов разной крупности соотносятся через коэффициент подобия (æ):

$$æ=\frac{a_{проявл.}}{a_{этал.}}=\frac{h_{проявл.}}{h_{этал.}}=\frac{L_{проявл.}}{L_{этал.}}=\frac{M_{проявл.}}{M_{этал.}}=\sqrt{\frac{P_{проявл.}}{P_{этал.}}}=\sqrt[3]{\frac{Q_{проявл.}}{Q_{этал.}}},$$

где a, h, L, M, P, Q – соответствующие параметры объектов: мощность, полная протяженность оруденения на глубину, протяженность по простиранию, линейная продуктивность, площадная продуктивность, запасы.

Общие сведения о районе работ

Район работ расположен в Чукотском автономном округе, на водоразделе рек Анадырь - Б. Анюй - М. Анюй. Рельеф территории низкогорный, участками среднегорный, интенсивно расчлененный.

Большая часть территории исследования расположена в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и лишь небольшая площадь относится к Яракваамскому поднятию и Южно-Анюйскому прогибу. Яракваамское поднятие в непосредственной близости к территории сложено вулканитами средне- и позднедевонского возраста (липариты, дациты и их туфы). Образования Южно-Анюйского прогиба представлены нерасчлененными позднеюрскими вулканогенно-осадочными отложениями. Образования ОЧВП включают три структурных яруса, разделенных структурным несогласием: нижний ярус сложен раннемеловыми вулканогенными, осадочными и вулканогенно-осадочными породами; средний яруса представлен вулканогенными толщами позднего мела; верхний ярус включает в себя условно палеогеновые платобазальты. На территории выделяют позднемеловой интрузивный, меловой субвулканический комплекс. Позднемеловой интрузивный комплекс представлен габбро, габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, гранитами, гранодиоритами, кварцевыми сиенит-порфирами, слагающими массивы, мелкие тела и дайки. Состав субвулканических образований варьирует от базальтов до риолитов, гранит-порфиров. Они слагают штоки, купола, силлы, лакколиты. Разрывные нарушения широко распространены по всей территории работ и играют важную роль в размещении магматических образований и полезных ископаемых. Территория относится к Верхне-Яблонской металлогенической зоне и характеризуется ярко выраженной золоторудной специализацией [1].

Характеристика главных типов АГХП

Структурно-морфологические особенности АГХП тесно связаны с геологическим строением и рудно-формационной принадлежностью объектов. Во всех АГХП объектов выделяются внутренняя (ядерная), промежуточная и внешняя зоны, которые имеют различную морфологию, размеры, состав и степень концентрации главных и сопутствующих элементов.

АГХП золото-серебряных рудных полей приурочены к умеренно эродированной вулканоструктуре, сложенной верхнемеловыми вулканитами, вмещающими субвулканические тела и дайки кислого-среднего состава. Они имеют небольшие размеры (<20 км^2), эллиптически-зональную структуру, в которой выделяется узкая ядерная часть, занимающая менее 10% от общей площади. Морфология и параметры ядерных частей (выраженная линейность, протяженность 3-4 км при ширине 0,5-0,8 км) соответствуют параметрам жильных зон на объектах этого типа.

АГХП серебро-полиметаллического рудного поля приурочено к умеренно эродированной вулканоструктуре, сложенной вулканитами нижнего мела, прорванными субвулканическими и интрузивными телами. Оно характеризуется максимальными размерами ($S_{общ}$>60 км^2), изометрично, имеет полиядерную структуру, включает крупные

промежуточную и внешнюю зоны. Ядерные части относительно изометричны и отражают структурно-морфологические особенности строения жильного поля, представленного группами непротяженных жил. Ядерные части в сумме занимают около 7% от общей площади АГХП.

АГХП золото-сульфидно-кварцевой формации приурочены к краевой части ОЧВП, насыщенной интрузиями среднего-кислого состава, прорывающими нижнемеловые образования глубоко эродированной вулканоструктуры Они отличаются небольшими размерами (до 25 км^2), имеют изометричную или близкую к ней форму. Ядерные части АГХП имеют диаметр около 2 км, их доля в общей площади составляет 13-16%. Форма АГХП этого типа отвечает морфологии изометричных и линейно-изометричных штокверков с прожилковым оруденением.

АГХП собственно золотого типа приурочено к глубоко эродированной вулканоструктуре с выходами складчатого терригенного основания пояса. АГХП характеризуется небольшими размерами (<20 км^2) и имеет эллиптически-зональное строение. Отличительной особенностью АГХП является крупная ядерная часть (17 % от общей площади), невыраженная промежуточная зона (S=2 км^2, доля от $S_{общ}$ – 11 %). Эллиптическая форма ядер с соотношением осей 2,5:1 соответствует морфологии и параметрам жильно-прожилковых зон этого типа оруденения.

Строение АГХП молибден-порфирового рудного поля, приуроченного к глубоко эродированной вулканоструктуре, отражает структурно-морфологические особенности этого типа оруденения [5,7] и сходно с строением аномальных полей медно-порфировых объектов Баимского района, расположенного на сопредельной территории. Размеры АГХП (17 км^2) и его ядерной части (S<3 км^2) близки к параметрам средних по масштабу объектов этого типа.

Ассоциации ядерных частей АГХП в наибольшей степени отвечают составу развитых на их площади рудных формаций (типов оруденения).

Прогнозная оценка АГХП

Оценка масштаба запасов в прогнозируемых объектах определяется значениями площадных продуктивностей рудных элементов в АГХП. Абсолютные значения этого параметра рассматривались в увязке с конкретными типами оруденения.

Применительно к жильному (золото-сульфосольному, золото-галенит-сфалеритовому) типу оруденения величина P≈30 м^2% соответствует запасам крупного объекта (100 т, месторождение Купол). Исходя из принципа геохимического подобия, площадные продуктивности однотипных объектов различной крупности находятся в пропорциях $P_{мелк.}:P_{ср.}:P_{кр.}$ = 1:4,64:21,5. Для жильного типа золото-серебряной формации при $P_{кр} \geq 30$ м^2%, $P_{ср.}$ = 6,5-30 м^2%, $P_{мелк} \leq 6,5$ м^2%.

Аналогичным образом для золоторудных штокверковых (золото-сульфидно-кварцевого, собственно золотого) типов оруденения при значении $P_{кр} \geq 200$ м^2% (100 т Au, месторождение Весеннее [2]) площадные продуктивности для объектов смежных классов крупности составляют: $P_{ср.}$ = 43-200 м^2%, $P_{мелк} \leq 43$ м^2%.

Площадная продуктивность серебра в АГХП крупного рудного поля (Дукат [4]) с запасам 15 тыс. т составляет $P_{кр} \approx 11500$ м^2%. Исходя из рассмотренных выше пропорций, продуктивности серебра в АГХП серебро-полиметаллической формации различных классов крупности будут характеризоваться величинами: $P_{кр} \geq 8000$ м^2%, $P_{ср}$= 2000-8000 м^2%, $P_{мелк} \leq 2000$ м^2%. В указанный интервал значений площадных продуктивностей АГХП рудного поля с средним масштабом запасов серебра укладывается месторождение Гольцовое: P_{Ag} = 3000 м^2%, $Q_{Ag} \approx 2000$ т.

Площадная продуктивность свинца в АГХП данного типа, соответствующая крупному масштабу запасов, составляет $P_{кр} \approx 850$ тыс. м^2% (Дукат). Вычисленные соотношения между продуктивностями

свинца в АГХП серебро-полиметаллической формации различных классов крупности определяются значениями: $P_{кр}$≥500 тыс. м^2%, $P_{ср}$=100-500 тыс. м^2%, $P_{мелк}$≤20 тыс. м^2%. Площадные продуктивности свинца в АГХП (Р=22000 м^2%) мелкого по запасам рудного поля Гольцовое (Q≈20000 т) укладываются в соответствующий интервал. Разработанные критерии оценки коренного оруденения по параметрам ядерных частей АГХП (табл. 1) были использованы для прогноза оруденения на территории.

Таблица 1. Геохимические критерии оценки ресурсов в АГХП рудных полей

Главные и сопутствующие элементы	Параметры АГХП				
	Кс	Δq, т/м/км^2	$P_{кр}$, м^2%	$P_{ср}$, м^2%	$P_{мелк}$, м^2%
Золото-сульфосольный, золото-галенит-сфалеритовый типы					
Золото	≥ 30	≥ 0,5	≥ 30	6,5-30	1,5- 6,5
Серебро	≥ 10	≥ 20	-	-	-
Золото-сульфидно-кварцевая формация, собственно золотой тип оруденения					
Золото	≥ 100	≥ 0,5	≥ 200	40-200	10 - 40
Серебро	≥ 15	≥ 10	-	-	-
Серебро-полиметаллическая формация					
Серебро	≥ 15-100	≥ 30	≥ $8\cdot10^3$	$1{,}8\cdot10^3$-$8\cdot10^3$	$4\cdot10^2$-$1{,}8\cdot10^3$
Свинец	≥ 40	≥ 3000	≥ $5\cdot10^5$	$1\cdot10^5$-$5\cdot10^5$	$2\cdot10^4$-$1\cdot10^5$
Молибден-порфировая формация					
Молибден	10-20	30-90	1-$4\cdot10^3$		-

Оценка масштаба ресурсов молибдена в порфировых объектах по параметрам ядерных частей их АГХП представляется достаточно сложной задачей вследствие отсутствия адекватных эталонов. В месторождениях и проявлениях Баимского района молибден при уровне содержаний в рудах 0,01-0,03 % является сопутствующим компонентом меди, хотя его собственные запасы в некоторых месторождениях (Песчанка, Находка, Малыш) соответствуют масштабу крупных.

Оценка ресурсов оруденения в метрике собственных и привлеченных эталонов свидетельствует о наличие на территории перспективных АГХП, на площади которых прогнозируются средние по масштабу рудные объекты. К их числу относятся АГХП рудных полей, отнесенные к золото-сульфидно-кварцевой формации (Малышка, Китеп), собственно золотому (Пеледон) и золото-галенит-сфалеритовому типам оруденения (Токай). Перспективность АГХП подтверждена заверочными работами. В одной из штуфных проб с участка Пеледон установлены максимальные содержания золота – 878,2 г/т при содержании серебра 33,2 г/т. На рудном поле Токай канавами и скважинами вскрыты промышленные пересечения с содержаниями золота до 19,2 г/т, серебра – до 238 г/т.

Перспективность серебро-полиметаллической формации на площади работ представляется ограниченной. К средним по масштабу ресурсов серебра и свинца отнесены проявления Горностаевое и Нырковое, на которых по результатам заверочных работ выявлены преимущественно некондиционные руды.

Вместе с тем, на площади серебро-полиметаллических АГХП Двужильного узла и проявления Горностаевое существуют предпосылки к выявлению золотого и молибден-порфирового оруденения, о чем свидетельствуют достаточно высокие площадные продуктивности золота и молибдена, благоприятные геологические условия (умеренная эродированность вулканоструктур, приуроченность к узлам пересечения глубинных разломов) и результаты заверочных работ (на площади Двужильного узла около 27% штуфных проб имеют содержания более 1 г/т золота при максимальных значениях 14 г/т).

Менее перспективными на изученной площади являются АГХП молибден-порфировой формации. Отсутствие меди в составе рудоносных образований территории не компенсируется более высоким уровнем содержаний молибдена по сравнению с промышленными объектами порфировой формации, развитыми на сопредельной территории. При прогнозируемых содержаниях 0,03 % молибдена в рудах такие объекты не соответствуют промышленным кондициям.

Главные перспективы изученной территории связаны с объектами золото-

сульфосольного типа оруденения. Выделенный по геолого-геохимическим данным Средне-Кайемравеемский золото-серебряный узел включает крупное месторождение Купол, АГХП которого по своим параметрам уступает большинству средних и даже мелких АГХП золото-сульфидно-кварцевой формации и собственно золотого типа оруденения. В этой связи, несмотря на невысокую оценку ресурсов золота в сульфосольных объектах по результатам геохимической съемки масштаба 1:50000, подтвержденную при последующей детализации, некоторые из них заслуживает дальнейшего изучения. К их числу относится проявление Прикуп, где канавами вскрыто промышленное оруденение, и проявление Морошка, уровень эрозионного среза которого оценен как верхнерудно-надрудный. В пределах Средне-Кайемравеемский узла положительную оценку получило проявление Токай. Эта оценка подтверждена литохимической съемкой М 1:10000 и горными работами.

Заключение

Параметры, получаемые для структур АГХП, позволяют достоверно определять формационную принадлежность и оценивать прогнозные ресурсы, не привлекая коэффициент α (доля забалансовых руд).

Разработанные на основе моделей эталонных АГХП геохимические критерии могут быть использованы для прогноза и оценки основных типов оруденения в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.

Литература

1. *Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско–Чукотского вулканогенного пояса. - М., Наука, 1977, 170 с.
2. *Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Егоров В.Н., Шаповалов В.С., Прокофьев В.Ю., Колова Е.Е.* Закономерности размещения и условия формирования Au-содержащих Cu-Mo-порфировых месторождений Северо-Востока России // Геология рудных месторождений, 2006, т. 48, № 6, с. 512-539
3. Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана / Щепотьев Ю.М., Вартанян С.С. и др. - М., ЦНИГРИ 1989, 244 с.
4. *Колесников Д.И., Розинов М.И.* Условия формирования уникального серебряного месторождения Дукат (геология, вещественный состав рудовмещающих пород и руд) // Региональная геология и металлогения, 1999, № 3, с. 86-96
5. *Кривцов А.И.* Медно-порфировые месторождения мира. М., Наука, 235 с.
6. *Николаев Ю.Н., Аплеталин А.В.* Критерии прогнозирования золото-серебряного оруденения вулканогенных поясов по геохимическим данным / В сб. Прикладная геохимия, вып. 7, кн. 1: Минералогия и геохимия. - М., ИМГРЭ, 2005, с.202-217
7. *Попов В.С.* Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М., Наука, 1977, 200 с.
8. *Соколов С.В.* Структуры аномальных геохимических полей и прогноз оруденения. - СПб, 1998, 154 с.
9. *Соловов А.П.* Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. - М., Недра, 1985, 294 с.

ДВУХМЕРНОЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КАРБОНАТНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Камаева М.Д.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Седиментологическое моделирование процессов карбонатного осадконакопления является актуальной задачей вследствие необходимости учета этих процессов при проектировании нефтяных скважин. Кроме того, моделирование различных этапов развития региона с учетом процессов карбонатного осадконакопления позволяет уточнить геологическое строение и историю развития региона, а также уменьшить время и повысить точность обработки и интерпретации геофизических данных.

Для решения задачи двухмерного седиментологического моделирования карбонатного осадконакопления была разработана и реализована в виде программного модуля модель карбонатного осадконакопления. Разработка программного модуля выполнена в среде Borland C++ Builder 5.

В разработанной модели учтены следующие процессы: рост рифовых построек, волновое воздействие на рифовые постройки, отложение обломочных карбонатов, отложение пелагических карбонатов, снос терригенного материала в бассейн осадконакопления. Рост рифовой постройки определяется изначальной скоростью ее роста, освещенностью и мутностью среды. Отложение обломочных карбонатов определяется уровнем волнового воздействия, объемом рифовой постройки, находящимся ниже уровня волнового воздействия. Отложение пелагических карбонатов определяется скоростью осаждения карбонатных частиц, критической глубиной карбонатной компенсации.

На основе разработанного программного модуля были построены модели различных видов карбонатных платформ – рампов, исследована зависимость геометрии карбонатных платформ от значений входных параметров моделирования.

Были построены и исследованы модели ряда объектов Восточно – Черноморского региона: Вала Шатского (рис. 1),

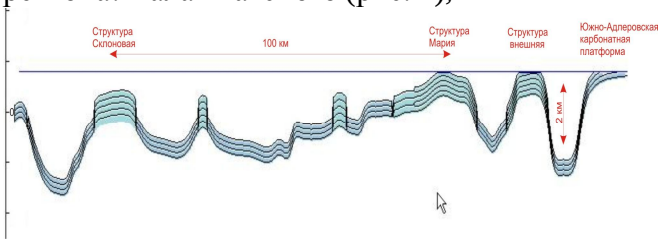


Рис. 1. Строение вала Шатского по результатам моделирования.

рифовой постройки Мария (рис. 2),

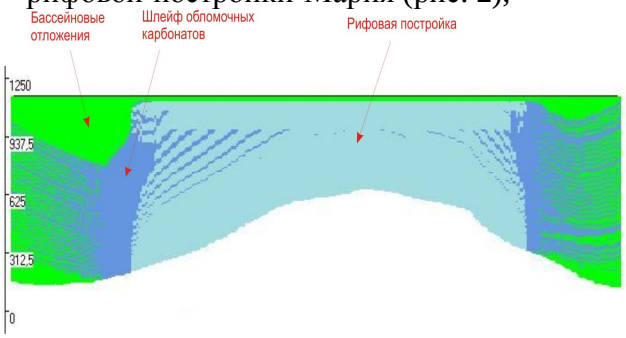


Рис. 2. Строение рифовой структуры Мария по результатам моделирования.

Хадыженского рифового пояса. Полученные на основе моделирования профили геологического строения в целом соответствуют теоретическим представлениям о строении этих объектов (рис. 3, 4).

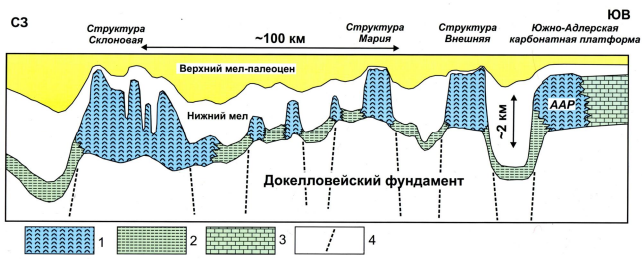


Рис. 3. Теоретические представления о строении вала Шатского (Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н., 2007)

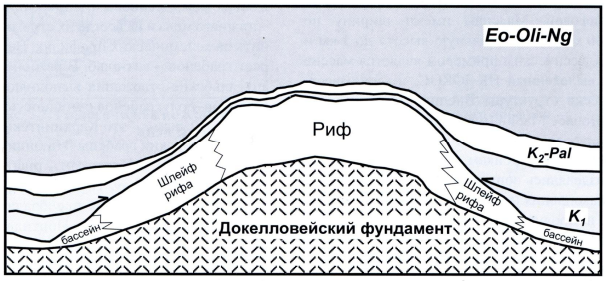


Рис. 4. Теоретические представления о строении рифовой структуры Мария. (Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н., 2007)

Анализ результатов исследования процессов карбонатного осадконакопления на основе разработанной модели и их соотнесение с теоретическими представлениями показали, что модель отражает основные особенности процессов карбонатного осадконакопления и может использоваться для моделирования реальных объектов.

НЕОТЕКТОНИКА И НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА БЕЛАРУСИ

Карабанов А.К.

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск

Современные представления о геологическом строении и неотектонике территории Беларуси базируются на результатах многолетних исследований белорусских геологов, основой которых был традиционный подход к изучению проблем эволюции земной коры и формированию месторождений полезных ископаемых. В то же время за последние 10-15 лет утвердился новый подход к изучению геологических структур, основанный на положениях геодинамики. Именно геодинамический подход дал возможность выявить основные черты неотектонической эволюции земной коры территории Беларуси.

Применительно к территории Беларуси важным рубежом является начало позднего олигоцена, когда произошло отступление последнего морского бассейна. С этим рубежом связаны геодинамические события глобального уровня - начало позднеальпийской эпохи тектогенеза, закрытие западной ветви палеоокеана Тетис. По геологическим данным для неотектонического этапа развития рассматриваемого региона характерны три геологические формации: терригенная буроугольная формация в объеме верхнего олигоцена – среднего миоцена; терригенная глинисто-алевритовая формация в объеме верхов среднего миоцена – нижнего плейстоцена; терригенная ледниковая формация в объеме среднего-верхнего плейстоцена. Границам между названными формациями отвечают фазы тектонической активизации, которые приходятся на вторую половину среднего миоцена и средний плейстоцен.

На территории Беларуси в позднем олигоцене-квартере сформировался новый структурный план, в значительной степени наложенный по отношению к структурам фундамента и платформенного чехла. Площадь региона в основном оказалась расположенной в пределах неотектонической Балтийско-Белорусской синеклизы, и двух смежных с ней неотектонических структур: Воронежско-Тверской антеклизы, Десненской седловины. К структурам регионального уровня на территории Беларуси относятся Смоленская и Припятская ступени, Березинский и Воложинский структурные заливы, Нарочанско-Плещеницкая седловина, Полоцкая депрессия [1]. Крупные новейшие структурные формы осложнены многочисленными малоамплитудными поднятиями и опусканиями субрегионального и локального уровня. Размеры самых крупных из них достигают первых десятков километров. К таким структурам относятся Ошмянский, Нарочанский, Плещеницкий купола (Нарочанско-Плещеницкая седловина), Дрогичинский и Червоноозерский структурные носы, Лельчицкий выступ (Припятская ступень), Кричевский и Лоевский выступы (Смоленская ступень). Количество более мелких (до нескольких км в поперечнике) локальных структур исчисляется сотнями. Локальные структуры подразделяются на впадины (синклинали, мульды), поднятия (купола, брахиантиклинали, антиклинали, валы), флексуры, ступени. Неотектонические структуры (пликативные и разрывные) образуют три основных группы: унаследованные формы (продолжающие развитие без длительного перерыва либо возрожденные, постумные); наложенные (испытавшие тектоническую инверсию); новообразованные (не обнаруживающие отчетливо выраженной прямой либо обратной зависимости от более древних структурных форм).

Имеется достаточно много данных, подтверждающих влияние новейших

тектонических процессов на строение кайнозойских отложений и формирование рельефа земной поверхности. Выявлены примеры малоамплитудных неотектонических ступеней, флексур, нередко наследующих структуру более глубоких горизонтов платформенного чехла (Шестовичско-Сколодинская, Наровлянско-Ельская ступени и др.). Ширина таких ступеней изменяется от 6-8 до 50-60 км, амплитуда смещений по разломам достигает 25-40 м. Характерной чертой новейших форм на северо-западе и севере Беларуси является их связь с блоковой структурой более древних образований платформенного чехла. К ограничивающим блоки разломам часто приурочены глубокие эрозионные врезы, нередко локальные структуры проступают в рельефе (морфоструктуры). Многие из морфоструктур сформировались в среднем и позднем плейстоцене. Особую группу представляют локальные формы (купола, брахиантиклинали, валы), развивающиеся как отраженные складки над растущими соляными поднятиями (криптодиапирами) либо наследующие суброзионные мульды проседания. К числу признаков новейшей активизации процессов галокинеза и суброзии относятся: формирование залежей бурого угля (буроугольная формация) и локальных линз озерных глин (глинисто-алевритовая формация) мощностью до нескольких десятков м в понижениях суброзионного и компенсационного генезиса; деформация слоев над сводами соляных поднятий (Первомайского, Александровского и др.), локализацию над некоторыми из таких поднятий (Первомайское, Сосновское и др.) карстовых озерных котловин глубиной до 10 м либо заторфованных понижений (оз.Святое и др.); широкое распространение отчетливо выраженных на поверхности позднеплейстоценовых зандровых и озерно-аллювиальных равнин локальных морфоструктур, отражающих до 85% от общего числа соляных поднятий; проявление большинства соляных структур в рисунке современной гидросети.

На формирование неотектонических структур оказали влияние явления гляциоизостатической природы. Установлен ряд геолого-геоморфологических признаков гляциоизостатических движений, в том числе деформации средне- и позднеплейстоценовых аллювиальных свит в долинах Днепра и Немана на участках, примыкающих к границе распространения последнего ледникового покрова; перекосы позднеплейстоценовых аллювиальных, зандровых и озерно-ледниковых террасовых уровней (Полоцкое приледниковое озеро, верхние террасы в долинах Немана у Гродно и Днепра у Орши); инверсия стока поверхностных вод, изменение характера гидросети в позднем плейстоцене; разрывы и флексурообразные изгибы моренных и других горизонтов в полосе краевых ледниковых образований. Максимальная амплитуда гляциоизостатических деформаций характерна для береговых линий Полоцкого озерно-ледникового водоема (до 40 м).

Формирование новейших структур повлияло на эволюцию гидрографической сети и характер подземной гидросферы. Судя по неотектоническим и палеогеографическим данным, окончательное оформление рек бассейна Балтийского моря произошло в среднем плейстоцене (в миоцене, плиоцене и раннем плейстоцене сток осуществлялся на юг и юго-запад, в сторону наиболее опущенных участков Мазурской и Подлясско-Брестской впадин и Припятского прогиба). Следствием формирования неотектонической Литовско-Эстонской моноклинали и появления нового регионального уклона стало изменение направления и скорости движения подземных вод. Значительное воздействие на подземную гидросферу Беларуси оказали материковые оледенения, воздействие которых предопределило перестройку верхней гидродинамической зоны и структуры слоя пресных подземных вод.

Характерными чертами киммерийско-

альпийского тектогенеза территории Беларуси является новейшая и современная активизация многих разломов доплатформенного и платформенного заложения. Такая унаследованность и ремобилизация образовавшихся ранее разрывных структур объясняется характером поля напряжений, обусловленным развитием коллизионных процессов на южном фланге Евразийской литосферной плиты Активизированные фрагменты разломов образуют неотектонические флесурно-разрывные зоны, которые проступают в структуре верхнеолигоцен-четвертичных отложений, нередко прослеживаются в современном рельефе, контролируют распределение эпицентров землетрясений. Геолого-геоморфологические данные свидетельствуют о значительном влиянии новейшей разломно-блоковой тектоники как на формирование структуры новейших отложений, так и современного рельефа. Признаками такого влияния служат совпадение активных разломов и карстовых форм, выполненных отложениями буроугольной формации; парагенез конечно-моренных возвышенностей, других краевых ледниковых образований с активными разломами (Ошмянским, Налибокским, Шестовичским и др.); нарушения первоначального залегания отложений, выраженные уступами, флексурами, разрывами слоев; резкое изменение мощности и/или состава отложений на разных крыльях активного разлома; локализация над разломом тектоно-ледниковых форм рельефа - озовых и инъективных озоподобных гряд, совпадающих с ним по простиранию и сформировавшихся в трещинах мертвого льда; расположение непосредственно над разломом гляциодислокаций и эрозионных врезов.

Каковы главные геодинамические факторы, обусловившие характер неотектонической эволюции земной коры территории Беларуси? К геодинамическим факторам глобального уровня, определявшим формирование крупнейших тектонических структур рассматриваемого региона, следует отнести геодинамические процессы на внешних границах Евразийской литосферной плиты, выразившиеся в развитии Альпийско-Карпатского коллизионного орогена. К факторам регионального уровня относятся континентальный рифтогенез в Восточной Балтике и воздействие плейстоценовых ледниковых покровов [2].

Литература

1. Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карабанов А.К., Палиенко В.П., Шляупа А.И. Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы // Геотектоника 1999, № 5. С. 3–14.

2. Карабанов А.К., Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е. Неотектоника и неогеодинамика запада Восточно-Европейской платформы. – Мн.: Беларуская навука, 2009. – 172 с.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ФУНДАМЕНТА ЗЕМЛИ ЭНДЕРБИ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА)

Каратаев Г.И., Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Мясников О.В.

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, german@nature.basnet.by

Введение

Выдающийся кормчий планетарной тектоники академик Виктор Ефимович Хаин большое внимание уделял наименее изученному материку Антарктида, которому посвятил специальный том своего уникального труда «Региональная геотектоника». Уже несколько лет подряд в Восточной Антарктиде на Земле Эндерби работает белорусская группа в районе горы Вечерняя восточнее российской станции Молодежная [2]. В частности, в 54-ой Российской антарктической экспедиции 2008/2009 гг. впервые от Беларуси принял участие геолог О.В.Мясников. На Вечернегорской площади были выполнены маршрутные гравиметрические рейсы, маршрутные геологосъемочные работы с отбором образцов горных пород, рекогносцировочные работы в качестве основы проектирования локальных геодинамических полигонов для изучения вековых вариаций во времени гравитационного и магнитного полей, обусловленных тектонофизическими процессами [7]. Одновременно в Институте природопользования НАН Беларуси обобщались материалы по региональным геолого-геофизическим исследованиям Земли Эндерби при консультации со специалистами ВНИИОкеангеологии (Санкт-Петербург) во главе с Г.Л.Лейченковым. В настоящей статье приводятся результаты выполненных в 2008-2010 годах на Земле Эндерби региональных и детальных геолого-геофизических исследований.

Региональные исследования

При изучении тектоники Земли Эндерби мы использовали существующие схемы тектонического районирования Антарктиды [3-6, 9-11, 14].

По материалам большинства исследователей восточнее района работ белорусской антарктической группы выделяется архейский протократон, стабилизировавшийся 2,8–2.5 млрд лет тому назад.

Земля Эндерби имеет ярко выраженное блоковое строение, обусловленное неравномерностью развития древних подвижных докембрийских террейнов и обновленное на фанерозойском этапе платформенного развития, особенно в новейшее время, связанное с формированием современной пассивной континентальной окраины. Центральная часть гор Земли Эндерби сложена, в основном, метаморфическими породами гранулитовой фации архейского (3,9-3,0 млрд лет) чарнокит-эндербитового комплекса Нейпирского террейна, окруженного с запада, юга и востока чарнокит-гранулитовым поясом Рейнерского террейна протерозойского возраста [9].

В докембрии Земля Эндерби и Восточные Гаты в Индостане составляли единое целое [14], что позволяет использовать геолого-геофизические материалы по Восточным Гатам [15] для понимания тектоники Земли Эндерби. Это явилось основой для тектонического районирования территории Земли Эндерби по картам аномалий гравитационного и магнитного полей [1].

Установлено, что гравитационное и магнитное поля Земли Эндерби принципиально дают одну и ту же картину районирования, но по магнитному полю – с большей проработанностью деталей из-за разномасштабности съемок. Согласно районированию аномального магнитного поля Земли Эндерби территория исследования разбивается на три субширотные зоны: Вечернегорско-

Нейпирскую, Улафско-Североэндербийскую и Щукинско-Южноэндербийскую, разделенные Красинско-Вернадской зоной северо-восточного простирания, при чем заметим, что структура всех четырех зон существенно различна. Так, для Вечернегорско-Нейпирской зоны характерны интенсивные положительные магнитные аномалии; Улафско-Североэндербийская зона представляет собой региональный минимум; Щукинско-Южноэндербийская зона выделяется по слабоинтенсивным в основном крупным по площади положительным аномалиям, перемежающимися с минимумами. Красинско-Вернадская зона характеризуется локальными максимумами и минимумами разной ориентировки, которые в целом имеют северо-восточное простирания. Заметим, кроме того, что Вечернегорско-Нейпирской зоне отвечает тип магнитного поля, который характерен для участков развития древних гранулитовых образований. На рис. 1 дана схема районирования территории Земли Эндерби по комплексу гравитационных и магнитных аномалий.

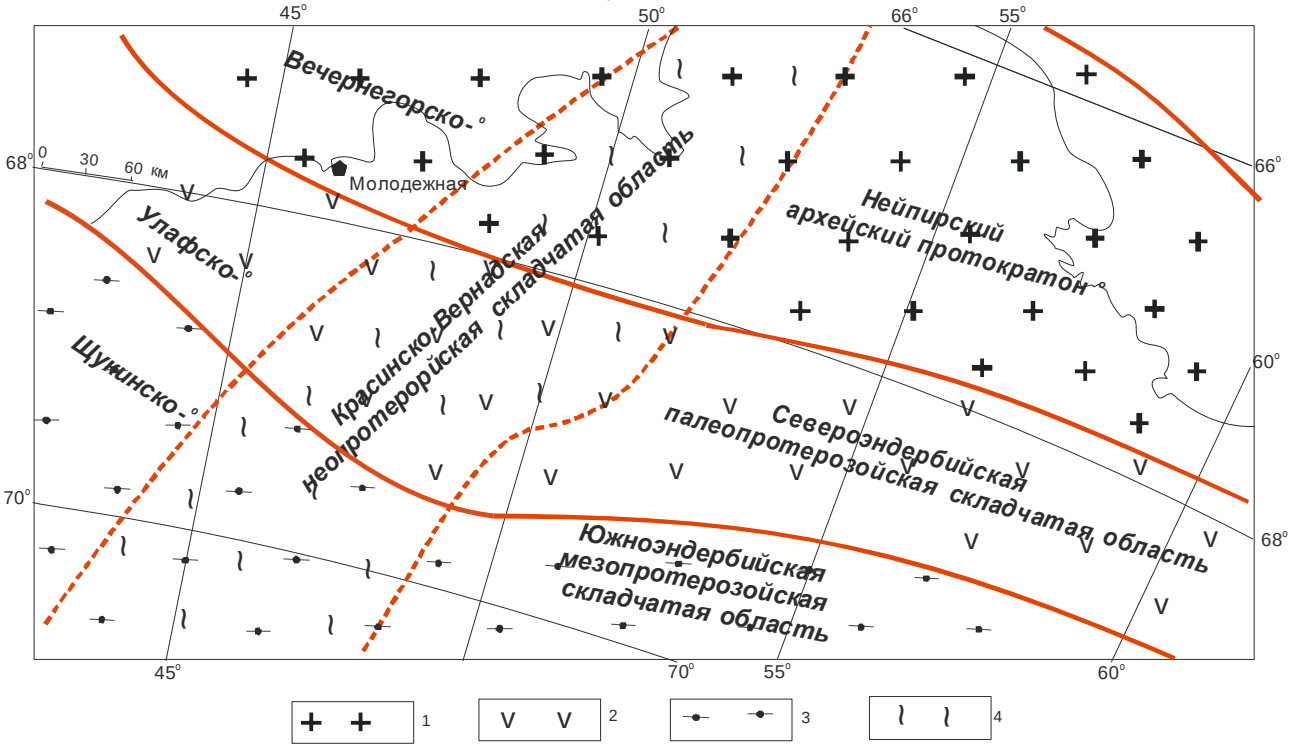


Рис. 1. Схема тектонического районирования Земли Эндерби 1 - архейский протократон; 2 – палеопротерозойская складчатость; 3 – мезопротерозойская складчатость; 4 – неопротерозойская складчатость

Следуя в целом представлениям Е.В.Михальского [10,11] о характере формирования фундамента Восточной Антарктиды, развитие тектонических событий на территории Земли Эндерби можно представить в следующей последовательности. Вдоль северо-восточной окраины Антарктического материка расположена древнейшая архейская дугообразная Вечернегорско-Нейпирская структура, стабилизировавшаяся 2,8-2,5 млрд лет назад. В протерозое последовательно сформировались две параллельные складчатые системы - сначала в палеопротерозое к 1,8-1,6 млрд лет Улафско-Североэндербийская, а затем в мезопротерозое около 1,15 млрд лет и Щукинско-Южноэндербийская.

К 0,7 млрд лет образовалась северо-восточная Красинско-Вернадская складчатая система, секущая все три субширотные дугообразные структуры.

Такое последовательно дугообразное развитие тектонических событий хорошо согласуется с циркумполярной структурой

Антарктиды, ее округлой формой и с характером расположения сейсмического пояса [1].

В этом аспекте геодинамическая модель формирования тектонической структуры Земли Эндерби представляется в следующем виде. К началу среднего архея в результате магматизма основного-ультраосновного ряда, гранитизации и метаморфизма в гранулитовой фации на объединенной территории Восточной Антарктиды и Индостана сформировался Восточно-Гатско-Вечернегорско-Нейпирский гранито-гнейсовый кратон. Дальнейшее наращивание вокруг него континентальной коры и позднейшие преобразования вещества под влиянием ультраметаморфизма, гранитизации и последующей активизации коры к концу архея завершилось становление зрелой континентальной коры. При этом в среднем протерозое вокруг Восточно-Гатско-Вечернегорско-Нейпирского кратона сформировался Улафско-Североэндербийско-Куддапахский подвижный пояс – прогиб. В позднем протерозое, характерном формированием подвижных поясов, возник Индо-Антарктический субширотный вулкано-плутонический пояс рифтогенного происхождения, разделивший Восточно-Гатско-Вечернегорско-Нейпирский гранито-гнейсовый кратон на две части: Восточно-Гатскую и Вечернегорско-Нейпирскую. В последующем этот пояс, в силу активных горизонтальных движений перерос в спрединг, в конечном итоге разорвавший Антарктический и Индийский континенты. Реликты этого спрединга сегодня мы видим в виде сейсмического пояса [1]. По всей вероятности, и надвиг Восточно-Гатской системы на Куддапахскую впадину произошел по этой же причине. Следуя аналогии, можно ожидать, что такого рода надвиг имеет место и между Вечернегорско-Нейпирской и Улафско-Североэндербийской структурами Восточной Антарктиды.

Геологическое строение территории горы Вечерней

В сезон 2008-2009 г.г. на Вечернегорской площади (Земля Эндерби), расположенной в пределах 67038,7′ S÷ 67041,0′ S и 46002,7′ E ÷ 46014,0′ E, геологом группы белорусских участников 54-ой РАЭ выполнены маршрутные геолого-съёмочные работы и профильные гравиметрические рейсы. Обнаженность территории исследований составляет более 65% [7].

В строении докембрийского кристаллического основания территории выделяются четыре основных петрографических и геоэлектрических вида, соответствующие четырем геохронологическим рубежам. Данные абсолютного возраста пород приводятся по Э.С.Греву, которым районе «Гора Вечерняя» была выполнена геологическая съёмка [16,17].

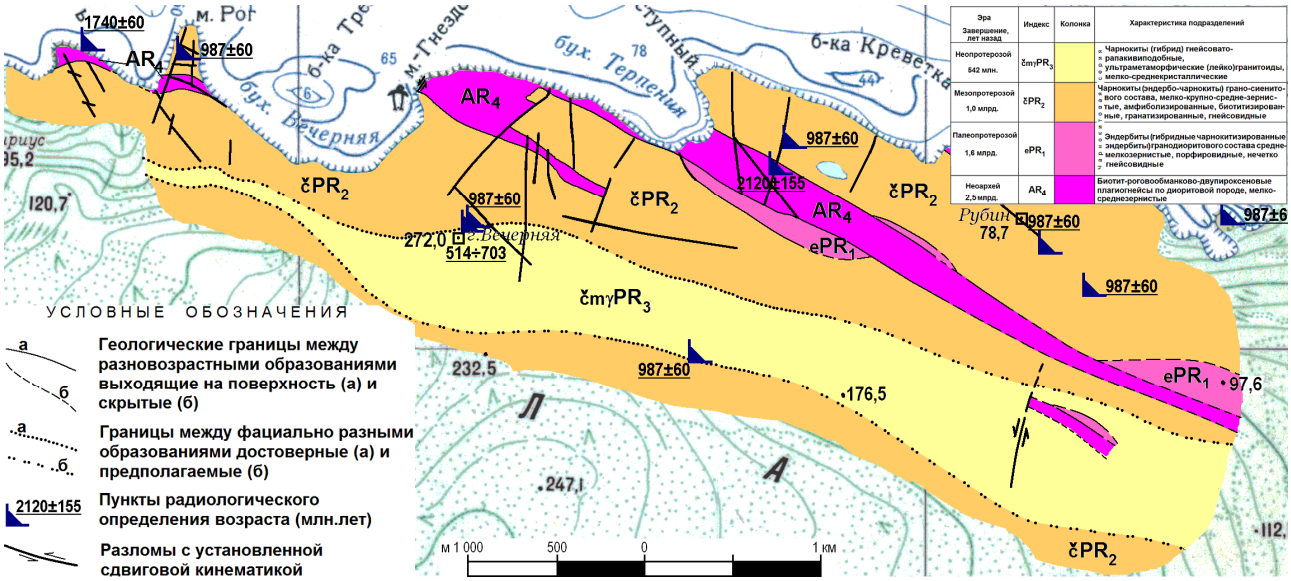


Рис.2 Геологическаякарта района горы Вечерней

Неоархейский (AR_4) возраст биотит-роговообманково-двупироксеновых плагиогнейсов, имеющих подчиненное распространение в северной части Вечернегорской площади, определен в центральной части территории (Рис. 2.). Плагиогнейсы представлены линейно вытянутыми, прерывисто простирающимися останцами, ксенолитами первично-магматических пород среди толщи эндербитов и чарнокитоидов.

Эндербиты (ePR_1) встречены в центре и на востоке территории, где образуют линзовидные тела мощностью 100-200 м на южном и 50-100 м на северном контактах с архейскими плагиогнейсами и протяженностью около 1 км. Поскольку эндербиты занимают стратиграфически согласное положение между плагиогнейсами неоархея и чарнокитами мезопротерозоя, являясь членом последовательного ряда метасоматической трансформации протолита в чарнокиты, то их возрастное положение, предположительно, отвечает палеопротерозою.

Мезопротерозойский возраст эндербито-чарнокитоидной толщи ($čPR_2$) определен в различных точках территории. Чарнокиты занимают доминирующее положение в строении Вечернегорской площади. Толща сочленяется с более древними «подстилающими» архейскими плагиогнейсами и неопротерозойскими эндербитами. Характер контакта с архейским протолитом имеет вид облекания, а с эндербитами: четкая граница плавления.

Господствующие высоты, ядро территории сложены, в основном, разностями струйчатых, порфировидных, рапакивиподобных пород. Возраст чарнокитовой гнейсовато-рапакивиподобной ультраметаморфической толщи ($čmγPR_3$) соответствует неопротерозойскому времени. Со "струйчатыми" мигматитами постепенными переходами связаны граниты [8].

Стерилизация состава пород в процессе гранитизации – металлогеническая основа размещения полезных ископаемы. В этих условиях, по геохимическим данным выявлены железо-титановая минерализация магматогенной и метаморфогенной (скарноидной) серий и встречены гранаты типа пироп, обладающие оптическими свойствами.

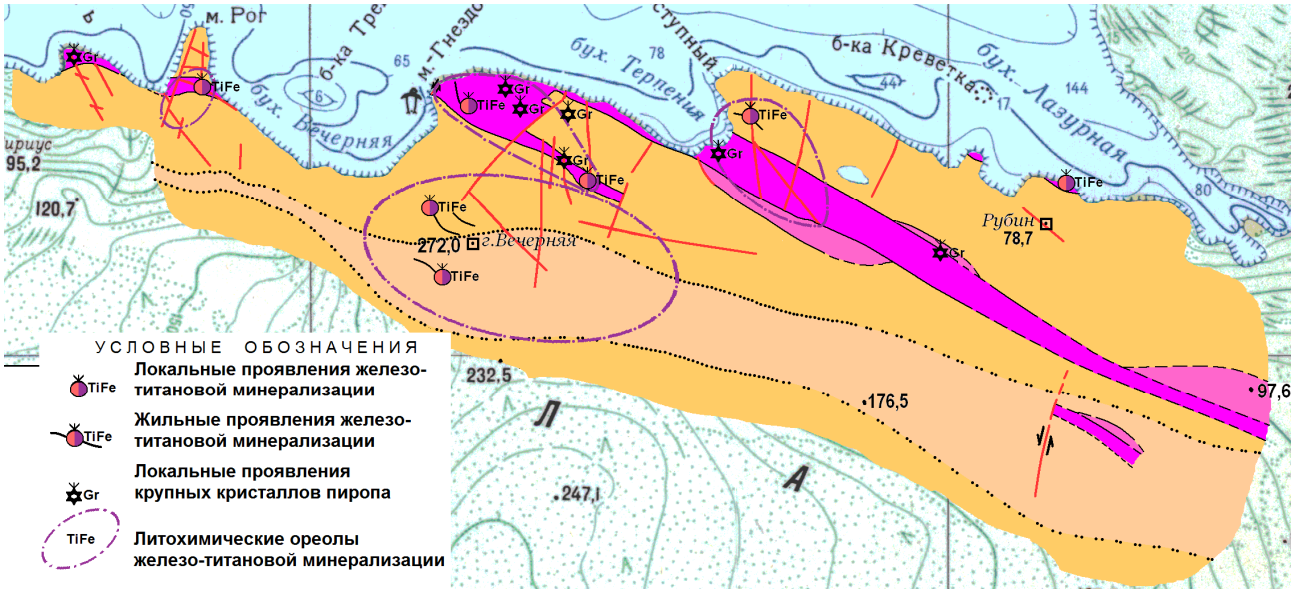


Рис.3. Карта геохимических признаков полезных ископаемых.

Судя по размерам, формам и незавершенности геологических тел по простиранию это рудимент более крупной линейной структуры, которая развивалась по типу зонального чарнокито-гнейсового комплекса. Зональное строение чарнокитов установлено на Шарыжалгайском чарнокитовом комплексе (более 2 млрд лет), где купола перемещались вверх, вытесняя и замещая толщи кристаллосланцев. [12], и на макроуровне: вмещающий ортогнейс →переходная зона →лейкократовая зона →чарнокит в ядре [13]. Контакты не интрузивные, а являются результатом трансформации и непосредственного плавления гнейса под влиянием внешних флюидов [14].

Литература

1. Атлас Океанов. Антарктика // ГУ навигации и океанографии Министерства обороны РФ, Государственный научный центр РФ, Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, СПБ. 2005.20 с.
2. *Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Данкевич И.В., Солодилова В.В.* Белорусская антарктическая станция: планы и первые результаты геолого-геофизических исследований // Материалы XLII Тектонического совещания «Геология полярных областей Земли». Москва, 03-06 февраля 2009. С.119-124.
3. *Грикуров Г.Э., Михальский Е.В.* Некоторые черты тектонического строения и эволюции Восточной Антарктиды в свете представлений о суперконтинентах // Российский журн. Наук о Земле. 2002. Т.4, № 4. С.247-257.
4. *Иванов В.Л., Каменев Е.Н.* Геология и минеральные ресурсы Антарктиды. М.: Недра, 1990, 232 с.
5. *Каменев Е.В.* Структурно-минерагеническое районирование Антарктиды // Геология и минеральные ресурсы Антарктиды. М.: 1990. С. 15-40.
6. *Каменев Е.Н.* Основные черты геологии и эволюции Антарктического щита в докембрии. Автореф. дис. д-ра г.-м. наук. Л.: Наука, 1991, 32 с.
7. *Каратаев Г.И., Мясников О.В.* Рекогносцировочные геофизические исследования Белорусской антарктической экспедиции 2008/2009 годов. Літасфера. 2010. №1(32). С.111-115.
8. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематические аспекты эволюции Карельского массива в палеопротерозое //ДАН, 2001. Т. 381.№ 1. С. 97-102.
9. *Лейченков Г.Л.* Изучить геологическое строение и оценить ресурсный потенциал Антарктиды и прилегающей части континентальной окраины // ВНИИОкеангеология РФ. СПБ. 2003.
10. *Михальский Е.В.* Тектоника Антарктиды во взглядах Российских исследователей //Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т.82, вып.5. С.56-63.
11. *Михальский Е.В.* Тектонические провинции Антарктического щита в свете формирования суперконтинентов докембрия // Материалы XL Тектонического совещания

«Фундаментальные проблемы геотектоники», Т.2. М.:ГЕОС. 2007. С.29-32.
12. *Перчук Л.Л.* Глубинные флюидные потоки и рождение гранита. Соросовский образовательный журнал, №6, 1997.
13. *Сафонов О.Г., Перчук Л.Л., Геря Т.В.* Уникальные реакционные структуры и режим щелочей при образовании пятнистых чарнокитов. Вестник МГУ, серия 4, Геология, № 2, 1997, стр. 24-33.
14. *Туре Ж.Л.Р.* Перенос флюида/расплава из мантии в нижнюю кору при гранулитовом метаморфизме. Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 12, с. 1357—1370.
15. *Харченко Г.Е.* Глубинное строение земной коры Индийского щита // Киев: Наукова думка. 1985.
16. *Grew E.S.* Precambrian base ment at Molodezhnaya Station, East Antarctikca. 1978. Geological Society of America Bulletin, v.89. P.801-813.
17. *Grew, E. S. & Manton, W. I.* Geochronologic studies in east Antarctica: ages of rocks at Reinbolt Hills and Molodezhnaya Station. 1981. Antarctic Journal of the United States, v.16,№5. P.5-7.

ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗЕМЛИ ЭНДЕРБИ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА)

Каратаев Г.И., Венцелидес Т.В., Голобоков С.В.

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск,Беларусь
(german@nature.basnet.by)

Первые исследования глубинного строения земной коры Восточной Антарктиды были выполнены советскими геофизиками из МГУ П.А. Строевым, С.А.Ушаковым и А.И.Фроловым в шестидесятых годах XX века [11, 14]. При этом в районе Земли Эндерби мощность земной коры оценена примерно 33-38 км, с точностью 3-4 км.

В последующем группа российских геофизиков продолжила изучение глубинного строения земной коры Антарктиды [4,5, 7-9]. На основе комплексирования данных глубинного сейсмического зондирования и гравитационного поля, материалов по геоиду, полагая изостатическую уравновешенность структур Антарктиды размером более 100 км, считая, что земная кора сложена тремя слоями: верхним (5,7-6,3 км/с; 2,6-2,8 г/см^3), средним (соответственно 6,4-6,7; 2,8-2,9) и нижним (6,8-7,4; 2,9-3,1), авторы построили схему мощности земной коры и ее основных слоев и оценили вклад каждой составляющей земной коры в гравитационное поле. В результате гравитационного моделирования показано, что подкоровое вещество в целом для всей Антарктиды более или менее однородно. Плотность вещества верхней мантии для континентальной части Земли Эндерби равна3,24-3,32 г/см^3, а для прибрежной 3,36-3,40 г/см^3. Поскольку считается, что нормальная плотность мантии для континентов около 3,35 г/см^3, то для Земли Эндерби подкоровое вещество следует считать разуплотненным.

Санкт-петербургскими геофизиками непосредственно для Земли Эндерби по профилю, проложенному по меридиану 53° от 68-ой параллели через долину Бугаева и горы Нейпир в сторону моря Содружества до 65-ой параллели, была построена оригинальная модель земной коры, с последовательной сменой типа разреза в северном направлении. Мощность земной коры по этой модели уменьшается в сторону моря Содружества от 42 км на материке до 10-12 км в море Содружества [10].

Используя приведенные данные, в основу наших исследований глубинного строения земной коры и верхней мантии непосредственно Земли Эндерби положены следующие представления. Поскольку Земля Эндерби в докембрии составляла единое целое с Восточно-Гатским щитом Индостана [12] и относится к тому же тектоническому классу, что и Восточно-Европейская платформа, то закономерности в строении земной коры и верхней мантии этих структур вполне могут быть аналогичны таковым и на территории Земли Эндерби. В связи с этим для изучения глубинного строения литосферы Земли Эндерби нами были использованы данные глубинных сейсмических зондирований по западной и южной части Восточно-Европейской платформы [2] и по Восточным Гатам [13].

В частности, использована классификация земной коры по типам ее глубинного строения, разработанная для запада Восточно-Европейской платформы [2], в которой последовательно выделены следующие типы: *Тип А*: мощность нижнего «базальтового» слоя (b) существенно больше мощности среднего «диоритового» (d) и верхнего «гранитного» (g) слоев, b >> d, b>> g; значительная мощность земной коры (более 55 км); в рельефе граница Мохо выполнена крупной впадиной с амплитудой порядка 15 км; высокая намагниченность вещества нижней части земной коры – более 4-5 А/м, плотность 2,95-3,05 г/см^3; магнитное поле:

региональная интенсивная положительная аномалия, локальное поле - интенсивное положительное сильно изрезанное, насыщенное мелкими аномалиями, чаще всего разной, но иногда единой ориентировки; гравитационное поле: региональные интенсивные либо положительные, либо отрицательные аномалии, локальные - разно ориентированные, реже линейные аномалии того и другого знака. Аналог - Гайсинский и Винницкий блоки Украинского щита.

Тип B: b>d, b>g; мощность земной коры около 55 км; в рельефе границы Мохо – впадина (амплитудой около 10-12 км) с горстообразной локальной структурой в центральной части; существенная намагниченность вещества нижней части коры (около 4,0 А/м), плотность 3,00-3,15 г/см^3; магнитное поле: региональная умеренной интенсивности положительная аномалия, локальное поле резко дифференцированно, преимущественно положительное; гравитационное поле: региональное – неопределенно расплывчатое, локальное – положительные и отрицательные аномалии разной формы и ориентации. Аналог – Новоград-Волынский блок Украинского щита.

Тип C: b≈d; b≈g; мощность земной коры около 50 км; рельеф границы Мохо носит резко выраженный ступенчатый характер с амплитудами до 15 км; намагниченность вещества нижней части коры средняя – около 3,0 А/м, плотность 2,82-2,97 г/см^3; магнитное поле: региональная отрицательная аномалия средней интенсивности (500-1500 нТл), локальное поле выражено редкими, как правило, слабоинтенсивными положительными и отрицательными аномалиями; гравитационное поле: относительно слабо пониженное отрицательное региональное поле, локальное поле – разбросанные, разно ориентированные, аномалии разного знака и интенсивности. Аналог - Приднепровский блок Украинского щита.

Тип D: b < d, b < g; мощность земной коры около 45 км; рельеф границы Мохо субгоризонтальный, пологий, возможны ступени не более 5 км; намагниченность вещества нижней части коры умеренная – около 2,0 А/м, плотность 3,00-3,10 г/см^3; магнитное поле: интенсивная отрицательная региональная аномалия (свыше 2000 нТл), локальное поле выражено относительно положительными и отрицательными аномалиями слабой интенсивности; гравитационное поле: существенно отрицательная региональная аномалия, локальное поле – множество отрицательных аномалий. Аналог – Кировоградский блок Украинского щита.

Тип E: b<<d, b<<g; мощность земной коры меньше 40 км; в рельефе границы Мохо – поднятие с амплитудой 8-10 км; намагниченность вещества нижней части коры слабая – до 0,5 А/м, плотность около 3,00 г/см^3; магнитное поле: интенсивная отрицательная региональная аномалия, локальное – интенсивные отрицательные и положительные аномалии различной формы, приуроченные главным образом к периферии региональной аномалии; гравитационное поле: региональная интенсивная отрицательная аномалия, локальное – хаотически разбросанные отрицательные аномалии. Аналог – Коростенский блок Украинского щита.

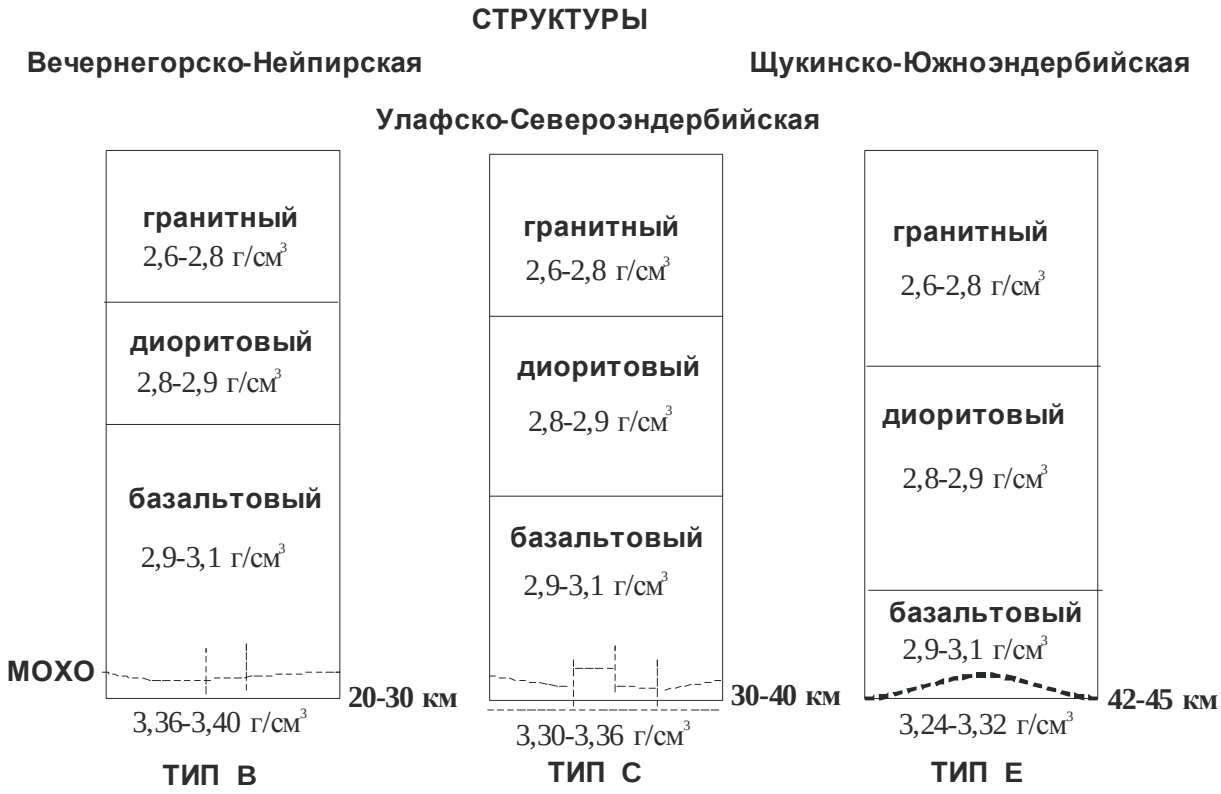
При этом каждый геофизический тип в этой последовательности соответствует геологическому характеру развития земной коры: **A** – ядра древнейшей консолидации, раннеархейские чарнокит-гранулитовые пояса, блоки. **B** – ядра древнейшей консолидации, существенно переработанные в протерозое, области вторичной магматической переработки блоков древнейшего основного магматизма. **C** – кора незавершенной стадии развития, подвижные сооружения свекофеннского типа, структуры зеленокаменных поясов. **D** – кора незавершенной стадии развития с интенсивной активизацией, области раннепротерозойской гранитоидной

переработки и активизации. **E** – зрелая консолидированная кора, области платформенной магматической активизации.

Дополнительно выделены два типа вне вышеизложенной классификации, а именно: *Tun F*: b≈d≈g; две границы Мохо, залегающие на глубинах 50-53 км (раннего формирования) и 35-40 км (более позднего формирования). Данный тип коры соответствует палеорифтовым структурам. *Tun G*: b≈d; мощность коры 40-55 км; крупные ступени в рельефе Мохо с амплитудой 5-15 км, намагниченность нижних слоев коры до 5 А/м и более; плотность – до 2.95-3.07 г/см^3; вещественный состав низов коры - базальтоидный. Характерен для шовных зон.

На основании этой типизации, используя схему тектонического районирования Земли Эндерби, представленную в статье [3] данного сборника тезисов, а также материалы глубинных сейсмических зондирований по профилю, пересекающему самый восточный фланг Дарварской системы (Центральный блок), Куддапахскую впадину и Восточно-Гатскую систему [13], были разработаны плотностные модели основных блоков земной коры Земли Эндерби.

Эти модели были применены в качестве начальных разрезов литосферы при гравитационном моделировании глубинного строения земной коры и верхней мантии Земли Эндерби по трем профилям: два субмеридиональных – Вечернегорский и Нейпирский и один субширотный: Горы Щукина-Горы Нейпир. Профили выбраны таким образом, чтобы охарактеризовать континентальную часть литосферы Земли Эндерби и зону ее перехода к океану. Использована карта аномалий силы тяжести Земли Эндерби в редукции Фая, масштаб 1:2 500 000, сечение 10 мГал (источник – [1, 10]). При моделировании верхней части земной коры учитывалось аномальное магнитное поле – карта в масштабе 1:3 000 000, сечение 50 нТл (источник – [1]).



В силу того, что для вычисления аномалий Буге необходимо знать подледный рельеф земной поверхности, морфология которого на исследуемой территории неизвестна, гравитационное моделирование выполнено по аномалиям Фая, приведенным к уровню океана. Физико-геологическое моделирование выполнялось методом подбора по компьютерным программам, изложенным в [6]. На рис. 1 и 2 приведены результаты физико-геологического моделирования в виде плотностных разрезов литосферы по указанным профилям.

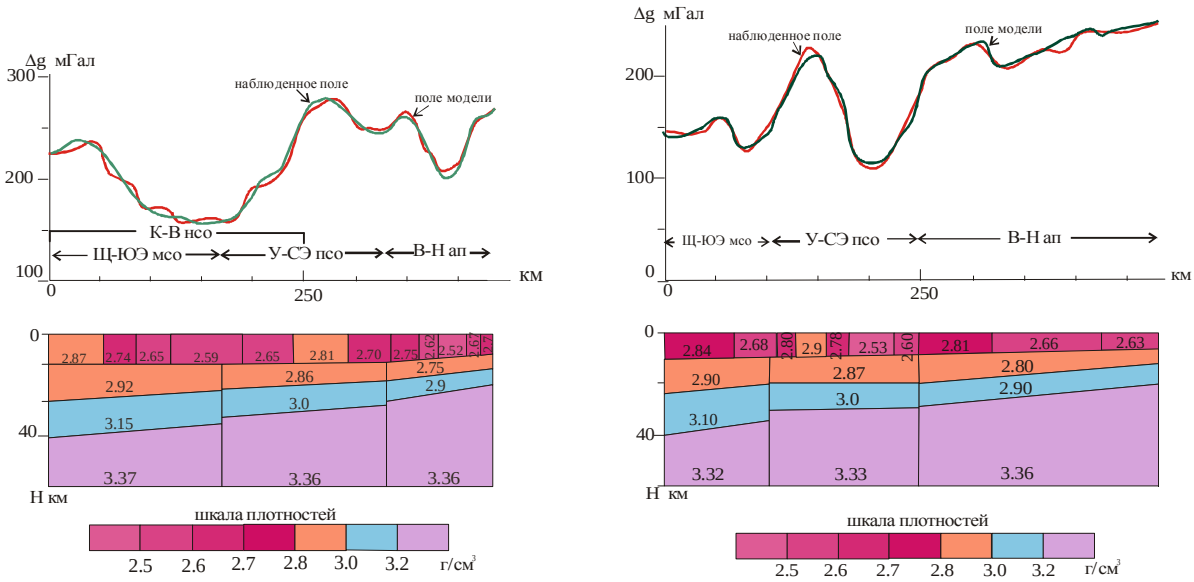


Рис.1. Плотностные разрезы земной коры по субмеридиональным профилям: Вечернегорскому и Нейпирскому. Щ-ЮЭ мсо - Щукинско-Южноэндербийская мезопротерозойская складчатая область; У-СЭ псо - Улафско-Североэндербийская палеопротерозойская складчатая область; В-Н ап - Вечернегорско-Нейперийский архейский протократон; К-В нсо - Красинско-Вернадская неопротерозойская складчатая область

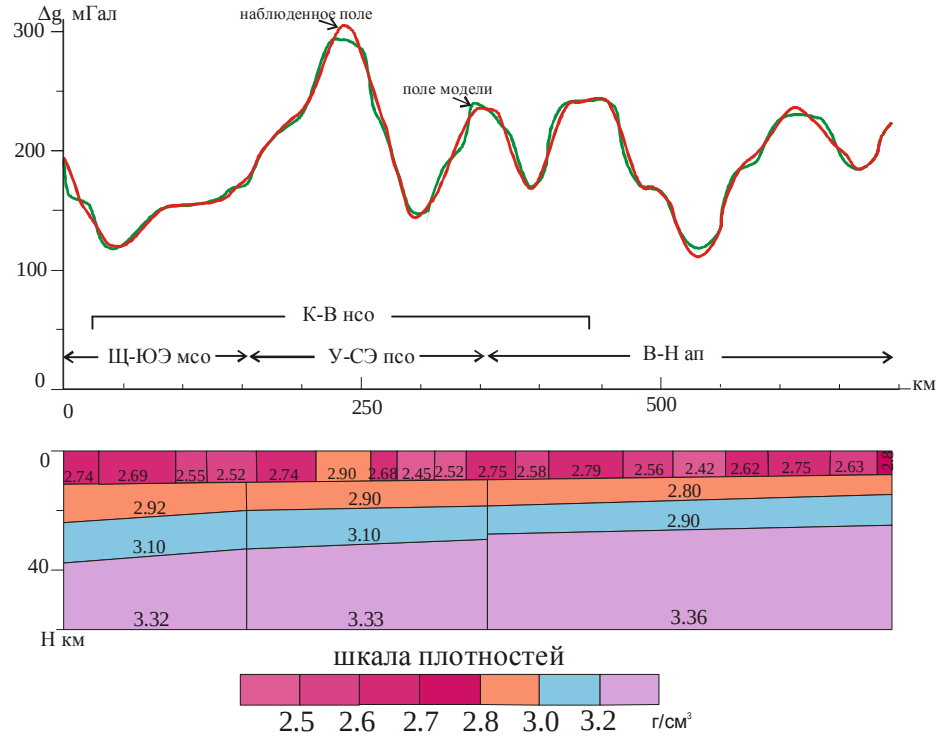


Рис.2. Плотностной разрез земной коры по профилю Горы Щукина-Горы Нейпир (обозначения - как на рис.1)

Обращаясь к этим глубинным разрезам, следует отметить, что основной вклад в существенную горизонтальную изменчивость гравитационного поля (высокочастотная часть поля) вносит верхний гранитно-метаморфический слой земной коры. При этом следует иметь в виду, что моделирование выполнялось по аномалиям Фая, содержащим в себе информацию об изменчивости высот подледного рельефа земной поверхности. Следовательно, показанная на моделях плотностная неоднородность верхней части разреза содержит в себе не только, собственно, латеральную компоненту плотностной неоднородности гранитно-метаморфического слоя земной коры, но и влияние колебаний подледного рельефа местности. Разделить эти факторы - задача следующего этапа исследований.

Литература

1. Атлас Океанов. Антарктика // Гл. управления навигации и океанографии Министерства обороны Российской федерации, Государственный научный центр РФ, Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, СПБ. 2005.20 с.
2. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н, Данкевич И.В. Геофизические поля и динамика тектоносферы Беларуси. 2002. Минск. Институт геологических наук НАН Беларуси. 166 с.
3. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Данкевич И.В., Мясников О.В. Тектоническое районирование Земли Эндерби (Восточная Антарктида). Тезисы
4. Грушинский А.Н., Грушинский Н.П., Строев П.А. Изостазия и глубинное строение Антарктиды // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1997. № 4. С.95-105.
5. Грушинский А.Н., Строев П.А, Корякин Е.Д. Плотностная модель земной коры Антарктиды и ее вклад в аномальное гравитационное поле // Геофизический журнал. 2002. Т.24. № 5. С.25-35.
6. Каратаев Г.И., Голобоков С.В. Методика построения физико-геологического разреза по комплексу геофизических полей // Літасфера. 2003. № 2(19). С.74-84.
7. Корякин Е.Д., Грушинский А.Н., Строев П.А. Мощность и плотность осадков Антарктиды по геофизическим данным // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2000. №2. С.90-102.
8. Корякин Е.Д., Строев П.А., Грушинский А.Н. О глубинах поверхности Мохоровичича в Антарктике // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2003. № 2. С.103-108.
9. Корякин Е.Д., Строев П.А., Грушинский А.Н. Глубины поверхности Мохоровичича в Антарктике по сейсмическим и гравиметрическим данным // Третьи геофиз. чтения им. В.В.Федынского. М.: ГЕОН, 2001.С.67-684.
10. Лейченков Г.Л. Изучить геологическое строение и оценить ресурсный потенциал Антарктиды и прилегающей части континентальной окраины // ВНИИОкеангеология РФ. СПБ. 2003
11. Строев П.А., Ушаков С.А., Фролов А.И. Земная кора краевой зоны Антарктиды // Гравиметрия № 6. М.: Наука, 1967. 68 с
12. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000).2001. М.: Научный мир. 606 с.
13. Харченко Г.Е. Глубинное строение земной коры Индийского щита // Киев: Наукова думка. 1985.
14. Ушаков С.А. Геофизические исследования строения земной коры в Восточной Антарктиде. 1963. М.: Изд. АН СССР. Гравиметрия № 4. 95 с.

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ И МЕХАНИЗМ ВНЕДРЕНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ МАГМ ПРИ КОЛЛИЗИОННОМ ОРОГЕНЕЗЕ

Кармышева И.В.

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия (sh-iri@ngs.ru)

Анализ механизмов зарождения, внедрения и становления гранитоидных магм на разноглубинных уровнях земной коры представляет собой фундаментальную проблему тектоники и структурной петрологии (проблема пространства). Намечено два подхода к ее решению: 1) гранитный диапиризм, т.е. «активное» воздействие на реологически расслоенный разрез земной коры, и 2) «пассивное» перемещение расплава за счет возникновения локальных областей декомпрессии при сдвиго-раздвиговом тектогенезе. Диапировая модель (формирование гранито-гнейсовых куполов, по П. Эскола) была разработана на примере докембрийских щитов и сейчас рассматривается как один из важнейших структурно-петрологических индикаторов коллизионного тектогенеза (см, например, обзор в [8]). Альтернативная модель «пассивного» внедрения магм обоснована для рифтов и областей рассеянного рифтогенеза [12]. Вместе с тем накапливается все больше геологических и структурно-петрологических данных, свидетельствующих о том, что масштабное гранитообразование при коллизионном орогенезе отвечает коллапсу горно-складчатого сооружения, то есть рубежу смены режима тангенциального сжатия литопластин на режим растяжения и развала орогена. Предложен ряд моделей тектонического экспонирования и синхронного гранито-гнейсового тектогенеза (комплексы метаморфического ядра Кордильерского и Алтае-Шотландского типов), в которых проблема пространства гранитоидных магм решается с позиций «растрескивания» реологически расслоенной земной коры [10, 9].

Горно-складчатое сооружение Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) представляет собой геологический пример, подтверждающий «жесткую» взаимосвязь коллизионных сдвигово-раздвиговых деформаций, контролирующих зарождение, внедрение и становление гранитоидных магм [1]. Ранние каледониды Западного Сангилена были сформированы в результате косой коллизии Таннуольской островодужной системы и Тувино-Монгольского микроконтинента [3, 6, 7, 1]. Здесь выделяются аккреционно-островодужные (570-560 млн лет), раннеколлизионные (540-520 млн лет) и позднеколлизионные (500-460 млн лет) структурно-вещественные комплексы, венчающиеся внедрением камптонитовых даек [1, 11, 2] (рис. 1).

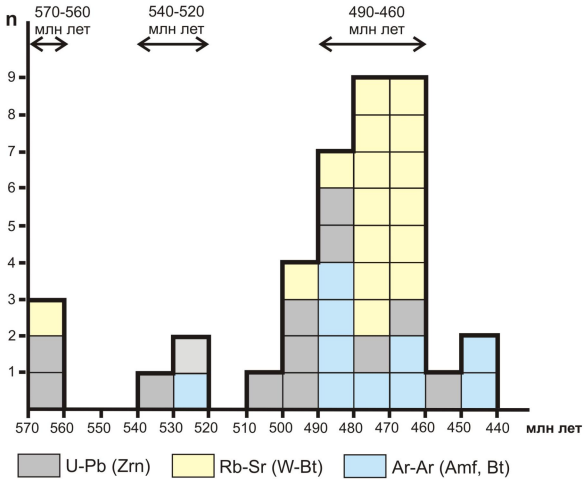


Рис. 1. Сводная гистограмма изотопных дат (n=39) магматических и метаморфических пород.

Особое место занимают минглинг-дайки, являющиеся прямым петрологическим индикатором мантийно-корового взаимодействия и (или) смены геодинамического режимов [5]. На стадии коллапса коллизионного орогена произошла резкая смена геодинамических обстановок и были заложены проникающие глубинные разломы на палеоокраине Тувино-Монгольского микроконтинента (Эрзинская и Кокмолгаргинская системы сдвигов [1]).

Эрзинская сдвиговая зона, выделенная для настоящей работы как основной полигон для структурно-петрологических и петрогеохимических исследований, насыщена магматическими телами и сейчас вскрыта в результате эрозии на разноглубинных уровнях земной коры (от абиссальной до гипабиссальной фаций глубинности). Корреляция сдвиго-раздвиговых деформаций, метаморфизма и магматизма при коллизионном тектогенезе и обоснование индикаторной роли минглинг-даек, являющихся прямым свидетельством взаимодействия мантийных и коровых расплавов, позволяют утверждать, что Эрзинская сдвиговая зона входит в систему проникающих разломов, отвечающих ранне- и позднеколлизионному этапам эволюции каледонид Западного Сангилена. Ранний тектономагматический этап отвечает правосдвиго-взбросовым деформациям (510-490 млн лет). Поздний тектономагматический этап (коллапс орогена) характеризуется левосдвиговой кинематикой (490-460 млн лет). Первому этапу правосдвиговых вязко-пластичных деформаций по структурно-петрологическим наблюдениям отвечают (от ранних к поздним): а) мигматит-граниты эрзинского комплекса и Матутский гнейсогранитный массив, абиссальная фация; б) Баянкольский многофазный габбро-монцодорит-гранидиорит-гранитный массив мезоабиссальной фации. Второму этапу левосдвиговых вязко- и хрупкопластичных деформаций отвечают Ухадагский граносиенит-гранитный, Нижнеулорский адамеллит-гранитный и Байдагский гранит-лейкогранитный массивы.

Минглинг-дайки проявились неоднократно, отражая возрастные рубежи вскрытия глубинных уровней земной коры, т.е. являются индикатором смены геодинамических обстановок.

На основе анализа тектонической позиции, петроструктурного, вещественного состава и систематизации результатов Rb-Sr, Ar-Ar и U-Pb изотопного датирования выделены синкинематические гранитоиды Западного Сангилена. Последовательность их внедрения и становления включает (от ранних к поздним): 1) автохтонные и параавтохтонные граниты абиссальной фации глубинности эрзинского мигматит-гранитного комплекса (низко- и умереннощелочные граниты S-типа, 510-490 млн лет); 2) интрузивные гранитоиды мезоабиссальной фации глубинности тесхемского комплекса (субщелочные граносиенит-гранит-лейкограниты А-типа, 490-470 млн лет) и субсинхронные адамеллит-граниты Н-типа Нижнеулорского массива (480-475 млн лет); 3) синплутонические дайки гранит-базитового состава (~ 470 млн лет); 4) субщелочные габброиды и гранит-лейкограниты башкымугур-байдагской интрузивной серии гипабиссальной фации глубинности (470-460 млн лет) [4].

Анализ вязко- и хрупкопластичных сдвиговых деформаций Западного Сангилена позволяет утверждать, что последовательность внедрения и становления базитовых и гранитоидных расплавов контролировалось разнонаправленными тектоническими движениями (от ранних к поздним): правосдвиго-взбросовые - эрзинский мигматит-гранитный и тесхемский граносиенит-гранит-лейкогранитный комплексы; левосдвиговые – Нижнеулорский адамеллит-гранитный массив, синплутонические гранит-базитовые дайки, субщелочные габброиды и гранит-лейкограниты башкымугур-байдагской интрузивной серии (рис. 2).

Зарождение, внедрение и становление гранитоидных расплавов, отвечающих коллапсу раннекаледонского горно-складчатого сооружения Западного Сангилена, контролироалось «пассивным» механизмом, когда масштабное гранитообразование было связано со сдвигово-раздвиговыми деформациями в ходе смены коллизионного сжатия на трансформно-сдвиговое растяжение континентальной литосферы. Роль теплового источника выполнял нижнекоровый базитовый очаг, который на раннеколлизионном этапе привел к

формированию «теплового пятна» под Западным Сангиленом (510-470 млн лет), а на позднеколлизионном этапе был реализован в виде башкымугур-байдагской габбро-гранитной интрузивной серии (470-460 млн лет).

Заключение. Последовательность формирования раннекаледонских гранитоидных комплексов Западного Сангилена на разноглубинных уровнях земной коры (от абиссальной до гипабиссальной фации глубинности) и анализ их взаимосвязи со сдвиговыми вязко- и хрупкопластичными деформациями позволяют утверждать, что главным механизмом, ответственным за гранитные интрузии при коллапсе коллизионного орогена являлось их «пассивное» перемещение (внедрение), благодаря возникновению локальных участков декомпрессии в реологически расслоенной земной коре при сдвиго-раздвиговых деформациях. Этот же механизм «пассивных» интрузий был ответственным за подъем крупных объемов базитовых магм и появлению минглинг-даек – петрологических индикаторов мантийно-корового взаимодействия.

Автор выражает благодарность А.Г. Владимирову, В.Г. Владимирову, А.С. Гибшеру, С.Н. Рудневу и Н.Н. Круку за предоставленные геокартографические материалы, совместную обработку коллекции образцов и конструктивные замечания. Отдельная благодарность - И.В. Николаевой и С.В. Палесскому за помощь при проведении аналитических исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (ИП № ОНЗ 9.3.)

Литература

1. *Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С. и др.* Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Докл. РАН, 2005. Т. 405. № 1, с. 82-88.
2. *Гибшер А.А.* Состав и строение ордовикской литосферной мантии Западного Сангилена (Центрально-Азиатский складчатый пояс) по данным изучения мантийных ксенолитов из камптонитовых даек Агардагского щелочнобазальтоидного комплекса // Автореферат диссертации на соискание степени кандидата геол.-мин. наук, Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2009, 16 с.
3. *Гоникберг В.Е.* Роль сдвиговой тектоники в создании орогенной структуры ранних каледонид юго-восточной Тувы. // Геотектоника, 1999, №3, с.89-102
4. *Кармышева И.В.* Синкинематический гранитоидный магматизм Западного Сангилена (ЮВ Тува) // Материалы Пятой Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле (29 ноября-2 декабря 2010 г., Новосибирск), Новосибирск, 2010 (устный доклад).
5. *Кармышева И.В., Владимиров В.Г.* Комбинированные базит-гранитные дайки Западного Сангилена (ЮВ Тува) // Геохимия, петрология и рудоносность базит-ультрабазитовых комплексов: Материалы второй всероссийской молодежной школы-семинара (1-5 сентября 2010 г., Иркутск-Черноруд), Иркутск, 2010 (устный доклад).
6. *Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др.* Коровообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология, 2003, т.11, №5, с.491-511.
7. *Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы // М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
8. *Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001 188с.
9. *Скляров Е.В., Владимиров А.Г.* Комплексы метаморфических ядер (классификация и генезис). Докл. РАН, 1998, т. 360, № 6, с. 796-798.
10. *Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997, 182 с.
11. *Шелепаев Р.А.* Эволюция базитового магматизма Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Автореферат диссертации на соискание степени кандидата геол.-мин. наук, Новосибирск,

ИГМ СО РАН, 2006, 17 с.

12. *Pitcher W.S.* Granite: typology, geological environment and melting relatioships // Migmatites, melting and metamorphism. London: Shiva Geol. Series, 1983, P. 277-285.

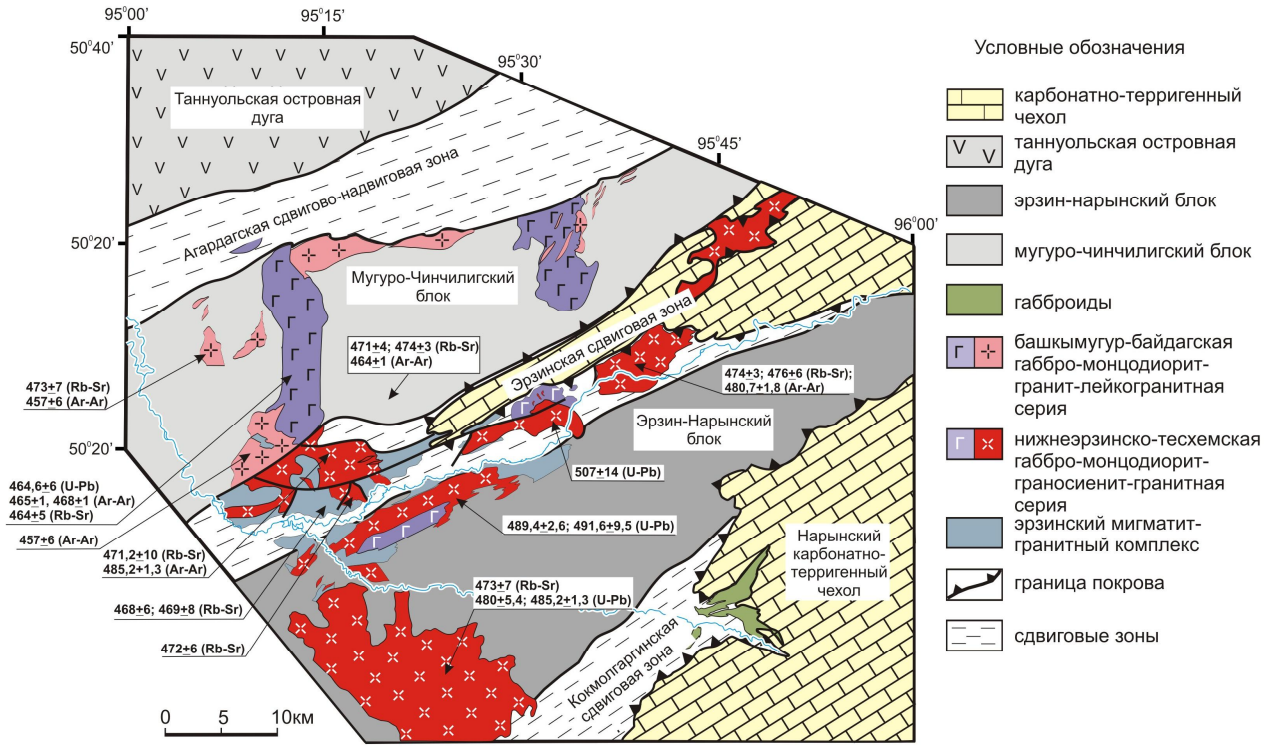


Рис. 2. Тектоническая схема Западного Сангилена, отвечающая временному срезу 510-460 млн лет.

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОЛИЧЕСТВА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ

Карпенко А. И.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Цель данной работы – рассмотреть широтную и долготную особенности проявления сейсмичности, в частности распределение количества землетрясения и сейсмической энергии.

В данной работе принято, что очаг землетрясения – это точечный источник, что оправдано при глобальном масштабе рассмотрения.

Исходные данные. При анализе использован каталог землетрясений pde за 1920 – 2010 годы, а также база данных hresmap, содержащая контуры береговых линий.

Методика работы. Для анализа было создано специализированное ПО, которое позволяет исследовать различные распределения очагов землетрясений и сейсмической энергии по широте и долготе. При построении распределений очагов землетрясений из базы данных считываем широты и долготы и суммируем количество землетрясений, попавших в определенный широтный и долготный пояс.

При построении распределения сейсмической энергии кроме широт и долгот для каждого землетрясения считываем магнитуду, с помощью эмпирического соотношения, выведенного Гутенбергом и Рихтером [1]

$$\lg E = 4.8 + 1.5M.$$

определяем выделившуюся при этом землетрясении сейсмическую энергию, а затем суммируем энергию от всех землетрясений. Так как даже небольшое изменение магнитуды землетрясения ведет к сильному изменению выделившейся энергии, то –будем нормировать энергию на 10^n.

В работе анализируется также распределения очагов и энергии коровых и мантийных землетрясений (для коровых землетрясений считаем, что очаг располагается на глубине до 33 км включительно, а для мантийных – глубже 33 км).

Поскольку площади широтно-долготных трапеций достаточно сильно уменьшаются к полюсам, то для более объективной оценки количества выделившейся энергии следует отнести количество сейсмической энергии, выделившейся в данной трапеции к площади этой трапеции.

Результаты. Полученное распределение количества землетрясений по широтным и долготным поясам представлено на рис.2, а сейсмической энергии, выделившейся при землетрясении – на рис.3.

Распределение очагов количества землетрясений (рис.1). На распределении виден ярко выраженный широтный максимум количества землетрясений в поясе 30-50° с.ш. и три долготных максимума на 60-80° з.д., 0-40° и 120-160° в.д.

Широтный максимум связан с тем, что в этот пояс одновременно попадают наиболее тектонически-активные области западного и восточного побережья Тихого океана, а также значительная часть Альпийского пояса.

К полюсам сейсмическая активность резко снижается, но снижается не симметрично: в симметричных относительно экватора поясах землетрясений в северном полушарии на несколько порядков больше, чем в южном (70-80° с.ш. – 1495 землетрясений, 70-80° ю.ш. – 9 землетрясений).

На гистограмме распределения по долготе видны три максимума количества землетрясений: в районе восточной окраины Тихого океана (Западное побережье Южной Америки), западной окраины Тихого океана и в районе Средиземного моря (западная часть Альпийского пояса.

Области распространения поверхностных и глубинных землетрясений

резко отличаются. В отличие от коровых землетрясений, которые распространены в той или иной степени по всех поверхности Земли, глубинные землетрясения происходят строго в определенных районах – в зонах субдукции и в Альпийско - Гималайском поясе (зона континентальной коллизии).

Стоит отметить, что землетрясения в срединно-океанических хребтах исключительно поверхностные.

Распределение сейсмической энергии (рис.2). На широтном распределении прослеживаются 2 максимума распределения энергии, первый – в поясе 40-50° с.ш., второй – 0-10° ю.ш.

Первый максимум, как и в распределении количества землетрясений, связан с одновременным попаданием в пояс наиболее тектонически-активных областей западного и восточного побережья Тихого океана, а также значительной части Альпийского пояса.

Второй – широтное расположение юго-западной части тихоокеанского пояса и юго-восточной части алтайского.

На гистограмме распределений энергии по долготам все так же закономерно: два максимума – западная и восточная (побережье Южной Америки) часть Тихоокеанского пояса.

Анализируя энергию коровых и мантийных землетрясений видим, что, несмотря на огромное численное превосходство поверхностных землетрясений, суммарная выделившаяся сейсмическая энергия глубинных и поверхностных землетрясений, во-первых, приблизительно равна, а во-вторых, схожа по распределению.

Гистограмма распределения глубинных землетрясений по широтам достаточно ровная. За исключение приполюсных поясов, во всех поясах выделяется схожее количество энергии, и максимальное количество - в поясе 0-10° ю.ш.

Долготное распределение энергии глубинных землетрясений достаточно точно повторяет полное распределение энергии (2 максимума на западе и востоке Тихого океана).

Совсем иная картина в распределении коровых землетрясений. Если в широтном распределении еще можно проследить 2 максимума энергии, которые по сравнению с максимами количества землетрясений очень невыразительны, то в долготном распределении картина радикально отличается. На 4 максимума количества землетрясений приходится всего лишь один (тихоокеанский) максимум энергии. Наиболее интересным является то, что гигантское количество землетрясений, происходящих в средиземноморском районе Альпийского пояса несут минимальный вклад в общую картину распределения энергии.

В ходе работы создано также ПО, позволяющие строить распределения количества землетрясений (рис.3) и сейсмической энергии по широтно-долготным трапециям с заданным шагом по широте и долготе, что позволило более детально анализировать данные распределения.

Выводы. Отметим следующие выделенные особенности в распределении очагов и сейсмической энергии:

- наибольшее количество землетрясений происходит в Тихоокеанском и Альпийском поясе, причем максимум количества коровых приходится на средиземноморскую часть Альпийского пояса (30-50° с.ш. 0-40°в.д.), а максимум мантийных – на западную и восточную части Тихоокеанского пояса;
- общая картина распределения сейсмической энергии схожа с картиной распределения землетрясений, но если максимумы энергии мантийных землетрясений совпадают и их максимумами количества, то для коровых это не так (в средиземноморской области выделяется очень мало энергии, несмотря на большое количество происходящих там землетрясений);
- суммарная энергия коровых и мантийных землетрясений примерно равна, несмотря на то, что коровых значительно больше, что говорит о том,

что мантийные землетрясения значительно мощнее.

Литература

1. *Касахара К.* Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.

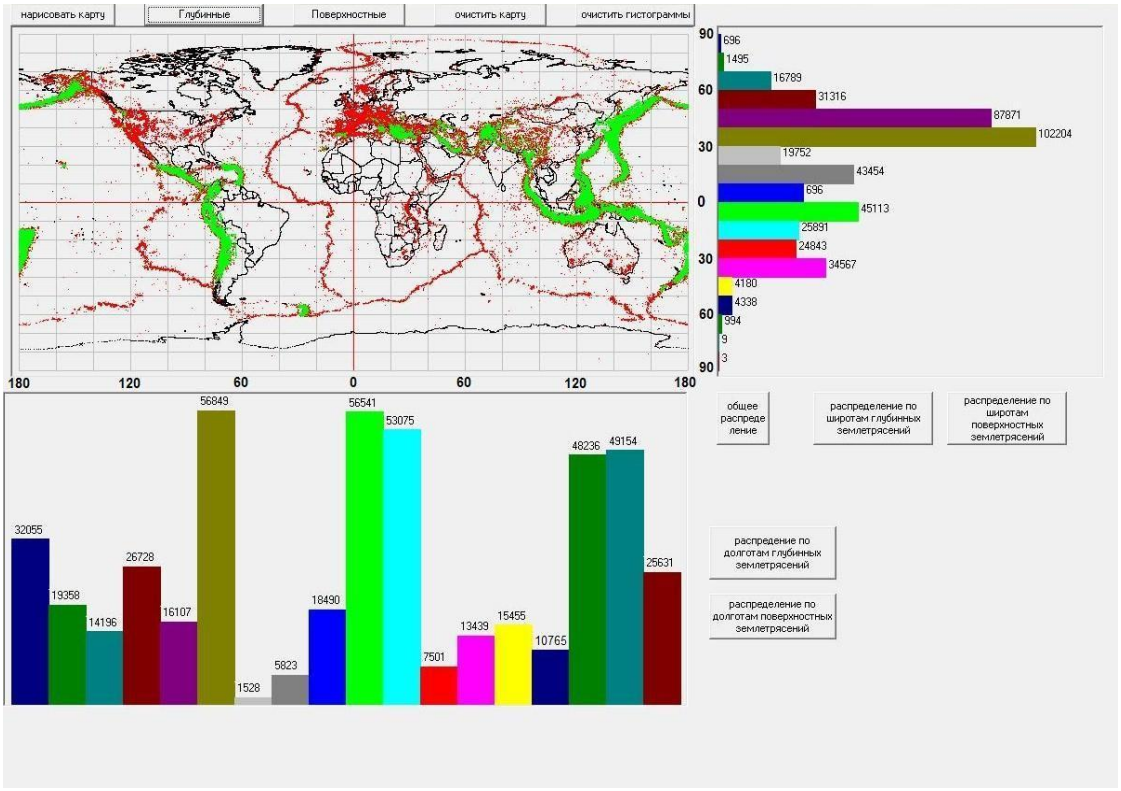


Рис1. Широтное и долготное распределение очагов землетрясений. Зеленым цветом показаны мантийные землетрясения, а красным – коровые.

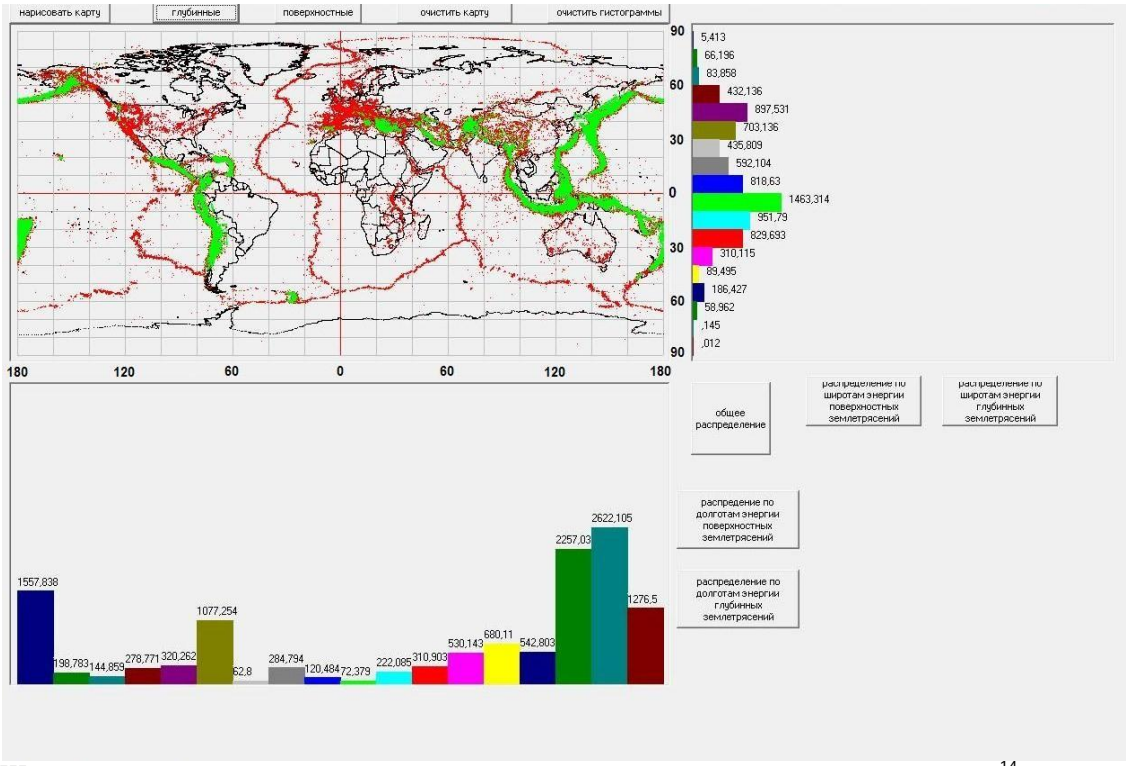


Рис2. Широтное и долготное распределение сейсмической энергии. Энергия нормирована на 10^{14}; зеленым цветом показаны мантийные землетрясения, а красным – коровые.

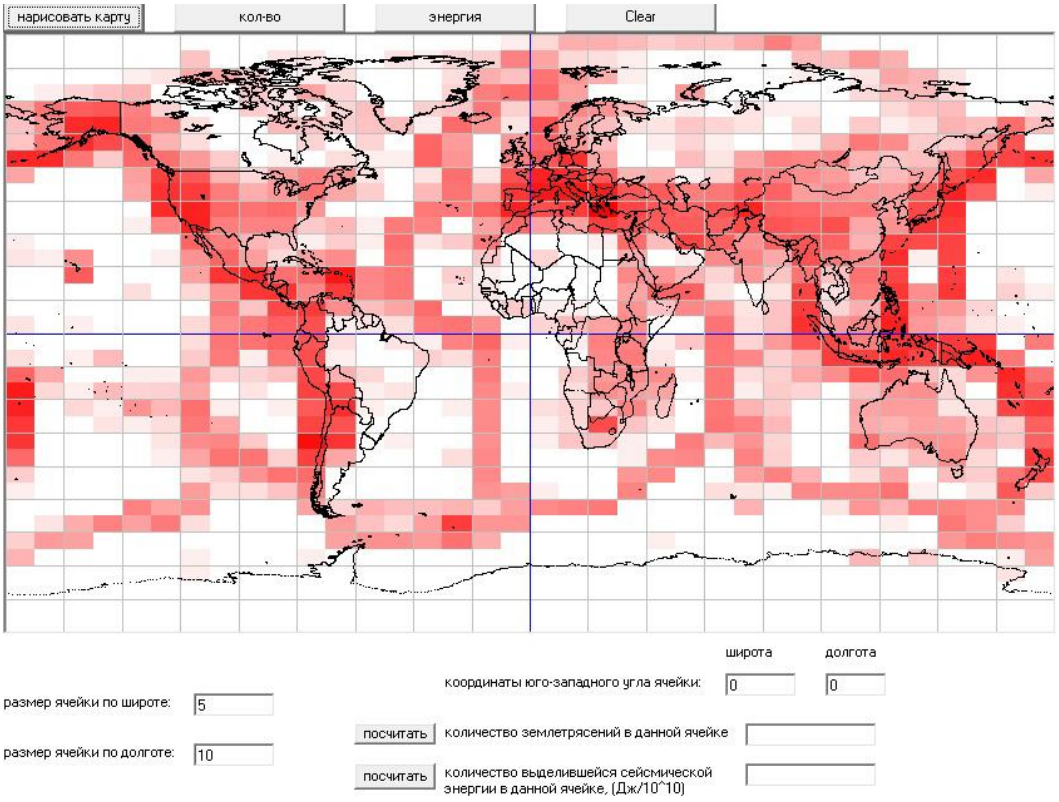


Рис.3. Широтно-долготное распределение количества землетрясений. Области наибольшего количества землетрясений отмечены наиболее интенсивными оттенками красного цвета.

СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ ФЕСТИВАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КОМСОМОЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, РОССИЯ)

Касаткин С.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия (kasatkin99@mail.ru)

Фестивальное месторождение - наиболее детально изученный в структурном отношении объект [1, 3, 4, 5, 7 и др.] Комсомольского рудного района (рис. 1А). Комплексное оруденение многосульфидной колчеданной разновидности турмалинового типа касситерит-силикатной формации, основными полезными компонентами которого являются олово, медь и вольфрам, локализовано, главным образом, в крутопадающих жилообразных телах кварц-турмалиновых метасоматитов, среди которых наиболее крупными являются рудные зоны Геофизическая, Ягодная и Водораздельная (рис. 1Б, 2). Они контролируются южным флангом Перевальненского левого сдвига [4 и др.] субмеридионального (350-10°) простирания, который прослежен более чем на 26 км и является одной из самых крупных рудоносных структур КРР. Перевальненский левый сдвиг принадлежит Комсомольской металлогенической сдвиговой зоне [6], которая, в свою очередь, является элементом системы разломов Сихоте-Алиня сформированной в период меловой тектоно-магматической активизации в условиях регионального сжатия (340-350°) (рис. 1А).

Особенностью месторождения является двухъярусное строение разреза стратифицированных образований: интенсивно дислоцированные породы среднеюрско-валанжинского терригенного основания несогласно перекрыты слабодеформированными отложениями апт-кампанского вулканогенно-осадочного чехла. При этом рудные зоны рассекают и смещают оба структурных этажа. Толщи терригенного основания смяты в крутые линейные складки ССЗ простирания в сочетании с субмеридиональными левыми сдвигами, а структуры вулканогенного чехла представлены, в основном, пологими линейными складками СВ простирания, осложненными субпослойными надвигами и ССЗ левыми сдвигами. Установлено [5, 7], что такое различие в стилях деформаций между названными комплексами отражает миграцию левосдвиговых дислокаций снизу вверх.

В связи с этим, несмотря на общую прямолинейность Перевальненского сдвига на всем его протяжении наблюдается чередование пережимов (участков скола) ССВ простирания и раздувов (участков растяжения), отклоняющихся к ССЗ. Н.В. Огнянов [4] считал, что северо-западные участки формировались как разобщенные, не соединяющиеся между собой кулисы, отражающие период начального роста структуры. В дальнейшем, по мере роста напряжений и левостороннем смещении по сдвигу, они соединились наиболее поздними перемычками (сколами) северо-восточного простирания. Такая последовательность формирования участков отдельно взятой структуры отвечает схеме Риделя [8] и характерна для развития зон сквозных магистральных разломов.

Одним из примеров формирования кулис является зона Ягодная. На поверхности она представлена относительно прямолинейной структурой ССЗ (355°) простирания, которая ограничена субпараллельными несооснными сдвигами (сколами) ССВ (10°) протирания – Геофизическим и Западным, вмещающими одноименные рудные зоны (рис. 1Б). С учетом левосдвигового геодинамического режима формирования месторождения, зону Ягодную следует рассматривать как структуру сосдвигового растяжения первого порядка.

С глубиной морфология зоны Ягодной заметно усложняется, что выражается в увеличении мощности и распадом на штокверкообразную систему жил, которые, в сочетании с зоной Водораздельной – северным продолжением зоны Геофизической образуют левоступенчатый

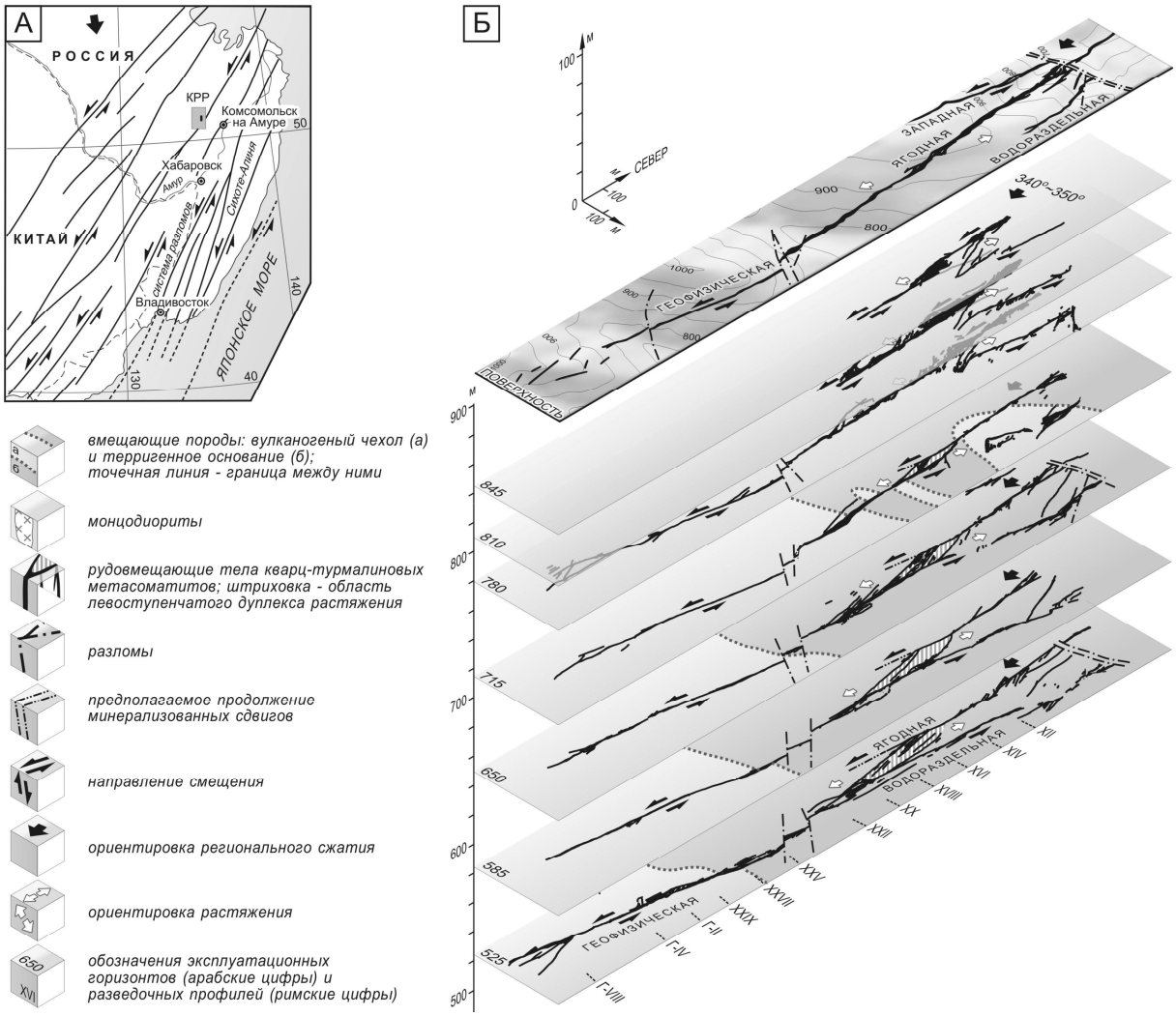


Рис. 1. Местоположение Комсомольского рудного района - КРР (А) и прямоугольная изометрическая проекция плана поверхности и эксплуатационных горизонтов Фестивального месторождения (Б)

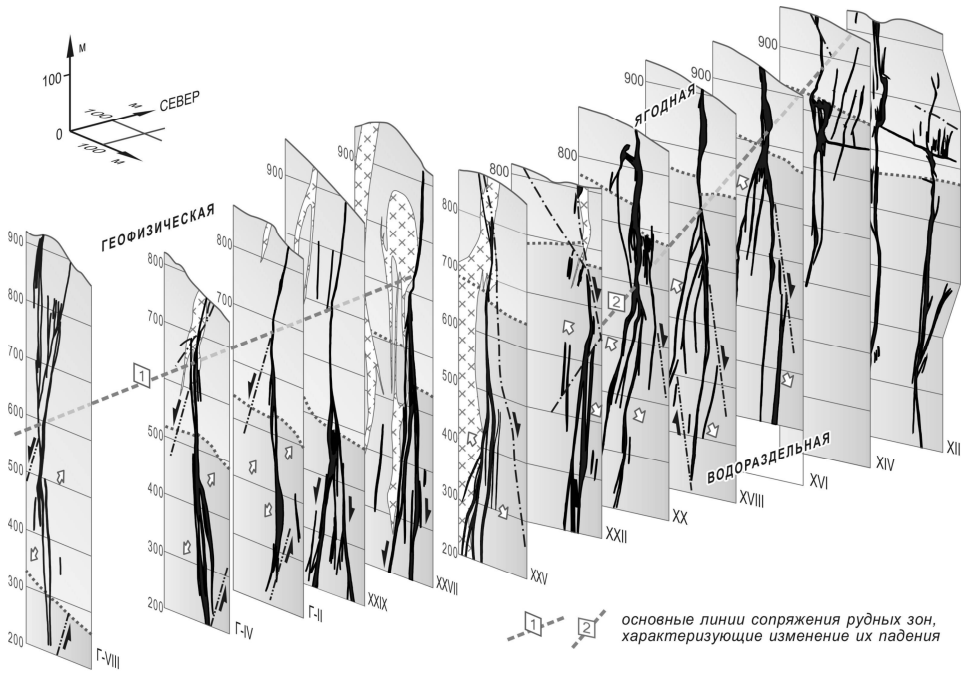


Рис. 2. Косоугольная (азимут 315° угол 15°) проекция системы профилей Фестивального месторождения
Условные обозначения см. на рис. 1.

дуплекс растяжения Водораздельная-Ягодная (рис. 1Б).

Рудные зоны Геофизическая и Ягодная локализованы в сколовом и раздвиговом элементах первого порядка. Далее, при более детальном рассмотрении их морфологии на погоризонтных планах обнаруживается, что они, в свою очередь, состоят из чередования зон (элементов) скола и растяжения второго порядка.

Наряду с сосдвиговыми раздвигами, рудные зоны также имеют структуры растяжения, сформированные в условиях сбросовой составляющей движений, которые образованы за счет изменения падения (рис. 2).

В обоих случаях, как при формировании сосдвиговых раздвигов, так и сбросовых структур растяжения, создавались пространства, благоприятные для рудолокализации.

Распределение полезных компонентов иллюстрируется процентными содержаниями вольфрама, олова и меди в проекциях на вертикальную плоскость по рудным зонам Геофизической и Ягодной (рис. 3). Вертикальная зональность минерализации с одной стороны может быть связана с температурными условиями и стадийностью минералообразования, которые детально исследованы А.М. Кокориным и Д.К. Кокориной [3] по рудной зоне Ягодной. Температурные интервалы образования рудных минералов таковы: вольфрамит I, касситерит I – до 349°С, вольфрамит II, касситерит II – 349-322°С, касситерит III – 322-303°С, халькопирит – 303-283°С, галенит – 283-259°С, пирит – 259-237°С. Однако, помимо различных температурных интервалов при распределении рудно-магматического вещества, важное влияние оказал структурно-динамический контроль, обусловленный длительным развитием сдвиговых дислокаций.

Основным свидетельством последовательного развития раздвиговых и сколовых элементов является распределение вольфрама. В рудной зоне Геофизической его основные залежи ограничиваются высотной отметкой 700 м, а в Ягодной – достигают поверхности (рис. 3А). Такое распределение вольфрама объясняется тем, что зона Ягодная, как структура растяжения – кулиса ССЗ простирания, согласно Н.В. Огнянову [4], формировалась в период начального роста сдвига и, к моменту внедрения первых стадий обогащенного вольфрамом оруденения уже достигла верхних гипсометрических уровней. Геофизический скол в это время был недостаточно проработан выше горизонта 700 м, поскольку относится к более поздним ССВ перемычкам (сколам) между кулисами.

Последующее развитие Геофизического скола выше горизонта 700 м наглядно демонстрирует оловянное оруденение, которое распределено на всем его пространстве (рис. 3Б). В зоне Ягодной основные запасы олова по восстанию контролируются линией сопряжения 2 (рис. 3Б). Здесь на стадии продуктивного оловянного оруденения происходило дальнейшее развитие зоны сосдвигового растяжения (левоступенчатого дуплекса) Водораздельная-Ягодная, которое сопровождалось сбросовыми смещениями восточного блока и формированием штокверкообразной системы жил в виде структуры «тюльпана» (рис. 2, профили XVI, XVIII). При сбросах развитие оперяющих разрывов закономерно происходило сверху вниз, что объясняет обратную зональность рудоотложения.

Наконец, поздние стадии рудоотложения, основным компонентом которых является медь, локализуются главным образом выше отметки 500 м в зоне Геофизической и выше 700 м в зоне Ягодной (рис. 3В). Проницаемость рудно-магматических растворов в верхние структурные этажи рудной зоны Геофизической обеспечивалось, прежде всего, зрелой стадией развития структур растяжения второго порядка за счет левостороннего смещения по соединяющим их сколам и последующими сбросами с приоткрыванием крутонаклонных структур растяжения (рис. 2, профили Г-II, Г-IV), происходившими, вероятно, в периоды ослабления ССЗ сжатия. Распределение

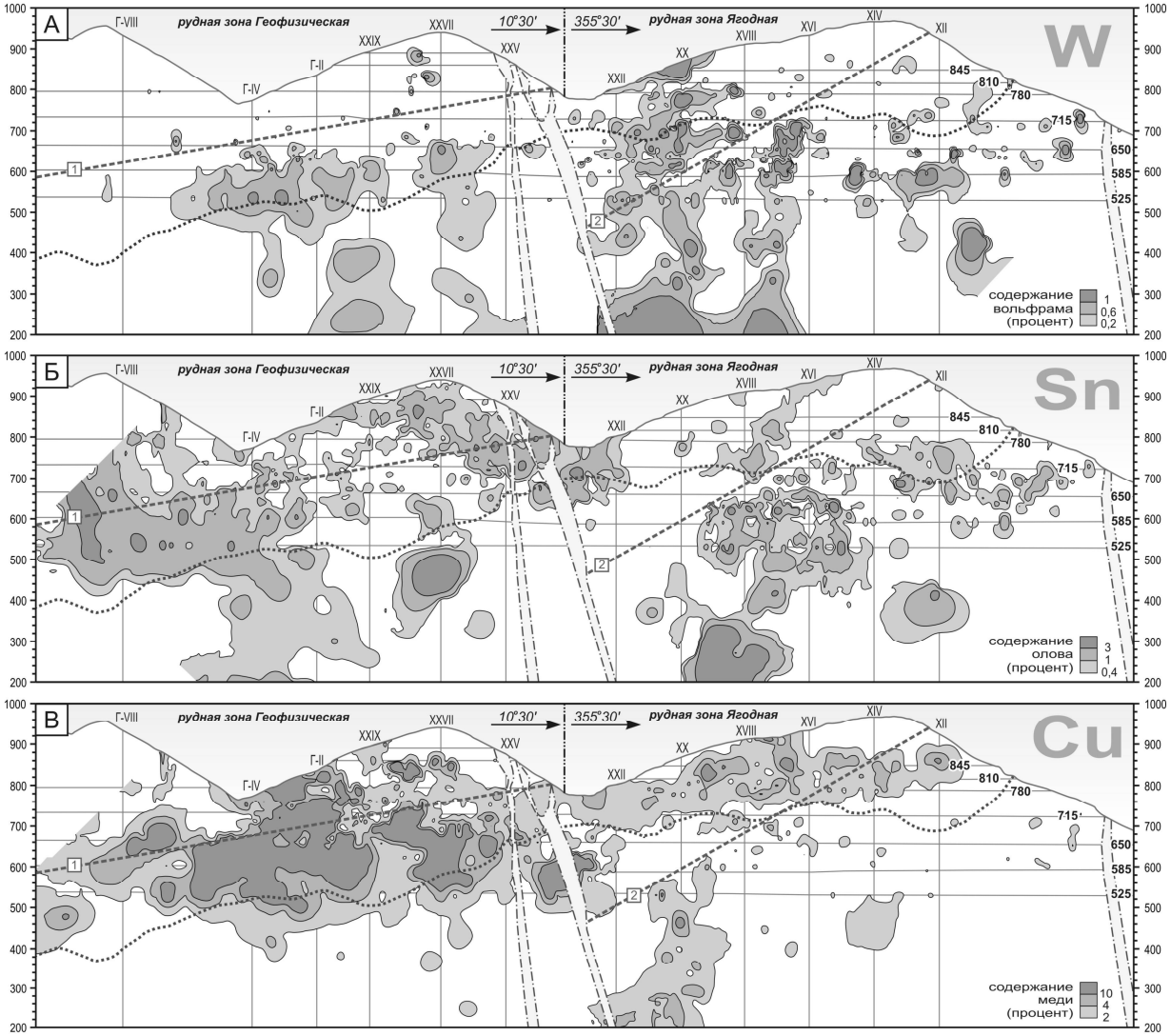


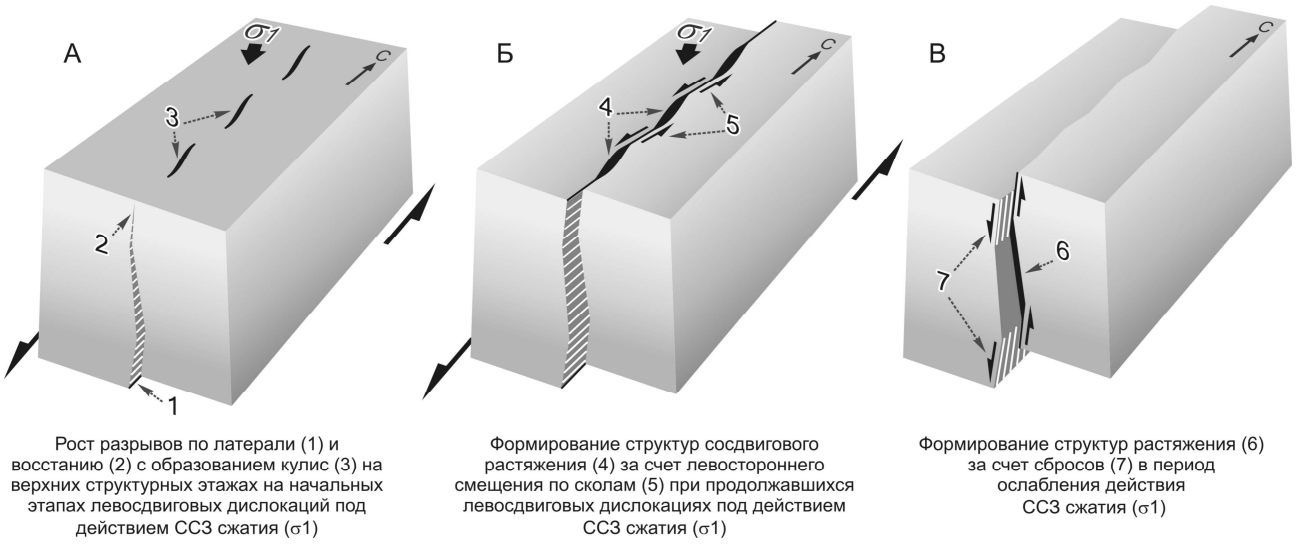
Рис. 3. Распределение содержаний вольфрама (А), олова (Б) и меди (В) в проекции на вертикальную плоскость по рудным зонам Геофизической и Ягодной
Условные обозначения см. на рис. 1

повышенных содержаний меди на верхних горизонтах (в вулканогенном чехле) зоны Ягодной обусловлено с одной стороны развитием плотно чередующихся структур сосдвигового растяжения второго порядка (рис. 1Б, гор. 715, 780, 810, 845), с другой – формированием ее как цельной структуры сосдвигового растяжения первого порядка (рис. 1Б, поверхность).

Таким образом, при всей сложности комплексного оруденения и перекрывающими друг друга во времени минеральными ассоциациями, на основе последовательного и пространственного распределения вольфрама, олова и меди, установлено три основных этапа формирования элементов рудоконтролирующих структур Фестивального месторождения (рис. 4).

На начальных этапах левосдвиговых дислокаций под действием ССЗ ($\sigma 1$) сжатия происходил рост разрывов (левых сдвигов) по латерали и восстанию с образованием кулис (сколов Риделя) на верхних структурных этажах (рис. 4А). Затем кулисы трансформировались в структуры сосдвигового растяжения за счет левосторонних смещений по сколам (рис. 4Б). Зрелая стадия сдвиговых дислокаций характеризуется формированием сбросов (рис. 4В). В одном случае они происходили в структурах сосдвигового растяжения, в

другом – по самим сколам вероятно, в периоды ослабления ССЗ (σ1) сжатия.



Рост разрывов по латерали (1) и восстанию (2) с образованием кулис (3) на верхних структурных этажах на начальных этапах левосдвиговых дислокаций под действием ССЗ сжатия (σ1)

Формирование структур сосдвигового растяжения (4) за счет левостороннего смещения по сколам (5) при продолжавшихся левосдвиговых дислокациях под действием ССЗ сжатия (σ1)

Формирование структур растяжения (6) за счет сбросов (7) в период ослабления действия ССЗ сжатия (σ1)

Рис. 4. Геодинамическая схема формирования основных элементов разрывных рудоконтролирующих структур Фестивального месторождения

Рассмотренные элементы разрывных рудоконтролирующих структур, образующие пространства, благоприятные для проникновения рудно-магматических растворов, могли фрагментарно проявляться на разных гипсометрических уровнях. Вместе с тем, существовали и «долгоживущие» рудоподводящие каналы, функционирующие на всем временном интервале формирования структуры месторождения. Таковым, например, является участок зоны сосдвигового растяжения Водораздельная-Ягодная, где медное оруденение накладывается на вольфрамовое (сравни рис. 3А и 3В, профиль XX) и оловянное на вольфрамовое (сравни рис. 3А и 3Б, профили XVI – XVIII). Тем не менее, общая тенденция формирования структур – миграции сдвиговых дислокаций по латерали и от нижних структурных этажей к верхним подтверждается последовательностью внедрения вольфрамового, оловянного и медного оруденения.

Следовательно, главным фактором распределения полезных компонентов на Фестивальном месторождении является структурно-динамический контроль. Он заключается в том, что последовательность рудоотложения отражает рост рудовмещающих разрывов как элементов единой Перевальненской сдвиговой зоны.

Литература

1. *В.Н. Дубровский, Е.П. Малиновский, С.М. Родионов.* Структура и зональность оловорудных месторождений Комсомольского района. М.: Наука, 1979. 136 с.
2. Геология минералогия и геохимия месторождений Комсомольского района. М.: Наука, 1971. 335 с.
3. *С.А. Касаткин, Б.К. Сорокин, А.Н. Митрохин.* Геодинамика разрывных систем Фестивального месторождения (Комсомольский рудный район) // Тихоокеанская геология. 1994. №6. С. 130-143.
4. *Н.В. Огнянов* Геология оловорудных районов и месторождений Монголо-Охотской оловоносной области // Геология оловорудных месторождений СССР. Кн. 1. М., 1986. С. 340-399.
5. *Б.К. Сорокин, А.Н. Митрохин, С.А. Касаткин.* Сравнительный анализ дислокаций апт-кампанского вулканогенного и доаптского терригенного комплексов Комсомольского района (на примере Фестивального месторождения) Тихоокеанская геология. 1995. Т.14, №5. С.839-854.

6. *В.П. Уткин* Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
7. *Kasatkin S.A., Mitrokhin A.N., Utkin V.P.* Migration Trend of Syn-Ore Sinistral Faulting during Formation of the Festivalnoe Deposit (Komsomolsk Ore District, Russia) with Reference to 3D-Geometrical Modelling // Metallogeny of the Pacif. Northwest: Proceed. of the Interim IAGOD Conf. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 461-464.
8. *Riedel W.* Zur mechanik geologischer Bruchesheinungen // Cent. Miner., Geol and Paleontol. B. 1929. Vol. 1. P. 78-97.

ШАРЬЯЖИ В СТРУКТУРЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА КАК ИНДИКАТОР АККРЕЦИОННОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СЕВЕРО- И ЮЖНО-КАВКАЗСКОЙ МИКРОПЛИТ

Кенгерли Т.Н.

Институт Геологии Национальной Академии Наук Азербайджана, Баку, Азербайджан (tkangarli@gmail.com)

Постоянно обновляющийся банк фактических данных позволяет решать проблемные вопросы геологии Кавказа в рамках реалистической концепции тектоники литосферных плит, объясняя как общие, так и частные закономерности формирования земной коры, размещения полезных ископаемых, а также причины современной активности геодинамических процессов. В данном контексте особое значение имеет пересмотр взглядов на строение и геодинамические обстановки формирования земной коры горного сооружения с принятием концепции о поддвигово-надвиговом механизме становления его современной тектонически расслоенной (складчато-покровной) структуры под воздействием взаимоперемещений трех макроструктур – Северо-Кавказской (южная бровка Скифской эпигерцинской платформы) и Южно-Кавказской (Закавказской) континентальных микроплит и разделяющей их окраинно-морской впадины [1-4, 6, 9, 16, 19]. Свидетельства данных геодинамических процессов хорошо проявлены в структуре Юго-Восточного Кавказа, для которого за последние три десятилетия накоплен значительный объем геолого-геофизической информации, в той или иной степени отражающей явления тектонической расслоеннности его осадочного чехла [7, 8, 11-15, 21]. В современной структуре данный сегмент Большого Кавказа представлен тремя зонами первого порядка или мегазонами, характеризующимися неоднородностью субстрата, различиями в условиях формирования и гетерогенностью альпийского чехла (с севера на юг): Бокового хребта, развивавшейся на южной бровке Скифской эпигерцинской платформы, Южного склона, отвечающей осевой части окраинного моря, и Вандам-Гобустанской, относящейся к северному крылу Южно-Кавказской микроплиты [10]. Границами между мегазонами служат соответственно Главный Кавказский и Краснополянско-Зангинский надвиги, и каждая из них состоит из нескольких структурных зон и подзон, последовательно надвинутых друг на друга в направлении с севера на юг.

Юго-Восточный Кавказ с прекрасно отпрепарированной сложной геологической структурой является тем самым полигоном, который всегда привлекал внимание исследователей, интересующихся строением альпинотипных горно-складчатых сооружений. Начало его геологическому изучению было положено еще в первой половине XIX века исследованиями Г.И.Абиха, Н.И.Воскобойникова и Э.И.Эйхвальда и продолжено до наших дней последующими поколениями геологов, российских и азербайджанских. Среди них выдающаяся роль принадлежит В.Е.Хаину, коренному бакинцу, начало производственной и научной деятельности которого связано именно с Юго-Восточным Кавказом. За период работы в Азербайджане им был опубликован ряд фундаментальных работ по стратиграфии, тектонике, геологической истории и нефтегазоносности региона, и сегодня не потерявших свое прикладное значение. В частности, В.Е.Хаин (совместно с Н.Б.Вассоевичем) впервые выступил с версией о возможной тектонической расслоенности мезо-кайнозойских толщ его южного склона, описав явления покровной тектоники в горах Лахыджа [5]. В последующих своих исследованиях, постоянно возвращаясь к проблемам тектоники Кавказа, к тому же с актуалистических позиций тектоники плит,

он в результате пришел к утверждению о причинно-следственных связях между тектонически расслоенными комплексами в структуре Каспийско-Кавказско-Черноморского региона и имеющем место явлении псевдосубдукции в истории его становления как составной части Средиземноморского складчатого пояса [22, 23].

Тектонически расслоенные мезо-кайнозойские структурные формы особенно характерны для азербайджанской части Большого Кавказа, в том числе для его юго-восточного погружения, где в различные годы были установлены и описаны разномасштабные и разновозрастные покровные комплексы, являющиеся здесь доминирующим элементом тектоники: анализ их площадного распределения указывает на то, что поверхностная структура региона в целом имеет аллохтонную природу с преимущественным смещением горных масс в южном направлении. Данный факт находит подтверждение также в материалах глубинного геологического картирования геофизическими методами (КМПВ, МОВ-МОГТ, МОВЗ, МТЗ, районирование и трансформирование геофизических полей), результаты которого свидетельствуют о том, что наблюдаемая на поверхности тектоническая зональность отражена также в структуре глубинных часчтей альпийского чехла и доюрского основания, но с достаточно четко выраженными признаками южной вергентности структурных зон и ограничивающих их глубинных разломов. Об этом, в частности, свидетельствует пространственное расположение блоков фундамента, отвечающих структурным зонам поверхности: при проецировании на горизонтальную плоскость они размещаются значительно севернее наблюдаемого на эрозионном срезе положения этих зон. Таким образом, относительно состояния альпийского чехла можно придти к выводу о том, что в современной структуре мезо-кайнозойский комплекс зоны Южного склона сорван со своего основания и перемещен в пределы северного борта Южно-Кавказской микроплиты, а в северном крыле погребен под аллохтонным мезозоем поднятия Бокового хребта. При этом, удается выделить следующие покровные комплексы: Шахнабад-Джиминский и Шахдаг-Бешбармагский в составе мегазоны Бокового хребта, Туфанский, Сарыбашский, Талачай-Дуруджинский, Загатала-Дибрарский и Говдаг-Сумгайытский в составе мегазоны Южного склона, Шамахы-Джейранкечмазский и Лянгябиз-Алятский в составе Вандам-Гобустанской мегазоны. Эти комплексы в целом отвечают восточным фрагментам трансрегиональных тектонических чешуй, западные сегменты которых закартированы на территории Грузии и Северного Кавказа. Часть из них находит также продолжение в Каспийской акватории, участвуя в погребенном состоянии в строении Абшеронского порога, а возможно, и Прибалханской зоны поднятий в Закаспии.

Процесс становления складчато-покровной структуры Юго-Восточного Кавказа рассматривается в рамках геодинамических моделей, имеющих в своей основе примат тангенциальных усилий и поддвигово-надвигового механизма при формировании современных орогенов. Образование покровных комплексов непосредственно приурочено к временному интервалу поздний аален-квартер, отвечающему переходной (поздний аален – средний миоцен) и континентальной (поздний миоцен – квартер) стадиям альпийского этапа геологического развития Кавказа, на которые приходится позднекиммерийская и последующие фазы тектогенеза.

Позднекиммерийская фаза распадается на три субфазы – предпозднебайосскую, предкелловейскую и предмеловую, с которыми связаны основные тектонические подвижки в регионе. Тангенциальный стресс на рубеже раннего и позднего байоса завершился тектонической перестройкой описываемого региона, сопровождающейся складчатостью и надвиговыми перемещениями южной вергентности в пределах северного шельфа, континентального склона и гемипелагиали

окраинного моря, приведшими к формированию Шахнабад-Джиминского и Туфанского покровных комплексов. Первый из них был перемещен по Главному Кавказскому надвигу на более глубоководные синхронные осадки второго комплекса. Последний в свою очередь был сорван с доюрского основания и, продвигаясь во фронте указанного надвига, частично перекрыл одновозрастные осадки Сарыбашской зоны центральной части бассейна. В предкелловейскую субфазу происходит очередная активизация сжимающих усилий в полосе поддвигового взаимодействия Южно- и Северо-Кавказской микроплит, в связи с чем осадки пелагиали и континентального подножия южного борта осадочного бассейна были сорваны с основания и совместно с аллохтонно надстраивающими их породами Туфанского и Шахнабад-Джиминского комплексов перемещены по Краснополянско-Зангинскому надвигу на вулканогенно-осадочный комплекс испытавшей перед этим поднятие Вандамской части южной микроплиты со становлением Талачай-Дуруджинского и Сарыбашского покровных комплексов. В предмеловую субфазу повторный тангенциальный срыв в зоне Главного Кавказского надвига привел к очередному продвижению Туфанской и более северных тектонических пластин на юг. Пережим структурного плана под воздействием этих подвижек привел к «захлопыванию» центральной части Сарыбашского покровного комплекса повторно перемещенной с севера Туфанской пластиной, которая пришла в тектоническое совмещение с Галал-Рустамбазской пластиной южного крыла указанного покровного комплекса.

Австрийская фаза привела к образованию Шахдаг-Бешбармагского покровного комплекса, обязанного происхождением раннеаптскими интенсивными подвижками в зоне Сиязанского разлома – тыльной чешуи Главного Кавказского надвига на границе мелководного шельфа и континентального склона мальм-неокомского морского бассейна. Они привели к срыву со среднеюрского основания жесткой массы Шахдагского барьерного рифа и расположенных в его тылу лагунно-мелководных судурских известняков и скоротечному их соскальзыванию по континентальному склону с аллохтонных перекрытием дислоцированных перед этим в дисгармоничные складки существенно глинистых толщ нижнего мела Хызынской зоны.

Ларамийская фаза связана с активизацией поддвигово-надвигового механизма в зонах Главнокавказского и Краснополянско-Зангинского нарушений. Под его воздействием во временном интервале ранний-поздний палеоцен весь пакет сформировавшихся в позднекиммерийскую эпоху юрских аллохтонных пластин, несущий на себе также мальм-меловой флишевый комплекс Загатала-Говдагской зоны, был в очередной раз шарьирован на юг, а в северном крыле затянут под плоскость Главного Кавказского надвига. При этом, более компетентный вещественный комплекс Загатала-Говдагской зоны был выдавлен вверх и сорван со своего пережатого паравтохтонного нижне-среднеюрского субстрата и совместно с Дуруджинской пластиной (фрагментом юрского аллохтонного комплекса) перемещен на юг по пологим плоскостям скольжения. Процесс сопровождался складчатостью и разлинзованием верхнеюрско-мелового вещественного комплекса на разномасштабные тектонические пластины, давшие впоследствии начало аллохтонным чешуям Говдаг-Сумгайытского шарьяжа.

Штирийской и аттической фазам позднего миоцена обязаны происхождением Загатала-Дибрарский и Говдаг-Сумгайытский покровные комплексы, которые погружаются на Абшероне под неоавтохтонную покрышку пород понтического и плиоцен-четвертичного возраста. Первый из них в современной структуре представляет собой сорванную со своего основания и смещенную на юг крупную пластину верхнеюрско-меловых пород, разбитую на

продольно обособившиеся тектонические чешуи южной вергентности, а вторая сложена образованиями, не древнее барремских, непосредственно наложенными на Шамахы-Гобустанский палеоцен-миоценовый комплекс полосы юго-восточного погружения Вандамского мезозойского поднятия северной бровки Южно-Кавказской микроплиты. При этом, первый покровный комплекс служит «родиной» Говдаг-Сумгайытского шарьяжа, при продвижении которого на юг происходило «соскабливание» его подошвой пластичных масс с поверхности автохтона и образование отжатых к югу паравтохтонных пластин, сохранившихся во фронте и основании аллохтона.

Роданская фаза обязана усилению бокового сжатия с середины века продуктивной толщи с образованием внутриформационных срывов в кайнозойском чехле Шамахы-Гобустанского автохтона, что привело к формированию южновергентных чешуй в структуре его центральной части и северного борта с фактическим удвоением мощности третичного комплекса (Шамахы-Джейранкечмазский покровный комплекс). Участие в составе надвиговых чешуй отложений нижнего плиоцена и трансгрессивное запечатывание его структурного плана верхним плиоценом (акчагыл) определяет возраст формирования этих аллохтонных масс как предакчагыльский.

Валахская фаза эоплейстоцен-четвертичного времени, по мере нарастания орогенеза в центральной полосе Юго-Восточного Кавказа, сопровождалась складчатостью и покровообразованием по его периферии. В результате породы плиоцен-эоплейстоцена южного борта Шамахы-Гобустанской зоны по пологим надвигам зоны Ганых-Айричай-Алятского разлома осложнили северный борт Нижне-Куринской депрессии на всем ее протяжении (Лянгябиз-Алятский покровный комплекс), а на севере был образован направленный на север Сиязанский ретрошарьяж из шахдагских известняков, ранее, в австрийскую фазу тектогенеза, шарьированных на юг.

Континентальные отложения бакинского яруса (ранний плейстоцен) полого нивелируют структурный план дислоцированных миоцен-плейстоценовых толщ, определяя верхний возрастной предел покровообразования на Юго-Восточном Кавказе.

Процесс формирования складчато-покровной структуры юго-восточного погружения, как и всего Кавказа, рассматривается в непосредственной связи с процессом внутриконтинентальной С-субдукции (псевдосубдукции) под воздействием давления Аравийской плиты, которая для Каспийско-Кавказско-Черноморского региона обосновывается в ряде работ [17, 20, 22-24]. Действительно, анализ новейших геолого-геофизических материалов по территории Азербайджана, в т.ч. последних сейсморазведочных данных по морской акватории, приводит к однозначному выводу о пологом погружении субдуцирующей Южно-Кавказской пластины на север под южную бровку Евразийского континента [12, 13, 15, 18, 21]. Узкая зона, зажатая между этими жесткими массивами, отвечает сутуре, вдоль которой происходит межконтинентальная аккреция. При этом субстрат мегазоны Южного склона полностью пережат и поглощен в зоне псевдосубдукции, а его альпийский чехол, сорванный с основания и шарьированный на юг, представляется аккреционной призмой, размещенной на мезо-кайнозойской паравтохтонной подстилке альпийского чехла Южно-Кавказской микроплиты.

Литература

1. *Адамия Ш.А.* Механизм и геодинамика формирования альпийских складчатых поясов Кавказа // Материалы Всесоюзной научной конференции: «Проблемы движений и структурообразованияв коре и верхней мантии». М.: Наука, 1985. С.98-111.
2. *Ахмедбейли Ф.С., Исмаил-заде А.Д., Кенгерли Т.Н.* Геодинамика Восточного Кавказа в альпийском тектоно-магматическом цикле (Азербайджан) // Труды Института Геологии

НАН Азербайджана. Баку: Nafta-Press, 2002, №30. С.36-48.
3. *Баранов Г.И., Белов А.А., Дотдуев С.И.* Большой Кавказ // В сб.: «Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования». М.: Наука, 1990. С.196-215.
4. *Баранов Г.И., Греков И.И.* Геодинамическая модель Большого Кавказа // Материалы 2-го семинара по геодинамике Кавказа: «Проблемы геодинамики Кавказа». М.: Наука, 1982. С.51-59.
5. *Вассоевич Н.Б., Хаин В.Е.* Явления покровной тектоники в Лагичских горах // Известия АН СССР. Сер. геол., 1940, №1, С.76-80.
6. *Гамкрелидзе И.П.* Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа // В сб.: «Тектоника и металлогения Кавказа». Тбилиси: Мецниереба, 1984. С.105-184.
7. *Исаев Б.М., Гаджиев Т.Н., Али-заде С.А., Кенгерли Т.Н.* Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа // Геотектоника, 1981, №1, С. 70-84.
8. *Кенгерли Т.Н.* Шарьяжная тектоника нефтегазоносных районов Юго-Восточного Кавказа // Труды Международного совещания-семинара: «Новейшая тектоника и ее влияние на формирование и размещение залежей нефти и газа». Баку: Nafta-Press, 1999. С.86 –90.
9. *Кенгерли Т.Н.* Этапность формирования покровов тектонически расслоенного альпийского чехла Большого Кавказа в пределах Азербайджана // Известия НАН Азербайджана, Науки о Земле, 2005, №4, С.37-44.
10. *Кенгерли Т.Н.* Тектоническое районирование // Геология Азербайджана: В 7-ми т. Т.IV. Тектоника. Баку: Nafta-Press, 2005. С.32-42.
11. *Кенгерли Т.Н.* Дифференцированно-смещенные тектонические пластины в инфраструктуре Говдаг-Сумгайытского покровного комплекса Юго-Восточного Кавказа // Известия НАН Азербайджана, Науки о Земле, 2006, №1, С.28-35.
12. *Кенгерли Т.Н.* Корреляция глубинной и поверхностной структур азербайджанской части Большого Кавказа на базе комплексных геофизических исследований // Геофизические новости в Азербайджане, 2007, № 3-4, С.25-27.
13. *Кенгерли Т.Н.* Особенности геолого-тектонического строения Юго-Восточного Кавказа и вопросы нефтегазоносности // Научные труды ИНИ ГНКАР, 2007, № 9, С. 3-14.
14. *Кенгерли Т.Н.* Юрские аллохтонные комплексы Большого Кавказа (Азербайджан) // Известия НАН Азербайджана, Науки о Земле, 2007, №3, С.3-11.
15. *Кенгерли Т.Н., Алиев А.М.* О глубинном строении Абшеронского полуострова (по материалам новейших геолого-геофизических исследований) // Геофизические новости в Азербайджане, 2005, №4, С.43-46.
16. *Копп М.Л., Хаин В.Е.* Раннемеловые тектонические покровы севера Альпийского пояса Европы и их возможная природа // Доклады РАН, 1996, т.346, №2, С.226-230.
17. *Кропоткин П.Н., Ларионов Л.В.* Глубинные сейсмические разломы Крымско-Кавказской области и движение литосферных плит // ДАН СССР. Т.230. 1976, №2, С.311-314.
18. *Мамедов П.З.* Особенности земной коры Южно-Каспийской впадины в свете новых геофизических данных // Известия НАН Азербайджана, Науки о Земле, 2006, №3, С.36-48.
19. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001, 604с.
20. *Хаин В.Е.* Псевдосубдукция и ее роль в развитии орогенных поясов // М.: ГЕОС, Т.11. 2003. С.270-271.
21. *Хаин В.Е., Гаджиев А.Н., Кенгерли Т.Н.* О тектонической природе Апшеронского порога Каспийского моря // Доклады РАН, 2007, том 414, № 4 , С.523-527.
22. *Хаин В.Е., Левин Л.Э.* Геодинамика и псевдосубдукция в Каспийско-Кавказско-Черноморском регионе // Труды Геологического Института АН Грузии, Нов.серия. Вып.119. Тбилиси: Геологический институт им.А.И.Джанелидзе, 2004. С.34-45.
23. *Хаин В.Е., Лобковский Л.И.* Условия проявления остаточной мантийной сейсмичности Альпийского пояса Евразии // Геотектоника, 1994, №3, С.12-29.
24. *Халилов Э.Н., Мехтиев Ш.Ф., Хаин В.Е.* О некоторых геофизических данных, подтверждающих коллизионное происхождение Большого Кавказа // Геотектоника, 1987, №2, С.54-60.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НИЖНЕЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

Ким Н.С., Конторович А.Э., Фомин А.Н., Меленевский В.Н.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия (KimNS@ipgg.nsc.ru)

В последние десятилетия отмечается достаточно высокий интерес к отложениям нижней-средней юры на территории Западной Сибири, поскольку прирост запасов нефти и газа связывают с этими потенциально перспективными толщами. На ряде площадей севера Западной Сибири уже выявлены нефтепроявления и открыты нефтегазоконденсатные, газоконденсатные залежи в нижне-среднеюрских отложениях. Недостаточная изученность этого комплекса отложений северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна обусловлена сложным геологическим строением, неоднородным фациальным составом отложений, большими глубинами их залегания.

Оценить нефтегенерационный потенциал осадочных толщ позволяют методы органической геохимии, дающие информацию об условиях осадконакопления, генетической природе органического вещества (ОВ) пород, степени его термической преобразованности. Изучение углеводородов, наследующих углеродный скелет и, в значительной степени, стереохимию от липидов живого вещества в рассеянном органическом веществе и нефтях в последние десятилетия, как в России, так и за рубежом, в связи с развитием и широким внедрением методов хромато-масс-спектрометрии, стало одним из основополагающих направлений органической геохимии.

Органическую геохимию мезозойских отложений севера Западно-Сибирского осадочного бассейна ранее изучали многие исследователи, среди которых Л.Н. Болдушевская, О.И. Бострикова, А.И. Данюшевская, А.Э. Конторович, И.Д. Полякова, Е.И. Соболева, Д.С. Сороков, О.Ф. Стасова, Г.Ф. Степаненко, В.С. Сурков, Ю.А. Филипцов, А.С. Фомичев и др. В настоящей работе были проведены детальные геохимические исследования на представительной коллекции кернового материала скважин севера Западной Сибири (в том числе и скважин Енисей-Хатангского регионального прогиба, пробуренных в последние десятилетия) следующими методами: определение содержания органического углерода в породах, пиролиз в варианте «Рок-Эвал», установление уровня зрелости органического вещества по углепетрографическим данным (отражательная способность витринита R^0_{vt}), холодная экстракция дробленых проб пород хлороформом, жидкостно-адсорбционная колоночная хроматография, газожидкостная хроматография, хромато-масс-спектрометрия насыщенных фракций битумоидов.

В работе рассмотрены распределение (концентрации $C_{орг,}$ в % на породу) и природа органического вещества в региональных стратиграфических горизонтах юры. Выделение генотипов ОВ основано на совокупности геохимических параметров: изотопный состав углерода нерастворимого органического вещества [1], распределение углеводородов-биомаркеров – соотношение стеранов C_{27}-C_{29}, [2, 4, 5], трицикланового индекс [3], пиролитические характеристики для умеренно преобразованного органического вещества.

В целом весь разрез нижне-среднеюрских отложений характеризуется относительно высокими содержаниями органического углерода в породах, что позволяет рассматривать их в качестве потенциально нефтегазоматеринских. Средние значения по стратиграфическим горизонтам лежат в интервале 1,4-3,4 % на породу. Концентрации органического углерода в породах нижней-средней юры

достигают максимальных средних значений 2,5-3,4 % на породу в аргиллитах тюменской

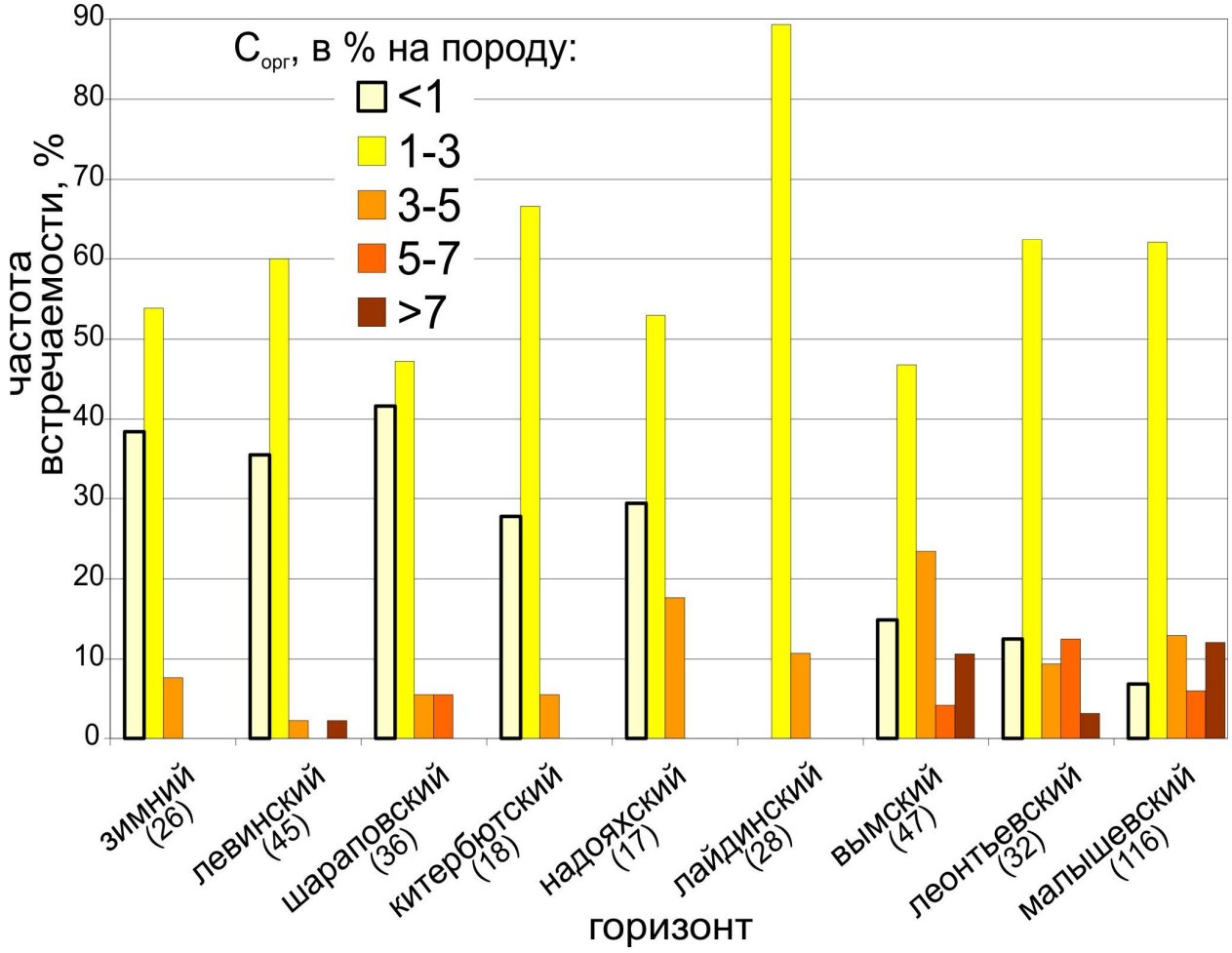


Рис. 1. Гистограммы значений $C_{орг}$ в аргиллитах нижне-среднеюрских отложений
Примечание: в скобках указано количество проанализированных образцов.

свиты и ее стратиграфических аналогах (вымской, леонтьевской, малышевской). Распределение концентраций $C_{орг}$ по изученной выборке показывает (рис. 1), что встречаемость образцов с содержанием органического углерода ниже кларковых значений (<1 % на породу) в нижнеюрских отложениях колеблется от 28 до 42 % от общего числа проб, тогда как в среднеюрских породах их количество не превышает 15 %. Доля образцов с повышенными концентрациями органического углерода (>3 % на породу) в нижне-среднеюрских породах варьирует от 4 до 18 %, достигая в отложениях тюменской свиты и ее стратиграфических аналогах значений 25-31 % (из них 15-18 % приходится на высокоуглеродистые породы с значениями $C_{орг}$>5 % на породу).

Распределение выходов хлороформенных битумоидов в изученных юрских породах позволяет сделать следующие выводы. В нижнеюрских породах уже происходили процессы генерации и первичной миграции углеводородов, что подтверждается общим пониженным фоном значений $Б_{хл}$ (средние по горизонтам содержания хлороформенных экстрактов изменяются от 0,03 до 0,05 % на породу). В соответствии с прямой зависимостью между концентрациями в породе органического углерода и битумоидов, породы вымского, леонтьевского, малышевского горизонтов, характеризующиеся повышением количества высокоуглеродистых пород в них,

выделяются и повышенными выходами битумоидов (0,12-0,20 % на породу). Данные пиролиза нижнеюрских и части среднеюрских пород оказались неинформативны для определения типа исходного ОВ. За исключением единичных образцов, ОВ пород нижней юры сильно преобразованно – значения температуры максимального выхода углеводородов пика S_2 (T_{max}) превышают 465-470 ^{0}C, что свидетельствует о реализации ОВ его начального генерационного потенциала.

Из отложений вымского горизонта пиролитическим методом было изучено 37 образцов, 20 из которых судя по высоким значениям T_{max} содержат сильнопреобразованное ОВ. Для 17 образцов вымского горизонта (Пеляткинская, Сузунская, Медвежья, Ушаковская, Урегнгойская площади) по данным пиролиза (T_{max}=439-468 ^{0}C, HI=58-142 мг УВ / г $C_{орг}$) ОВ диагностируется как террагенное (тип IV).

Породы леонтьевского горизонта характеризуется по сравнению с нижележащими отложениями невысокими значениями температуры T_{max} (442-478 ^{0}C), что подтверждает меньшую преобразованность ОВ в этих породах. Значения водородного индекса невелики – до 139 мг УВ / г $C_{орг}$, тип ОВ террагенный (тип IV).

Отложения малышевского горизонта по данным пиролиза находятся преимущественно в главной зоне нефтеобразования, средние значения T_{max} равны 454 ^{0}C. Основная часть пород характеризуется значениями водородного индекса не превышающими 125 мг УВ / г $C_{орг}$, что позволяет относить их к IV типу органического вещества. Однако 28 % образцов выборки имеет повышенные значения HI (до 394 мг УВ / г $C_{орг}$), т.е. исходным для этих пород является аквагенное и смешанное ОВ (тип II-III). К образцам аквагенного типа относятся породы из скв. Медвежья-1001, Хабейская-3, Яровская-2, большинство образцов из скв. Турковская-1, 2, Есетинская-180 и единичные прослои из скв. Южно-Носковская-318, Ушаковская-1, Сузунская-4, Пеляткинская-15, Паютская-1, Нанадянская-310.

На молекулярном уровне породы зимнего и левинского горизонта не изучались. Из отложений шараповского горизонта методами газожидкостной хроматографии и хромато-масс-спектрометрии исследован один образец, скв. Сузунская-4, глубина 4171 м. Данные по углеводородному составу (резкое преобладание этилхолестанов среди стеранов и трициклановсостава C_{19-20} над трициклановыми C_{23-26}), также как и данные пиролиза (T_{max}=454 ^{0}C, HI=76 мг УВ / г $C_{орг}$), указывают на террагенную природу ОВ (тип IV). Значение $\delta^{13}C$ для нерастворимого органического вещества равно -26,9 ‰ (рис. 2). В китербютском горизонте значения $\delta^{13}C$ изменяются от -25,8 до -25,6 ‰ (скв. Медвежья-1001) (рис. 2).

По распределению углеводородов-биомаркеров ОВ битумоидов китербютской свиты (2 образца) связано с высшей наземной растительностью (тип IV), а ОВ битумоидов котухтинской свиты (нижняя подсвита, пачка 2) имеет смешанный генезис (тип III). В образцах со смешанным типом ОВ (4 пробы из скв. Ево-Яхинская-356

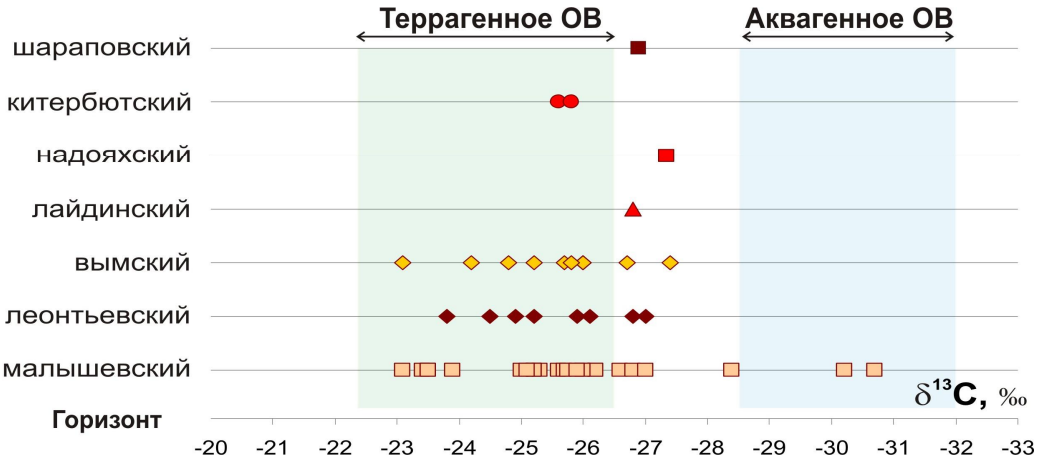


Рис. 2. Изотопный состав нерастворимого ОВ в отложениях нижней-средней юры.

и Медвежья-1001) содержание стеранов C_{27}, C_{28}, C_{29} приблизительно равномерное (рис. 3), значения отношения C_{29}/C_{27} колеблются в пределах 0,88-1,20, отмечается преобладание трициклановС$_{19-20}$ над C_{23-26}, которое указывает на привнос с континента ОВ высшей наземной растительности, пополнившего массу аквагенного ОВ. Повышенные значения $\delta^{13}C$ (-25,8…-25,6 ‰) для битумоидов со смешанной природой ОВ можно объяснить тем, что нефтегенерирующей (производящий битумоид) является только часть захоронявшегося ОВ, а изотопный состав углерода величина интегральная. Так же, скорее всего, влияет процесс фракционирования изотопов углерода в диагенезе, зависящий от обстановок захоронения. Органическое вещество надояхского горизонта по совокупности геохимических параметров относится к террагенному типу. Изотопный состав углерода в нерастворимом органическом веществе образца из скв. Медвежья-316, гл. 2327 м равен -27,35 ‰. Согласно молекулярным исследованиям двух образцов исходное ОВ битумоидов связано с высшей наземной растительностью.

На молекулярном уровне изучен один образец лайдинского горизонта (скв. Сузунская-4, гл. 3918 м). Значение $\delta^{13}C$ равно -26,8 ‰. Состав углеводородов-биомаркеров свидетельствует о террагенном генезисе ОВ, что согласуется с данными пиролиза (при T_{max} равном 450 ^{0}С значение невелико – 90 мг УВ / г $C_{орг}$).

Отложения вымского горизонта на молекулярном уровне изучены на более широкой выборке образцов (21 проба), чем нижележащие горизонты. Значения $\delta^{13}C$ в 12 исследованных образцах изменяются от -27,4 до -23,1 ‰. По распределению углеводородов-биомаркеров большая часть ОВ пород связана с высшей наземной

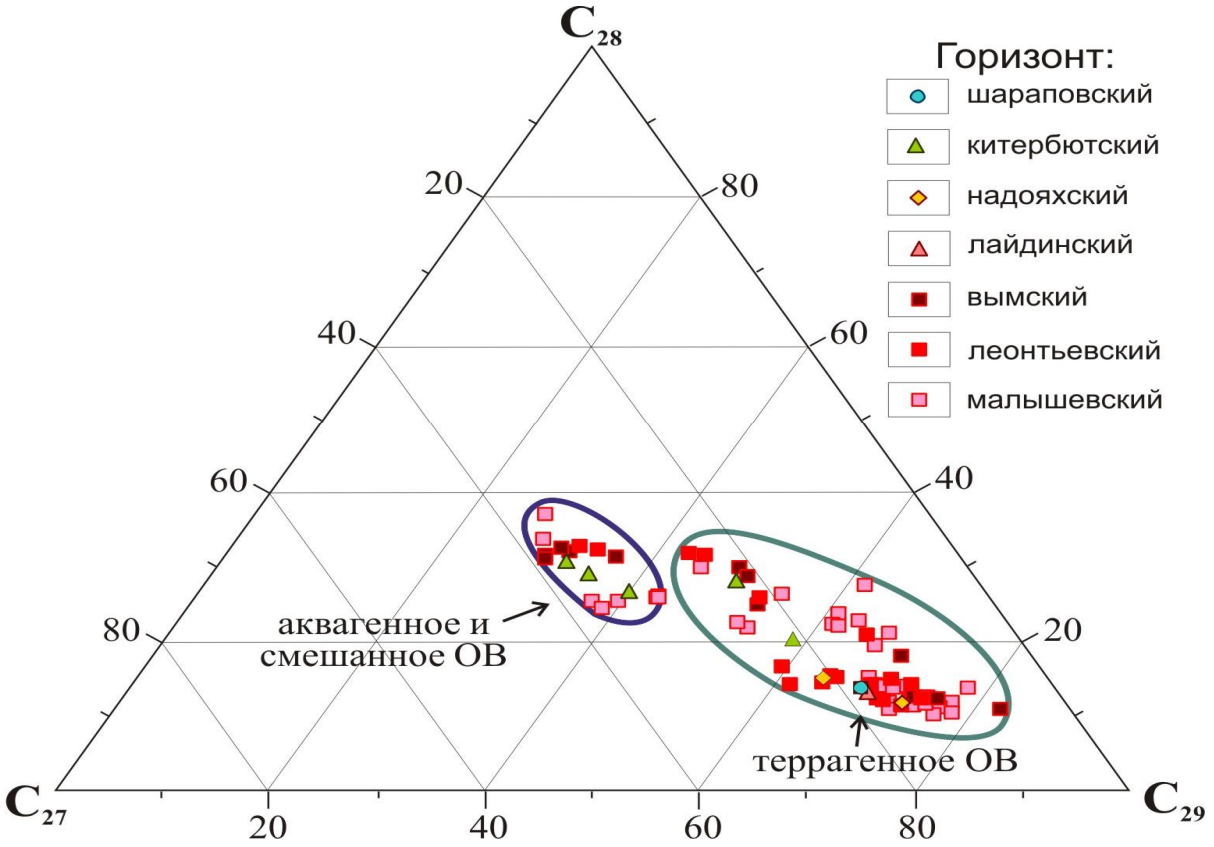


Рис. 3. Тригонограммы распределения стерановых углеводородов C_{27}, C_{28}, C_{29} в отложениях нижней-средней юры.

растительностью. Для 24 % образцов изученной выборки выявлен аквагенный или смешанный характер ОВ, тип II-III (2 пробы из вымской свиты, скв. Харасавэйская-103, 3 пробы из нижней подсвиты тюменской свиты, скв. Ень-Яхинская-501, Нижне-Пурская-700). Значения отношения C_{29}/C_{27} варьируют от 0,78 до 1,14, трицикланового индекс меняется от 0,43 до 0,76, достигая в битумоидах из Нижне-Пурской скважины значений 1,62-2,08.

Значения $\delta^{13}C$ нерастворимого органического вещества 6 образцов леонтьевской свиты лежат в интервале -26,8 до -23,8 ‰. Состав и распределение углеводородов-биомаркеров в 14 битумоидах из леонтьевской свиты указывают на террагенную природу ОВ. В стратиграфическом аналоге леонтьевской свиты – в средней подсвите тюменской свиты по биомаркерным параметрам и изотопному составу углерода (значения $\delta^{13}C$ равны -27,0 и -26,1 ‰) выявлены два битумоида смешанного генезиса (Есетинская и Средне-Надымская площади).

По распределению углеводородов-биомаркеров среди изученных битумоидов малышевского горизонта выделяются битумоиды как ОВ террагенного, так и аквагенного (скв. Харасавэйская-103, Есетинская-180) или смешанного (скв. Пайяхская-1, Южно-Носковская-318, Хальмерпаютинская-2099, Средне-Надымская-71) генезиса. На долю пород с аквагенным и смешанным типом ОВ приходится 25 % от общего числа изученных образцов. Значения изотопного состава углерода нерастворимого органического вещества малышевской свиты изменяются от -28,4 до -23,1 ‰. Примечательно, что изотопно легкие породы со значениями $\delta^{13}C$ равными -30,7 и -30,2 ‰ по молекулярному составу характеризуются как террагенные. Это расхождение обусловлено интегральным характером величины изотопного состава углерода.

Таким образом, по совокупности геохимических параметров (пиролитические характеристики, изотопный состав углерода, распределение углеводородов-биомаркеров), установлено, что в малышевской (J_2) и тюменской (J_2) свитах достаточно широко распространены уровни, где органическое вещество пород является аквагенным или смешанным (II-III тип), а концентрации органического углерода и значения отражательной способности витринита в этих породах позволяют рассматривать их в качестве потенциально нефтематеринских.

Литература

1. *Голышев С. И., Конторович А. Э., Богородская Л. И.* Способ определения типа рассеянного органического вещества // Пат. док.: № 949606, заявл. 31.07.1980, опубл. 07.04.1982: ТО СНИИГГиМС.
2. *Конторович А. Э.* Эволюция нафтидогенеза в истории Земли // Геология и геофизика, 2004, Т.45, №7, С.784-802.
3. *Конторович А. Э., Бахтуров С. Ф., Башарин А. К. и др.* Разновозрастные очаги нафтидообразования и нафтидонакопления на Северо-Азиатском кратоне // Геология и геофизика, 1999, Т.40, №11, С.1676–1693.
4. *Петров А. А.* Углеводороды нефти. М.: Наука, 1984, 263 с.
5. *Peters K. E., Moldowan J. M.* The biomarker guide: interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments. New Jersey: Prentice Hall, Englewood Cliffs, 1993, 363 p.

МОДЕЛЬ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ НА КОНВЕРГЕНТНОЙ ГРАНИЦЕ ПЛИТ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АСПЕКТ

Кириллова Г.Л.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия
(kirillova@itig.as.khb.ru)

Восточно-Азиатская континентальная окраина представляет собой гигантскую аккреционную систему, протягивающуюся на 5000 км и последовательно наращивающуюся последние 450 млн. л. Геотектоническое районирование, проводившееся на основе геосинклинальной концепции, пересматривается в рамках плейттектонической парадигмы [1-6]. Выдвигаются и новые идеи нелинейной геодинамики, подчеркивающие «нелинейное вторжение в седиментогенез тектонического фактора – покровообразования» [7, с. 484].

Геологическое картографирование последних лет крупного и среднего масштаба, широко использующее микропалеонтологические и хронометрические методы, также вносит свои коррективы [1, 3, 4].

Изучение современных аккреционных систем показывает довольно широкое разнообразие их структуры. Наиболее детально изучены аккреционные призмы (АП) в Японии [8, 9, 11], в том числе и современная континентальная окраина юго-западной Японии в рамках программы IODP Nan Tro SEIZ, экспедиции 314-316, 319, 322 [10, 12].

Последние детальные исследования континентального склона желоба Нанкай в зоне конвергенции Евразийской и Филиппинской плит [10, 12] показали его весьма сложное строение (рис. 1). По данным сейсморазведки 3D, мощность осадков в преддуговом бассейне Кумано с возрастом 3.65-3.8 Ма, с перерывом и несогласием перекрывающем АП с возрастом 5-5.6 Ма, достигает 2 км. Установлено скольжение возраста этого несогласия вверх по склону на расстояние 20 км от 3.65 до 3.8 Ма. Мощность базального горизонта, перекрывающего АП варьирует от 50 до 500 м.

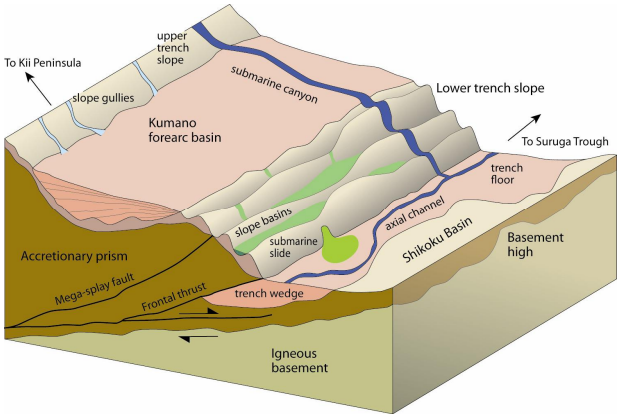


Рис. 1. Генерализованная схема строения континентальногосклона желоба Нанкай [10].

Сейсмостратиграфические границы в разрезе бассейна Кумано наклонены в сторону континента, что обусловлено смещением пластин АП по серии надвигов и образованием поднятий, отгородивших бассейн. Поскольку депоцентр бассейна смещался к континенту, ширина его увеличивалась в этом же направлении от 10 до 30 км. По мере воздымания ограничивающих хребтов в результате активизации движений по надвигам началось формирование крупных оползней и турбидитов 1.65 Ма назад. Характерно также появление протяженных поперечных подводных каньонов, поставлявших кластический материал с континента, о чем свидетельствует состав обломков. Современная фронтальная АП формируется в нижней части континентального склона у фронтального надвига [10, 12].

Полученные данные по структуре кайнозойской и современной континентальной окраины [10, 12], а также по хорошо изученным фрагментам юрско-меловой окраины юго-западной Японии [8, 9, 11] способствовали расшифровке структуры Нижнеамурского фрагмента юрско-меловой Восточно-Азиатской окраины, реконструкции возможных

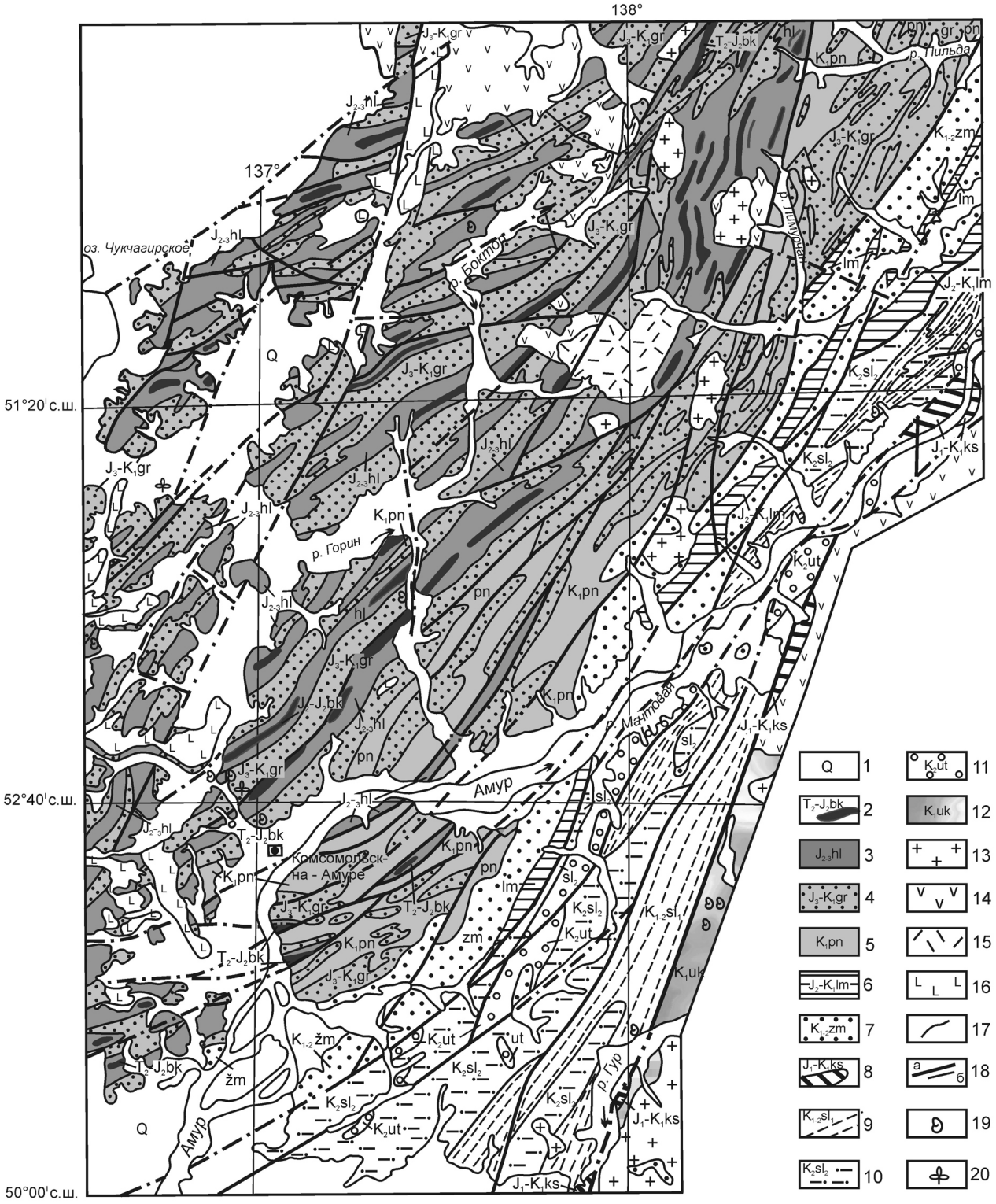


Рис. 2. Геологическая карта Амуро-Горинского фрагмента позднемезозойской Восточно-Азиатской окраины [4].

1 – четвертичные отложения; 2 – бокторская толща; 3 – хольвасийская толща; 4 – горинская свита; 5 – пионерская свита; 6 – лимурийская толща; 7 – жорминская толща; 8 – киселевская свита; 9 – нижнесиласинская подсвита; 10 – верхнесиласинская подсвита; 11 – утицкая свита; 12 – уктурская свита; 13-15 – позднемеловые: 13 – гранитоиды; 14 – вулканиты среднего состава; 15 – вулканиты кислого состава; 16 – неоген-четвертичные базальты; 17 – границы стратонов; 18 – разломы: а) – главные, б) – второстепенные; 19 – находки фауны; 20 – находки флоры.

обстановок формирования отдельных элементов.

Структурно юрско-меловые отложения двух структурно-формационных зон (СФЗ) и трех подзон (СФПЗ) Нижнееамурского фрагмента представляют собой пакет разномасштабных пластин, смятых в складки и нарушенных соскладчатыми надвигам и сдвигами северо-восточного простирания (рис. 2, 3). Но нижне-верхнемеловые отложения склоновых бассейнов слабее литифицированы и образуют более простые брахиформные складки. Возраст пластин омолаживается преимущественно с северо-запада на юго-восток, хотя преобладает северо-западное падение как слоев, так и надвигов. Нелинейность в развитии Нижнеамурского фрагмента с неоднократным «вторжением» тектонических процессов в седиментогенез, выступает вполне отчетливо на разных этапах его развития.

Ввиду общности многоэтапных дислокаций, обусловивших современную чешуйчатую структуру рассматриваемой территории, где сложно сочетаются образования океанической и континентальной плит, аккреционная призма рассматривается в широком смысле. Она включает субдукционный подкомплекс, характеризующий состав и строение океанической плиты, и надсубдукционный преимущественно терригенный подкомплекс, представленный или турбидитовыми фанами, или отложениями «склонового» бассейна (slope basin).

Смена фаций отложений океанической плиты терригенными образованиями континентального склона глубоководного желоба и микропалеонтологическое датирование позволяет идентифицировать два этапа субдукции: позднеюрский в Бокторской СФПЗ Горинской СФЗ и альбский в Нижнеамурской СФЗ.

Топографически океаническая плита в поздней юре представляла собой абиссальную равнину, на которой отложился довольно мощный слой пелагических кремней, перекрытый гемипелагическими глинистыми осадками.

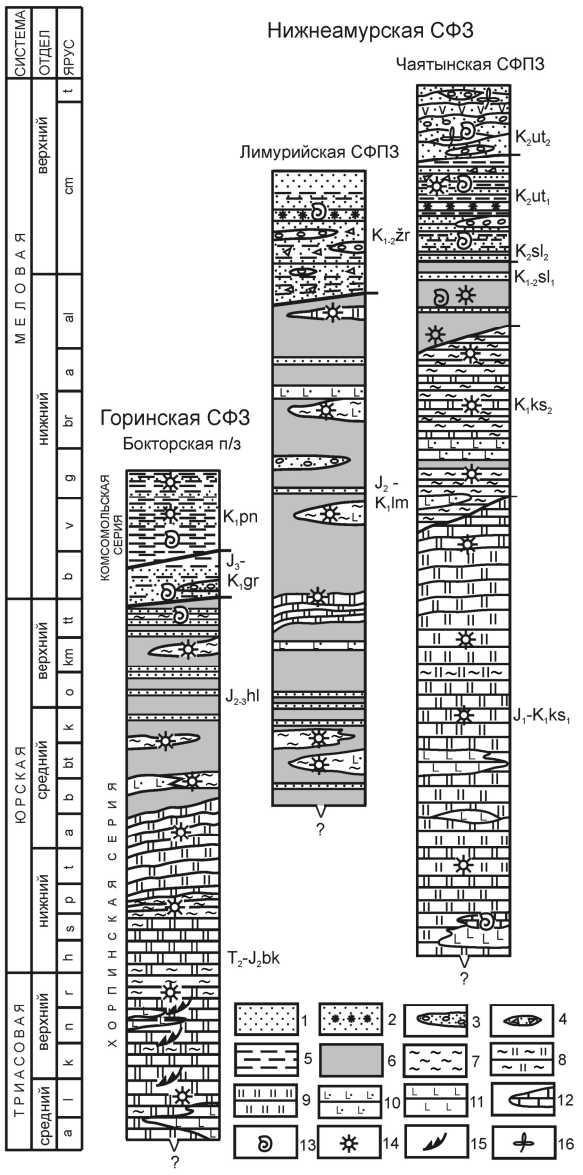


Рис. 3. Зональная схема корреляции литостратиграфических подразделений [4].
1 – песчаники; 2 – туфопесчаники «узорчатые»; 3 – конгломераты; 4 – седиментационные брекчии; 5 – алевролиты; 6 – глинистые сланцы и алевропелиты; 7 – кремнисто-глинистые сланцы; 8 – кремни глинистые; 9 – яшмы и кремни; 10 – туфы и гиалокластиты основного состава; 11 – лавы основного состава; 12 – известняки; 13 – двустворки; 14 – радиолярии; 15 – конодонты; 16 – флора.

В альбе морфология океанической плиты была более сложной за счет присутствия вулканических поднятий, увенчанных карбонатными постройками.

Скорости седиментации на континентальном склоне глубоководного желоба достигали 300 м/млн. л.

Современная сложная структура Нижнеамурского фрагмента обусловлена наложением нескольких этапов деформаций.

Работа поддержана РФФИ (грант 09-05-00174), а также ОНЗ и ДВО РАН (грант 09-01-ОНЗ-01).

Литература

1. В.И. Анойкин, Г.Л. Кириллова, Л.П. Эйхвальд. Новые представления о составе, строении и возрасте Нижнеамурского фрагмента позднеюрско-раннемеловой аккреционной призмы (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 6. С. 60-77.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 1-372.
3. В.А. Кайдалов, В.И. Анойкин, Т.Д. Беломестнова. Государственная геологическая карта РФ м-ба 1: 200 000, лист М-54-1. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 185 с.
4. Г.Л. Кириллова, В.И. Анойкин. Структура Амуро-Горинского фрагмента позднемезозойской Восточно-Азиатской аккреционной системы // ДАН. 2011, в печати.
5. Б.А. Натальин. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3-23.
6. Л.М. Парфенов, Н.А. Берзин, А.И. Ханчук и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7-41.
7. Ю.М. Пущаровский, С.Д. Соколов. Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Науч. мир, 2001. С. 476-508.
8. N. Ishida. Jurassic to Early Cretaceous accretionary complexes and Upper Jurassic trench-slope basin deposits of the Southern Chichibu Terrane in the Itsuki-Gokanosho area, western Kyushu // News of Osaka Micropaleontologists. 2009. Special Volume, N 14, pp. 375-403.
9. Y. Isozaki. Jurassic accretion tectonics of Japan // The Island Arc. 1997, N 6, pp. 25-51.
10. G.F. Moore, M. Strasser, G. Kimura et al. Evolution of tectono-sedimentary systems in the Nankai Forearc: A summary of results from NanTroSEIZE drilling and 3D seismic expeditions // Abstracts Volume of 18th ISC. Mendoza, Argentina, 2010, p. 613.
11. S. Nakae. Stratigraphy and structure of the Jurassic accretionary complex in the Daigo district, northern Ibaraki and eastern Tochigi Prefectures, central Japan //Bulletin of the Geological society of Japan. 2006, V. 57, N½, pp. 29-50.
12. M.B. Underwood, S. Saito, Y. Kubo et al. Lithostratigraphic evolution of sedimentary strata entering the Nankai subduction margin of SW Japan: A summary of results from IODP NanTroSEIZE expeditions // Abstracts Volume of 18th ISC. Mendoza, Argentina, 2010, p. 883.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Кирилюк В. П.

Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов, Украина, (Kyrylyuk.V@i.ua)

Одной из важнейших теоретических проблем современной геологии остается вопрос об условиях формирования и развитии земной коры в раннем докембрии. Разные аспекты этой проблемы, такие как природа раннедокембрийских комплексов, формирование структуры и геотектоническая эволюция фундамента древних платформ, уже давно обсуждаются, как на материалах отдельных регионов, так и в общегеологическом глобальном аспекте, но по принципиальным вопросам еще до сих пор нет ни согласованной, ни хотя бы какой-то доминирующей идеи. Более того, в последнее время интерес к этой проблеме явно снизился. Главными причинами этого являются, с одной стороны, отсутствие принципиально новых данных относительно геологического строения раннедокембрийских геоструктур, а также новых методов или подходов к познанию ранних этапов развития земной коры, а с другой стороны – экспансия актуалистических и даже откровенно униформистских плитнотектонических представлений в геологию и геологическую историю раннего докембрия, в результате чего нередко создается впечатление, что проблемы ранних этапов развития земной коры вообще не существует.

Наглядным подтверждением этого являются многочисленные публикации последних десятилетий, материалы совещаний и научных конференций, посвященных возможностям применения концепции литосферних плит к раннедокембрийским геоструктурам. В одном из недавних обобщающих трудов прямо говорится, что «в раннем докембрии выделены проявления геодинамических процессов, которые прослеживаются без заметных изменений в фанерозойский эон; изменения в геодинамике, имеющие направленный эволюционный характер» [3, стр.8], по мнению авторов, имеют второстепенное значение.

Такие выводы действительно можно сделать, если сравнивать раннедокембрийский этап развития земной коры в целом со следующим, неогейским этапом на качественном породном уровне. Почти все породы раннего докембрию, с учетом результатов «элиминации метаморфизма», находят своих аналогов среди фанерозойских образований. Но их сочетания (парагенезисы) и масштабы распространения принципиально отличны, и общая картина кардинально меняется при сравнении раннедокембрийского и последующих этапов формирования земной коры на уровне геологических формаций, комплексов и соответствующих структурных элементов. Именно тогда выявляется глубокое своеобразие как нижнего докембрия в целом, которым сложен *раннедокембрийский фундамент древних платформ*, так и каждого из последовательно сформированных раннедокембрийских стратигенних комплексов. Именно эти масштабные структурно-вещественные особенности нижнего докембрия, обусловленные тектоническими причинами, требуют своего первоочередного и генетического (геотектонические режимы), и геоеволюцийного (причинно-следственные изменения режимов) объяснения.

К проблеме раннего докембрия неоднократно обращался в своих трудах выдающийся геолог и тектонист современности академик АН СССР и РАН В. Е. Хаин. В одной из работ, специально посвященных этой проблеме [4], В. Е. Хаин констатировал, что в ходе историко-геологического изучения ранних стадий развития земной коры «почти с самого начала наметились две противоположные тенденции в толковании наблюдаемых

фактов. Одна из них исходит из принципа актуализма или даже униформизма; в соответствии с этой тенденцией тектонический режим раннего докембрия, включая архей, *без особых объяснений* (*курсив наш* – В.К.) рассматривается как обычный геосинклинальный, что естественно распространяется и на формации горных пород, и на тектонические структуры. Представители другой тенденции, прежде всего, стремятся найти в раннедокембрийских образованиях отличия от более поздних, в особенности фанерозойских; соответственно они предлагают для наименования раннедокембрийского (архейского) тектонического режима развития особые названия (догеосинклинальный, нуклеарный, пермобильный и т.п.) понимая их далеко не всегда одинаково» [4, с. 5]. Рассмотрев известные на то время факты и отношение к ним разных исследователей, В.Е. Хаин делает вывод, что «различия в структуре и характере развития земной коры на ранних и поздних этапах, несомненно, существуют, особенно если сравнивать архей с фанерозоем, но они далеко не так велики, как казалось вначале» [4, с. 11]. Однако при этом автор считает, что «окончательное и полное решение затронутых вопросов – дело самих докембристов» [4, с. 12].

Позднее, обращаясь к вопросам тектоники докембрия, В. Е. Хаин и Н. А. Божко [5] справедливо отметили, что «основная проблема тектоники докембрия состоит в выяснении времени вступления в действие механизма тектоники плит, … принцип униформизма, с определенными поправкам, соблюдается с позднего рифея, т.е. действителен для последнего миллиарда лет истории Земли. … Начиная со среднего рифея и особенно с границы позднего и раннего протерозоя, об униформизме тектонических процессов говорить становится все труднее, тем более применительно к архею и катархею» [5, с. 349]. При этом авторы указывают методический путь решения проблемы, согласно которому «имея дело даже с самыми ранними этапами развития земной коры, мы прежде всего должны искать аналогии с современным этапом. … И только после обнаружения особенностей движений, деформаций, структур, пород, не сводимых к современным, нам следует обратиться к поискам тех процессов, которыми они были созданы, и флюидно-термодинамических условий их образования. Только так мы можем перейти к объективному выявлению направленности и стадийности в тектонической истории Земли, равно как и ее геологической истории в целом» [5, с. 349].

Следуя этим рекомендациям, непредвзятое обобщение известного в настоящее время материала по геологии раннедокембрийского фундамента древних платформ, который обнажается на щитах и уже достаточно хорошо изучен разными методами под платформенным чехлом, показывает существование целого ряда особенностей, «не сводимых к современным» [5] и отличающих раннедокембрийские образования от геоструктур неогея.

Прежде всего, это касается вещественных особенностей раннедокембрийских комплексов и их геолого-формационного состава. На щитах и в погребенном фундаменте древних платформ известны пять главных типов раннедокембрийских стратометаморфических комплексов: а) гранулито-гнейсовые, б) амфиболито-гнейсовые, в) зеленокаменные (метавулканогенные), г) железисто-кремнисто-сланцевые (метавулканогенно-хемогенно-терригенные), д) гнейсо-сланцевые (метакарбонатно-терригенные). Эти стратигенные комплексы, на фоне которых происходили все последующие эндогенные метаморфические, ультраметаморфические и интрузивные магматические процессы, составляют основу геологического строения и геологической истории (летописи) раннедокембрийского фундамента. От стратигенных комплексов неогея их отличает повсеместный метаморфизм, при этом установлена устойчивая корреляция характера и степени метаморфизма комплексов с их составом. Все комплексы

четко отличаются наборами геологических формаций, которые не могут быть сопоставлены между собой, с учетом разницы в степени метаморфизма, и не имеют аналогов среди стратигенных комплексов и формаций неогея, при их сопоставлении путем мысленного «снятия метаморфизма». Это свидетельствует о направленном эволюционном формировании стратигенных комплексов, отвечающих последовательным этапам и стадиям тектонического развития фундамента, и позволяет рассматривать их как *тектоностратиграфические подразделения.*

В структурно-тектоническом отношении фундамент древних платформ характеризуется преобладанием нелинейных, изометричных и субизометричных в плане блоковых структур, ограниченных так называемыми шовными или мобильно-проницаемыми зонами. Такое строение уже достаточно давно установлено для всех щитов и отчетливо видно на современных картах фундамента Восточно-Европейской платформы [1 и др.]. Названные выше главные раннедокембрийские стратометаморфические комплексы составляют основу структурных этажей этих блоковых структур. На основании закономерных, повторяющихся на разных щитах сочетаний структурных этажей установлено несколько структурно-формационных типов мегаблоков: а) гранулитовые, б) гранулит-диафторитовые, в) гранулит-амфиболитовые, г) гранитно-зеленокаменные (амфиболит-зеленокаменные), г) гранитно-гнейсосланцевые. Изучение структурно-стратиграфических соотношений этажей мегаблоков показывает последовательное формирование и смену в ходе раннедокембрийского тектонического развития гранулито-гнейсовых стратометаморфических комплексов амфиболито-гнейсовыми, последних зеленокаменными, за которыми следуют железисто-кремнисто-сланцевые и гнейсо-сланцевые комплексы, как возрастные и фациальные аналоги в разных типах мегаблоков. При этом гранулито-гнейсовые и амфиболито-гнейсовые комплексы распространены в разных типах мегаблоков, в то время как более молодые приурочены только к отдельным типам мегаблоков.

Эти данные подтверждают целесообразность выделения в раннедокембрийском тектоническом развитии двух этапов – эогея и протогея [6], первый из которых можно определить как этап неотчетливой, догеоблоковой геотектонической дифференциации, а второй – как этап отчетливой геоблоковой дифференциации [2]. На протяжении эогея были сформированы исходные стратигенные толщи гранулито-гнейсовых и амфиболито-гнейсовых комплексов, в протогее – зеленокаменные и более молодые комплексы. В системе геохронологической периодизации эогей примерно соответствует раннему и позднему архею, протогей – позднему архею - раннему протерозою. Граница между ними в глобальном масштабе имеет скользящий характер и в разных регионах по началу формирования зеленокаменных комплексов определяется в интервале 3500-2900 млн. лет.

Сравнительное изучение однотипных высокотемпературных стратометаморфических комплексов в разных типах мегаблоков позволило установить наличие в них, наряду с общими устойчивыми корреляционными признаками, отличительных особенностей, как первичных, сингенетических, так и приобретенных в ходе длительного автономного эндогенного развития комплексов (структурных этажей) в разных мегаблоках. Анализ структурного положения и площадного распространения комплексов, кроме четкой приуроченности разных комплексов к определенным типам мегаблоков, показал закономерное сокращение в ходе эволюции на всех щитах и, очевидно, в раннедокембрийской земной коре в целом, областей вулканогенного и вулканогенно-осадочного литогенеза и последовательное увеличение площадей поднятий. При этом следует особо подчеркнуть, что гранитно-зеленокаменные

области (мегаблоки), вопреки распространенному мнению, не являются, и в прошлом никогда не были доминирующим типом раннедокембрийских геоструктур, охватывая не более 5-7% площади фундамента древних платформ.

К числу своеобразных, неповторимых в неогее, как по составу, так и по масштабам проявления, относятся раннедокембрийские ультраметаморфические образования, связанные преимущественно с высокотемпературными гранулито-гнейсовыми и амфиболито-гнейсовыми комплексами. Их состав определяется, главным образом, составом исходных для них суперкрустальных формаций, а не тектоническим режимом, от которого при их формировании в условиях поднятия (растяжения) и погружения (сжатия) зависят лишь конституционные (структурно-текстурные) особенности ультраметаморфических (плутоно-метаморфических) комплексов.

Ультраметаморфические комплексы совместно с замещаемыми стратигенными комплексами образуют структурные этажи мегаблоков. Как показывают изотопно-геохронологические исследования, одной из особенностей раннедокембрийских структурных этажей является длительный характер формирования их состава и структуры. Датировки ультраметаморфических образований свидетельствуют об их растянутом во времени формировании в изотермических условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций на протяжении всего раннего докембрия вплоть до общей кратонизации фундамента около 1900-2000 млн. лет. Подобные PT-условия ультраметаморфизма неизбежно приводили к массовому «омоложению» изотопных датировок в сопряженных с ними стратигенных комплексах, часто ошибочно принимаемых за их истинный геохронологический стратиграфический возраст. Длительный характер эндогенных процессов подтверждается согласованными структурно-метаморфическими соотношениями на границах структурных этажей, их участием в общих деформационных структурах, что свидетельствует о продолжающемся эндогенном развитии эогейских комплексов нижних структурных этажей на протяжении всего протогея.

На основании имеющихся геологических и изотопно-геохронологических данных, на уровне современного денудационного среза эндогенные термические и связанные с ними деформационные процессы различной интенсивности закончились *во всех геоструктурных областях (мегаблоках) примерно одновременно – около 1900±100 млн. лет*. В связи с этим, для районирования раннедокембрийских территорий оказывается неприменимым принцип завершающей складчатости, а раннедокембрийские структурные этажи, в отличие от этажей складчатых систем неогея, не могут рассматриваться как результат последовательных законченных тектоно-магматических (-метаморфических) циклов. Поэтому для обозначения раннедокембрийских структурных этажей при картографическом изображении целесообразнее использовать представления о времени начала их формирования (структурные этажи раннеэогейского, позднеэогейского и т.д. заложения).

Названные главные и целый ряд других особенностей раннедокембрийских комплексов и территорий их распространения не находят объяснения в рамках существующих представлений об условиях, механизмах и длительности формировании структур неогея. Для раннего докембрия, продолжительностью от более чем 4000 до 1900 млн. лет, в настоящее время отсутствуют данные о повторяемости, цикличности процессов формирования структур земной коры, подобной той, которая в рамках известных геотектонических концепций приводит к образованию разновозрастных (байкальских, каледонских, герцинских и т.д.), но принципиально сходных геоструктур. Напротив, имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о направленном, необратимом непрерывно-прерывистом раннедокембрийском

развитии верхней части земной коры, представленной в ее современной структуре фундаментом древних платформ – *кратонов*, в их изначальном классическом понимании.

Поэтому, разработка теории формирования фундамента кратонов – *концепции кратоногенеза* – остается по-прежнему актуальной. Создание целостных представлений о развитии раннедокембрийской земной коры, на наш взгляд, невозможно без создания самостоятельной теоретической основы, равноценной геосинклинально-платформенной теории или ее преемнице – плитнотектонической концепции, которые вполне удовлетворительно объясняют формирование соответствующих геоструктур неогея, но в целом не применимы к фундаменту кратонов. Это не противоречит тому, что отдельные составляющие разных теорий могут совпадать, как, например, проявление горизонтальных движений, надвиговых и сдвиговых, являющихся одним из столпов тектоники литосферных плит. Однако применительно к раннему докембрию они, и связанные с ними процессы, не могут объяснить все особенности проявления эндогенной и экзогенной геодинамики. В раннедокембрийской геодинамике определяющую роль, вероятно, играло исходное высокотемпературное состояние верхних оболочек Земли, изменение которого в сторону охлаждения в значительной мере определило эволюцию литогенеза и геолого-формационные отличия разновозрастных стратигенных комплексов, эволюцию условий их метаморфизма и ультраметаморфизма, и даже структурные особенности верхней части земной коры.

Литература

1. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 1. Запад России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 528 с.
2. *Кирилюк В.П.* Геотектоническая периодизация раннего докембрия // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания. Том 1. М.: ГЕОС, 2007. С. 292-296
3. *Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М.* Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны). М.: Научный мир, 2008. 184 с.
4. *Хаин В.Е.* Особенности тектонического развития земной коры в раннем докембрии – действительные и мнимые // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С 5-13.
5. *Хаин В. Е., Божко Н. А.* Историческая геотектоника Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
6. *Шульдинер В. И.* Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ М.: Недра, 1982. 226 с.

АЛЬТЕРНАТИВНЫЙ МЕХАНИЗМ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

Киркинский В. А.

Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева, Новосибирск, Россия
(kirkinsk@uiggm.nsc.ru)

Проблема движущего механизма дрейфа континентов была одной из главных причин длительного неприятия мобилизма в геологии. Идея тепловой конвекции в мантии Земли в качестве возможной причины такого дрейфа впервые была высказана ещё в 1931 году [7]. Различные варианты термоконвекции, разработанные рядом авторов во второй половине 20-го века, были приняты в качестве теоретического обоснования тектоники плит в её современном виде. Отметив недостатки предложенных моделей, Е. В. Артюшков [1], О. Г. Сорохтин и С. А. Ушаков [5] в качестве причины конвекции рассматривали гравитационную дифференциацию

За последние два десятилетия на основе развитых методов компьютерного программирования выполнен целый ряд работ по моделированию конвекции в мантии Земли, однако принятые модели конвекции всё ещё далеки от адекватного описания глубинных процессов по целому ряду причин:

· реологические свойства пород мантии очень сильно отличаются от свойств жидкостей, для которых построена классическая гидродинамика;

· не доказана возможность перенесения законов конвекции, выявленных на малых объектах на гигантские масштабы размером тысячи километров;

· в расчётах обычно рассматривается стационарная конвекция, в то время как время достижения стационарного процесса иногда сравнимо с временем существования Земли;

· практически во всех работах рассматриваются плоские, то есть двумерные модели. Решение значительно более сложных трёхмерных задач может значительно изменить полученные выводы;

· среди множества упрощающих предположений о свойствах глубинных пород особенно странным является усреднение значений вязкости с глубиной при её реальных вариациях на 4-5 порядков. По этой причине некоторые авторы изначально принимают наличие двухслойной конвекции [2];

· в существующей кинематической теории литосферных плит положение и параметры плит задаются заранее в начальных и граничных условиях [6];

· в геофизических моделях практически не рассматриваются очень важные вопросы химико-плотностной дифференциации пород, поведения летучих, изменения окислительно-восстановительных условий с глубиной, играющие очень важную роль в геологических процессах.

Принятые модели термической и термогравитационной конвекции, как движущего механизма тектоники плит, трудно согласовать с целым рядом фактов.

- Линейный характер океанических рифтовых зон, длина которых составляет тысячи километров, с изломами по их простиранию кардинально отличается от изометричных в плане восходящих потоков при термической и термогравитационной конвекции.

- Поступление с больших глубин разогретого и более лёгкого материала в область рифта должно приводить к подъёму рельефа не только в рифтовой зоне, но и в прилегающих к рифту областях. Вопреки этому уровень дна океанов устойчиво понижается со временем.

- При перемещении рифтовой зоны над зародившимся на большой глубине восходящим потоком её строение должно становиться асиммметричным. Однако значительной асимметрии океанических рифтов не наблюдается даже при перемещении их на многие сотни километров от первоначального положения

на геоиде, как это имеет место, например, для Срединно-Атлантического рифта.

- После образования рифтовой трещины расплавленный материал восходящего потока должен изливаться на поверхность, а не совершать путешествие длиной тысячи километров в горизонтальном направлении, преодолевая огромное сопротивление и совершая дополнительную работу по перемещению плиты, как это предписывают модели термической конвекции в мантии.

- Горизонтальные напряжения, передаваемые от потоков в астеносфере на плиты, недостаточны для перемещения последних.

- Конвекция в нижней мантии может происходить только при больших сверхадиабатических перепадах температуры. Такие перепады должны поддерживаться мощными внутренними источниками тепла, так как тепловая конвекция приводит к выравниванию температуры по адиабатическому закону. Природа таких источников не выявлена.

- В моделях, в которых верхние пограничные слои конвективных ячеек отождествляются с литосферными плитами, основной движущей силой перемещения плит считают отрицательную плавучесть их в зонах субдукции в результате перехода базальта в эклогит. Неясно под действием каких сил плиты первоначально погружаются на значительную глубину в более плотную мантию.

- Субдуцируемая часть плиты не может приводить к её горизонтальному перемещению, тем более что при изгибе плиты в зоне Беньофа она разбивается трещинами параллельными этой зоне.

- Если погружающийся участок плиты увлекает за собой всю плиту, последняя должна испытывать напряжения растяжения. На самом деле в плитах с глубиной возрастают напряжения горизонтального сжатия, превышающие литостатическое давление.

- Как известно, граница литосферы под континентами находится значительно глубже, чем под океанами. Некоторые геофизики и геологи отрицают даже наличие астеносферного слоя под древними платформами и говорят об очень длительной связи этих платформ с мантийными корнями. Эти факты трудно согласовать с предложенными моделями конвекции.

Ранее автор предложил и обосновал принципиально отличающийся движущий механизм тектоники плит [3, 4]. Ниже в обновлённой форме изложено существо этого механизма. Обновление связано с дополнительными аргументами в пользу этой концепции, полученными за последние два десятилетия.

1. Образование мировой системы рифтов связано с разрывом жёсткой, но хрупкой литосферы в областях её наименьшей прочности при глобальных механических и термических напряжениях. Механические напряжения растяжения вызываются небольшим (первые проценты) увеличением объёма планеты при гравитационной дифференциации и росте ядра, а также гравитационным взаимодействием с другими космическими телами, в первую очередь - с Луной и Солнцем. Термические напряжения обусловлены более быстрым в сравнении с мантией остыванием литосферы.

2. При образовании трещин разрыва в литосфере давление в нижележащем астеносферном слое резко снижается. Декомпрессия приводит к выплавлению наиболее легкоплавких дериватов пород этого слоя – базальтов, заполняющих трещину и изливающихся на поверхность.

3. Подток в рифтовые зоны горячего магматического расплава из глубины, вязкое трение при его течении, возрастание выделения энергии приливного трения за счёт уменьшения добротности материала в области рифта, возрастание конвективного переноса тепла благодаря увеличению доли жидкой и газовой фазы и снижению вязкости, выделение тепла при кристаллизации базальта вблизи поверхности приводят к возрастанию теплового потока, повышению уровня изотерм и верхней границы астеносферы в прилегающих к рифту областях и

коррелирующему с этой границей уровню рельефа.

4. Излияние базальтов в рифтовой зоне и создание градиента давления вызывает перемещение по направлению к ней материала из прилегающих участков астеносферы и, как следствие этого, - общее опускание рельефа и углубление океанического дна на флангах рифтовых зон.

5. Латеральные неоднородности уровня астеносферы, связанные с повышением её верхней границы вдоль рифтовых зон, обуславливают существование горизонтальных сил сжатия в литосфере, направленных от рифтов вкрест их простирания. Напряжения сжатия в литосфере создают потенциальную возможность её сколов, которые чаще всего реализуются на границах океанических и континентальных участков по плоскостям, падающим под континент.

6. Благодаря сколам в литосфере гравитационная неустойчивость плит в рифтовых зонах реализуется путём их сползания с астеносферных поднятий и погружения по сейсмофокальной зоне. Преодолению сил трения с астеносферой способствуют приливные деформации под действием Луны. Повышение границы перехода в эклогит в более холодной плите создаёт дополнительную силу для её погружения.

7. Горизонтальные градиенты давления в астеносфере создают поток пластичного материала в ней от зон субдукции к рифтам, то есть противоположно направлению движения плит, при этом обеспечивается постоянно идущий процесс поступления базальта к поверхности и наращивания коры в рифтовых зонах. Таким образом, осуществляется общий круговорот материала: плита перемещается от рифтовой зоны, а в противоположном направлении от зоны субдукции движется астеносферный поток. В процессе циклического обращения материала происходит его геохимическая дифференциация с накоплением легкоплавких и летучих компонентов в коре, гидро- и атмосфере.

Предложенный движущий механизм тектоники плит лишён отмеченных выше противоречий известных моделей термической и термогравитационной конвекции и позволяет логично объяснить не только причины перемещений литосферных плит, но и крупномасштабную цикличность глобального тектогенеза, эвстатических колебаний уровня Мирового океана и климата, происхождение других характерных особенностей развития и строения Земли.

Работа выполняется при финансовой поддержке РФФИ, грант 11-05-00443.

Литература

1. *В. Е. Артюшков* Гравитационная конвекция вещества в недрах Земли // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1968, №4, С. 58-73..
2. *Н. Л. Добрецов, А. Г. Кирдяшкин, А.А. Кирдяшкин* Глубинная геодинамика // Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2001, 408 с.
3. *В. А. Киркинский* О физико-химическом механизме глобальных тектонических процессов // Геология и геофизика, 1985, №4, С. 3-14.
4. *В. А. Киркинский* Механизм и цикличность глобального тектогенеза // Новосибирск, Изд-во “Наука” Сибирское Отделение, 1987, 71 с.
5. *О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков* Глобальная эволюция Земли // М. Изд-во МГУ, 1991, 446с.
6. *В. П. Трубицын* Перемещения хребтов и зон субдукции в моделях мантийной конвекции с литосферными плитами // Физика Земли, 2010, № 10, С.5-14.
7. *A. Holmes* Radioactivity and Earth movements// Trans. Geol .Soc. Glasgow, 1931, V.18, No 5-6, pp.559-606.

ИСТОЧНИКИ ЭНЕРГИИ ГЛОБАЛЬНЫХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Киркинский В. А.

Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева, Новосибирск, Россия
(kirkinsk@uiggm.nsc.ru)

Основными источниками энергии глобального тектогенеза и магматизма считаются:

· аккреция и гравитационная дифференциация Земли;

· распад радиоактивных элементов;

· приливное торможение под действием Луны.

Выделение энергии при распаде радиоактивных элементов: U, Th, ^{40}K в породах коры и верхней мантии рассматривалось многими авторами в качестве основной причины тектоно-магматической активности. Однако более тщательные расчёты показали, что радиоактивный распад даёт вклад менее 8% в суммарный тепловой поток Земли [5]. Необходимо учесть также то, что основная доля радиоактивных элементов сосредоточена в Земной коре и верхней мантии, что приводит к снижению геотермического градиента. Это должно не стимулировать, а подавлять термическую конвекцию, которая, по мнению геофизиков, является основной движущей силой перемещений литосферных плит.

Диссипация энергии при приливном торможении вращения Земли под действием Луны зависит от добротности вещества планеты. Вклад этой энергии был значительным в ранние этапы эволюции Земли, когда значительная часть мантии была расплавленной. По расчётам Г. Макдональда [4] скорость выделения приливной энергии в настоящее время составляет ~ $2{,}5*10^{19}$ эрг/с, причём большая её часть (около 2/3) диссипирует в гидросфере. Современный тепловой поток через поверхность Земли оценивается величиной $(4{,}2 – 4{,}3)*10^{20}$ эрг/с [1, 5]. Доля приливной энергии, рассеиваемой в твёрдой Земле, не превышает 2% от полной энергии, генерируемой в её недрах. Таким образом, энергия, выделяемая при лунных приливах, не играет заметной роли в тепловом потоке и глобальных тектоно-магматических процессах.

Основной вклад в геоэнергетику по современным представлениям дают аккреция и гравитационная дифференциация Земли.

Температура при столкновении крупных планетозималей во время формирования планеты действительно может значительно повышаться, приводя к плавлению пород, однако при этом происходит интенсивное излучение энергии в космическое пространство. По этой причине роль энергии аккреции была велика только в ранние этапы развития планеты на протяжении первых сотен миллионов лет формирования Земли.

Интегральная энергия гравитационной дифференциации рассчитана на основе сопоставления потенциальной энергии химически недифференцированной Земли и её современного стратифицированного состояния. Наибольшая энергия выделяется при формировании и росте Земного ядра. По данным [7] процесс формирования ядра происходил в основном в период от 2,7 до 2,1 миллиардов лет тому назад.

Независимые свидетельства в пользу того, что по крайней мере с протерозоя гравитационная дифференциация не давала значительного вклада в энергетику планеты получены на основе палеонтологических данных. В [18] на основе суточной слоистости в кораллах было показано, что в среднем девоне год состоял из 400±10 суток. Ещё меньший период вращения Земли был доказан по строматолитам формации ганфлит в протерозое [15]. Расчет, проведенный в [16] на основе палеонтологических данных [18, 15] показал, что собственный момент инерции, то есть без учёта приливного торможения под действием Луны увеличился со

среднего девона на 0,1 – 0,6 %. Гравитационная дифференциация и рост ядра должны были бы приводить к противоположному эффекту – уменьшению момента и периода вращения Земли.

По расчётам энергетического баланса на границе ядро – мантия температура на этой границе в среднем на 1000^0 выше, чем в мантии. Следовательно, энергия выделяется непосредственно в самом ядре. Теплота кристаллизации внутреннего ядра недостаточна для обеспечения теплового потока в течение геологических периодов времени. Высказывались предположения о присутствии в Земном ядре значительных содержаний радиоактивных элементов, таких как U, Th, ^{40}K, что трудно согласовать с литофильным характером этих элементов и содержаниями их в метеоритах.

Таким образом, ни один из перечисленных выше источников энергии и их суммарное воздействие не достаточны для обеспечения тектогенеза и магматизма в фанерозое.

Автором обосновывается ещё один важный геоэнергетический источник – ядерные реакции синтеза в ядре Земли.

Приведены космохимические, геохимические и термодинамические аргументы в пользу присутствия значительного содержания водорода (до нескольких атомных процентов) в Земном ядре.

Принципиальная возможность ядерных реакций синтеза в дейтеридах и гидридах ряда металлов при низких энергиях доказывается многочисленными экспериментальными работами, проведёнными в ряде лабораторий мира за последние 20 лет.

Количественные теоретические оценки вероятности и скорости ядерных реакций изотопов водорода при низких энергиях в зависимости от их кристаллической структуры сделаны автором совместно с Ю. А. Новиковым и А. И. Гончаровым по результатам компьютерного моделирования на основе моделей динамического экранирования зарядов протонов и дейтронов электронными орбиталями металлов и свободными электронами [2, 6 , 10 - 14].

С использованием оригинальной методики в сканирующем калориметре нами экспериментально доказано выделение избыточной энергии при сорбции – десорбции дейтерия в палладии порядка одного ватта на грамм дейтерида металла. В аналогичных экспериментах с обычным водородом дополнительное тепло не выделялось [8].

Создана установка для исследования ядерных реакций в системах металл – изотопы водорода при высоких температурах и давлениях до 10 атм. [3, 9]. Эксперименты, проведённые с дейтеридом палладия в диапазоне до 700^0 С и 10 атм., показали выделение избыточной энергии по сравнению с потребляемой, повышение в несколько раз по сравнению с фоном нейтронного и гамма-излучения, что однозначно указывает на ядерную природу процесса.

В отличие от большинства работ в наших экспериментах ядерные реакции синтеза активировались не специфическими воздействиями, а повышением температуры и давления.

Результаты проведённых нами опытов, также как экспериментов, опубликованных в литературе для дейтерида палладия, согласуются по порядку величины с расчётами по теоретическим моделям.

С использованием разработанной теории проведена оценка скорости ядерных реакций синтеза в дейтериде и гидриде железа с природным содержанием дейтерия. Показано, что наблюдаемый глубинный тепловой поток может быть обеспечен при содержании в Земном ядре порядка одного атомного процента водорода.

Свидетельством ядерных реакций в ядре Земли являются высокие отношения ^{3}He / ^{4}He в глубинных плюмах (Гавайи, Исландия и другие), зарождающихся на границе мантии и ядра.

Таким образом, есть веские основания утверждать, что ядерные реакции синтеза в ядре Земли являются важным источником энергии тектоно-магматических процессов.

Работа выполняется при финансовой поддержке РФФИ, грант 11-05-00443.

Литература

1. *А. М. Городницкий, О. Г. Сорохтин* Карта расчётных значений теплового потока через дно океана // Проблемы теоретической геодинамики и тектоники литосферных плит. М. Ин-т океанологии АН СССР, 1981, С. 122-128.
2. *В. А. Киркинский, Ю. А. Новиков* Проблема нуклеосинтеза в геологических процессах.// В кн. “Науки о Земле на пороге XXI века: новые идеи, подходы, решения”, М. Научный мир, 1997, С.85.
3. *В. А. Киркинский, А. И. Хмельников* Устройство для получения энергии // Патент РФ № 2195717. Бюллетень “Изобретения, товарные знаки”, 2002, №26.
4. *Г. Дж. Ф. Макдональд* Приливное трение // Приливы и резонансы в Солнечной системе. М. Изд-во “Мир”, 1975. С. 9 – 96.
5. *О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков* Глобальная эволюция Земли // М. Изд-во МГУ, 1991, 446 с.
6. *A. I. Goncharov, V. A. Kirkinskii* Theoretical modeling of electron flow action on probability o f nuclear fusion of deuterons // In the book “Progress in condensed nuclear science”, World scientific. 2006.
7. *C. J. Hale* Paleomagnetic data suggest link between the Archaean – Proterosoic boundary and inner core nucleation // Nature 1987, v.329, No 6136, pp 233-236.
8. *V. A. Kirkinskii, V. A. Drebushchak. A. I. Khmelnikov* Excess heat release during deuterium sorption - desorption by finely powdered palladium deuteride // Europhysics Letters, 2002, V. 58, No3, pp 462-467.
9. *V. A. Kirkinskii, A. I. Khmelnikov* Setup for measuring of energy balance at interaction of metal and hydrogen isotopes gas at high temperatures and pressures // Proceedings of the 13th Conference on condensed matter nuclear science (ICCF-13), Dagomys, 2007, pp 43-46.
10. *V. A. Kirkinskii, Yu. A. Novikov* A new approach to theoretical modeling of cold fusion // Europhysics Letters, 1999, V. 4, No 4, pp 448 - 453.
11. *V. A. Kirkinskii, Yu. A. Novikov* Modelling of dynamic screening effects in solid state // Europhysics Letters, 2004, v. 67, N3, pp 362-367.
12. *V. A. Kirkinskii, Yu. A. Novikov* Theoretical modeling of cold fusion // Novosibirsk State University, 2002, 105 p.
13. *V. A. Kirkinskii, Yu. A. Novikov* Fusion reaction probability in iron hydride and the problem of nucleosynthesis in the Earth`s interior // Proceedings of the 9 th Conference on cold fusion (ICCF-9), Condensed matter nuclear science, Beijing, China, pp.166-169.
14. *V. A. Kirkinskii* Estimation of geofusion probability // Proceedings of the 13th Conference on condensed matter nuclear science (ICCF-13), Dagomys, 2007, pp 683-689.
15. *G. Panella Paleontological evidence on the Earth`s rotational history since early Precambrian // 1972,V.16, pp 212-237..*
16. *C. T. Scrutton Periodicity in Devonian coral growth //* Paleontology, 1964, V. 7, No 4, pp 552 - 558.
17. *S. K. Runcorn* Changes in the Earth`s moment of inertia // Nature, 1964, V. 13, pp 823-825.
18. *J. W Wells* Coral growth and geochronometry // Nature, 1963, V. 197, pp 948-950.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Книппер А.А.

Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва, Россия
(knipper_andrey@mail.ru)

Тектоника и история тектонического развития Сибирской платформы освещалась во многих публикациях, в том числе Н.С. Шатского, А.А. Борисяна, Т.И. Спижарского, К.Б. Мокшанцева, А.Н. Дмитриевского, А.Э. Конторовича, Л.П. Зоненшайна, В.С. Суркова, В.С. Старосельцева, В.Е. Хаина [1-10].

Фундамент платформы представлен архейско-протерозойскими метаморфическими, магматическими породами, чехол состоит из осадочных пород рифей-мезозоя, пронизанный магматическими телами, в виде силлов, даек и др. Значительная площадь Сибирской платформы занята на поверхности триасовой трапповой формацией. История тектонического развития платформы, трактуемая с позиций теории тектоники литосферных плит [1], показывает, что за последние 1000 млн. лет Сибирский палеоконтинент преодолел большой путь, перемещаясь с юга на север. В кембрии упомянутый палеоконтинент находился ниже экватора, в девоне переместился в умеренные широты северного полушария, в триасе достиг современного положения.

На основе палеогеодинамических реконструкций плит установлено, что в рифее формированию нефтегазоносных бассейнов способствовали процессы континентального рифтогенеза внутри Сибирского палеоконтинента, спрединга на его окраинах и образования пассивных окраин (Енисейской, Туманшетской, Прибайкальской, Джербинской) (рис. 1). В раннем венде упомянутые континентальные окраины продолжали развиваться, а во внутренних частях платформы образовывались надрифтовые депрессии и прогибы (рис. 2).

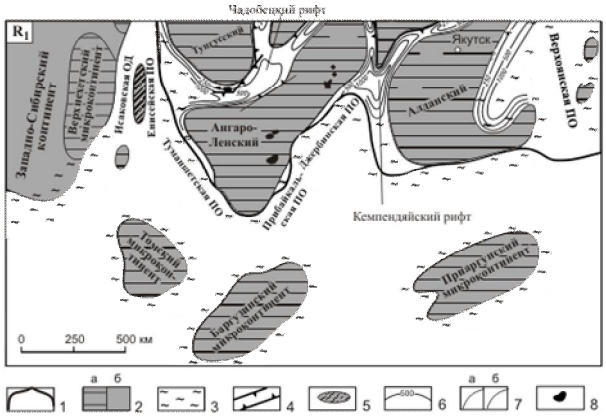


Рис.1. Основные плитотектонические структуры Сибирского континента и прилегающих регионов, существовавшие в раннем рифее.

1 – океанические пространства; 2-5 – континентальные пространства: 2 – палеоконтиненты, палеомикроконтиненты, террейны: а – выступы и поднятия, б – погруженные зоны в пределах Западно-Сибирского мезоконтинента, 3 – пассивные континентальные палеоокраины (ПО) в пределах шельфа и континентального склона, 4 – континентальные палеорифты, 5 – островная дуга (ОД); 6 – линии равных мощностей, м; 7 – контуры: а – палеоконтинентов, б – палеомикроконтинентов; 8 – некоторые месторождения нефти и газа.

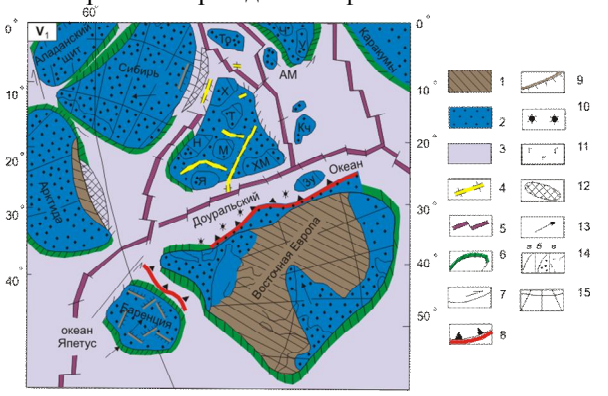


Рис.2. Палеогеодинамические реконструкции плит на начало венда.

1 – суша; 2 – мелководные моря; 3 – океанические бассейны; 4 – континентальные рифты; 5 – океанические рифты (оси спрединга); 6 – пассивные и трансформные континентальные окраины (соответственно ПО и ТО); 7 – трансформные разломы; 8 – зоны субдукции; 9 – орогены столкновения плит; 10 – известково-щелочной вулканизм островных дуг и активных континентальных окраин; 11 – щелочной

вулканизм горячих точек; 12 – граниты и гранито-гнейсовые купола; 13 – молассовые впадины; 14 – траппы; 15 – островные дуги; 16 – направление движения плит; 17 – пассивные, трансформные континентальные окраины.

Жирные линии – границы палеоконтинентов, палеомикроконтинентов; тонкие линии – границы суши и моря в пределах континентов.

Буквами обозначены: докембрийские и другие массивы, крупные чужеродные блоки: АМ – Атасу-Моитинский, Зу – Зауральский, Кч – Кокчетавский, То – Томский, У – Улытауский, Ч – Чуйский, Н – Нядояхский, Х – Верхнехетский, Я – Ямальский, ХМ – Ханты-Мансийский, Т – Усть-Тымский, М – Межовский (Нюрольский).

Во второй половине венда юго-западная часть Сибирского палеоконтинента (Туманшетская пассивная окраина) была деформирована и преобразована в ороген столкновения. Юго-восточная часть платформы в это время (Джербинская пассивная окраина) продолжала развиваться, происходило осадконакопление. В раннем кембрии наблюдалось изостатическое выравнивание, погружение значительной части Сибирской платформы и накопление мелководно морских отложений (рис. 3).

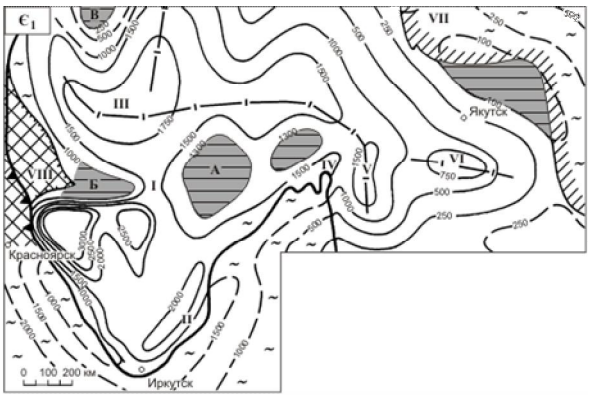


Рис. 3. Основные плитотектонические структуры южной части Сибирского континента и прилегающих регионов в раннем кембрии.

Римскими цифрами обозначены: пассивные окраины: I – Туманшетская (Присаяно-Енисейская), II – Прибайкальская, IV – Джербинская, VII – Верхоянская, надрифтовые прогибы, депрессии: III – Тунгусская, V – Березовский, VI – Алданский; орогены столкновения плит: VIII – Енисейский.

Буквами обозначены антеклизы, поднятия, вал: А – Ангаро-Ленское, Б – Байкитский, В – Центрально-Тунгусское.

В конце среднего кембрия продолжили формироваться надрифтовые депрессии (внутри платформы) и пассивные окраины (по периферии платформы). Позднекембрийский этап ознаменовался столкновением Баргузинского палеомикроконтинента с южным краем Сибири [1, 10 и др.]. Это столкновение привело к образованию здесь орогена, подъёма платформы и образованию суши. В середине ордовика Томский палеомикроконтинент приблизился и столкнулся с юго-западной частью Сибирского палеоконтинента. В результате образовался Присаянский ороген столкновения, вдоль которого накапливались терригенные красноцветные мелководно морские континентальные породы, сменяющиеся к северу карбонатами прибрежной равнины. В раннем девоне продолжилось присоединение к Сибирской платформе палеомикроконтинентов, например Тувино-Монгольского. Весь юг Сибирского палеоконтинента к этому времени являлся сушей, кроме наиболее прогнутых участков. Во внутренних частях платформы в девоне начался новый этап рифтогенеза (Вилюйская недоразвитая ветвь тройного сочленения, Тунгусский прогиб). В карбоне континентальный рифтогенез усилился. Основной очаг морского осадконакопления в позднем девоне-карбоне сместился на восток платформы в район Верхоянья. Юг Сибири в это время оставался высокоприподнятой сушей, где накапливались молассовые формации.

Палеогеодинамические реконструкции ранней перми-триаса указывают на столкновение Сибирского, Евроамериканского, Казахского палеоконтинентов, что привело к появлению Суперконтинента Лавразии, Уральского орогена сначала в южном сегменте, а затем и в северном сегменте вплоть до Новой Земли. На всей территории Лавразии, в том числе на юге Сибирской платформы преобладали континентальные условия осадконакопления. В триасе наметился раскол Лавразии, рифтогенез и появление мощной (до 3700 м) трапповой формации.

В целом Сибирский палеоконтинент в триасе оставался высокоприподнятым и являлся ареной континентального осадконакопления. В юрско-кайнозойский этап преобладало изостатическое выравнивание. В олигоцен-четвертичное время тектоническая деятельность заметно усилилась. Образовались Байкальский и Момский рифты, что привело к появлению горных сооружений за счёт интенсивного воздымания плечей рифта. Амплитуда тектонических перемещений на юге платформы достигла 3000 м (И.П. Варламов, 1981).

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. – Кн.2. – 334 с.
2. Клещёв К.А. Новые методические подходы к оценке перспектив нефтегазоносности рифейских отложений Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции / К.А. Клещёв, Н.К. Фортунатова, В.Н. Ларкин, А.Г. Швец-Тэнэта-Гурий, А.В. Баранова, В.А. Оксман / / Геология нефти и газа. – 2009. – №6.
3. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. – М.: Научный мир, 2004. – 612 с.
4. Мельников П.Н. Перспективные зоны нефтегазонакопления и ловушки северо-восточного склона Непского свода / П.Н. Мельников, Л.В. Рябкова, Р.Р. Хуснитдинов / / Геология нефти и газа. – 2009. – №6.
5. Старосельцев В.С., Мигурский А.В., Старосельский К.В. Енисейский кряж и его сочленение с Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой / / Геология и геофизика. СО РАН. – 2003. – т.44. – №1-2. – С.76-85.
6. Сурков В.С. Коробейников В.П., Краевский Б.Г. Геостатические тектонические карты раннего (докембрий и палеозой) и позднего (мезозой и кайнозой) неогея территории Сибири масштаба 1:2 500 000 (объяснительная записка). – Новосибирск: СНИИГИМС, 1998. – 135 с.
7. Фортунатова Н.К. Строение и перспективы нефтегазоносности вендо-нижнекембрийских отложений непско-ботуобинской антеклизы и ее обрамления / Н.К. Фортунатова, А.Г. Швец-Тэнэта-Гурий, В.Н. Ларкин / / Геология нефти и газа. – 2010. – №5.
8. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). – Научный мир. 2001. – 606 с.: 8 цв. ил.
9. Хаин В.Е. Тектонические и геодинамические обстановки нефтегазоносности территории СССР. /В.Е. Хаин, К.А. Клещёв, Б.А. Соколов, В.С. Шеин. / / Актуальные проблемы тектоники СССР. – М.: ВНИГНИ, 1988. – С. 46-54.
10. Шеин В.С. Геология и нефтегазоносность России. М.: ВНИГНИ, 2006. – 776 с.

СПРЕДИНГ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА И ПЕРВАЯ СТАДИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ЦИКЛА ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Ковалев А.А.

Музей землеведения МГУ, Москва (kov2121@ mail.ru)

Именно на океаническом дне (в срединно-океанических хребтах и в окраинных задуговых морях), в результате спрединга океанического дна и последующих геодинамических процессов, накапливаются значительные концентрации полезных ископаемых. Но позднее в зонах субдукции (Беньофа) состарившейся океанической коры поглощаются и колоссальные скопления железо-марганцевых конкреций абиссальных впадин и гидротермально-осадочные залежи массивных сульфидов основных металлов (Fe, Mn, Zn) срединно-океанических хребтов.

Однако не поглощается, а в последствии включается в складчато-надвиговые и складчато-сдвиго-надвиговые коллизионные горные пояса формирующихся континентов молодая (более легкая и плавучая) океаническая кора задуговых окраинных морей и сформированные на ней в эту первую стадию океанического геохимического цикла уже хорошо изученные гидротермально-осадочные сульфидные залежи основных металлов **(Fe, Cu, Zn)** с иногда заметными концентрациями **Au и Ag**.

В эту океаническую стадию задуговых окраинных морях, в связи с трансформными разломами, в редкой геодинамической обстановке 4-го (по масштабу пространства) порядку, -- в коротких системах спрединга над астеносферными камерами, в пулл-апарт-суббассейнах на глубинах более 3,5 км формируются эксгаляционные и эксгаляционно-осадочные стратиформные скарноидные и грейзеноидные, часто крупнейшие по масштабу, залежи (месторождения), по существу остальных металлов (выщелачиваемых морской водой из базальтов), в первую очередь **W, Mo, Sn, Bi, Be, Sb**, часто с повышенными концентрациями **Cu,Au, Ag, Hg.** Что очень важно, что в отличие от гидротермально осадочных скоплений океанического дна указанная минерализация во вмещающих продуктивных толщах пулл-апартов никогда не могла поглощаться и полностью сохранялась, сминаясь в складки (вплоть до субвертикальных и лежачих антиформ, как на наиболее молодых месторождениях Тырныауз и Улудаг в Средиземноморском поясе)[5,9].

Концепция автора о генезисе этого типа полихронных месторождений была основана на анализе геологического строения, кроме упомянутых Тырныауза и Улудага) подавляющего большинства месторождении мира [5,7,9] и и в первую очередь богатейшей провинции Китая в Катазии [8]. Косвенным образом она подтверждена открытием вольфрамового месторождения Интернетовское на северном острове Новой Зеландии [6,11].

К большому сожалению, пока не удалось выявить и изучить **современных аналогов** подобных рудообразующих систем, которые вероятно есть (в первую очередь это пулл-апарты Фаралон и Пискадеро в Калифорнийском заливе на глубинах около 4 км, которые предлагаются автором для ближайших экспедиций **научного океанического глубоководного бурения.**

Не исключено, что к перечисленным полезным ископаемым в пулл-апартах океанического геохимического цикла могут добавится и месторождения элементов платиновой группы.

Наконец в океаническую стадию геохимического цикла нужно отметить и **скопления углеводородов**. Действительно, еще при открытии первых гидротермально-

осадочных рудопроявлений, а главное уникальных неизвестных ранее биологических глубоководных систем [2,3,4] было установлено, что сообщества живут поглощая по крайне мере три группы микробов, осваивающих в «черных курильшиках» выделяющиеся газы азота, сероводорода, а главное метана.. Большая часть этих газов естественно рассеивается как и марганец. И если марганец участвует в строении глубоководных абиссальных железо-марганцевых конкреций, то растворенные, по-видимому, огромные количества метана дают начало скоплениям на океаническом дне газогидратам.

Недавно в развитие концепции об эксгаляционных скарноидах автору пришла новая мысль, идея «о связи полицикличного океанического скарноидного оруденения с событиями землетрясений».

Вначале о пулл-апарт суббассейнах, небольших по размерам (протяженность десятки километров) по сравнению со значительно более крупными садочными бассейнами и их геологических признаках. Рудоносности пулл-апартов в свое время была посвящена глава 2. стр. 74-107 [10].

По мнению Б.А. Натальина (устное сообщение), бассейны пулл-апарт должны обладать следующими характеристиками:

1) быть приуроченными к сдвигам, смещение по которым должно быть больше чем ширина бассейна, измеряемая по простиранию сдвига (в океанической литосфере вопрос о ширине сложнее);

2) Располагаться у так называемых releasing bends (сочленение двух эшелонов сдвига).

3. Иметь формы ромба, линзы или S- или Z-образно изогнутой линзы.

Эти признаки легко видеть на картах. Более сложны признаки, которые извлекаются из истории развития осадочного бассейна этого типа:

- скольжение осадочных фаций, согласованное с перемещениями по сдвигу,
- смещение фаций, указывающие на расширение бассейна,
- распределение фаций, указывающее на синхронность осадконакопления и движений по сбросам, и т.д.

По мнению автора, признаками пулл=апартмсуббассейнов могут являться:

1) **минерагенические** – наличие продуктивной толщи со стратиформным вольфрамо-молибденовым тонкокристаллическим шеелитовым (молибдо-шеелитовым) эксгаляционным оруденением;

2) **структурно-тектонические** – наличие в складчато-сдвиго-надвиговых коллизионных орогенных поясах сильно дислоцированных, вплоть до антиформных, складок, Хорошими примерами являются субвертикальная антиформа на Тырныаузском месторождении, и лежачая антиформа на турецком Улудаге В канадском Флат-Ривер=Кантунге рудные зоны «Пит» и «Е залегают в лежачей антиклинали с неясной стратиграфией [1]. В хакасском Киялых-Узене рудоносные стратиформные скарноиды «поставлены на голову» (субвертикальны), а подводящие к ним грейзеноиды – субгоризонтальны и были разведаны квершлагами с рассечками ()

3) Однако, к нашему счастью на эталонном, по моему мнению, вольфрамовом месторождении **Скрытое** в Сихоте-Алине, продуктивная толща с полицикличным оруденением имеет спокойное залегание. В ряде других месторождений структурное положение продуктивной толщи и стратиформных скарноидных залежей, возможно из-за моноцикличности или из-за подхода с позиций плутоногенного генезиса, по видимому, изучено плохо и понято неправильно (Восток-2, Лермонтовске в Сихоте-Алине, Сандонг в Корее).

О цикличности продуктивных толщ. Возможны моноцикличные объекты с одной фазой оруденения, Но для ряда крупнейших месторождений видно несколько циклов оруденения.

На нашем **Тырныаузе** судя по разрезу, составленному А.А. Хрущовым, имеется отчетливых два цикла: Залежь Главного скарна (скарноида) видимо базальная (и от первого цикла как в моей книге нужно отказваться, он сомнителен) и второго цикла горизонт ближе к ядру антиформы – стратиформная VIII рудная залежь.

На эталонном **Скрытом** месторождении разведчиком П..Кораблиновым описано 10 стратиформных рудных залежей, .видимо, закономерно образование вначале мощных базальных залежей – это залежи №№ 9 и 10. мощностью соответственно от 8-10 до 20-35 м. Может быть их нужно считать за одну сдвоенную базальную скарноидную залежь. Кстати следует отметить, что сотрудник ВИМСа С.Г. Соловьев дал детальную характеристику подводящих к стратиформным залежам жильных и штокверковых грейзеноидов.

На корейском **Сандонге** указано 6 стратиформных скарноидных рудных залежей, главная (пятая) [10].

В Таджикистане на месторождении Кухи-сафит (**Такфон**) скарноиды представлены «Тройной жилой», вернее тремя отчетливыми ритмами (циклами).

Итак, возможно нужно усматривать связь полицикличного океанического скарноидного оруденения с событиями землетрясений.

В **Калифорнийском заливе** на разломе Сан-Андреас размещена цепочка пулл-апартных суббассейнов. Среди северных – **пулл-апарт Гуаймас** при глубине моря около 2 км, который исследован тремя скважинами глубоководного океанического бурения и в нем установлено **колчеданное оруденение типа Бесси** и присутствие жидкой нефти. Южнее на глубинах моря около 4 км находятся **пулл-апарты Фаралон и Пискадеро**, которые нужно тоже срочно исследовать скважинами. В них **должно быть вскрыто редкометальное скарноидное оруденение**.

И возникло предположение, что цикличность скарноидных стратиформных залежей может определяться событиями землетрясений: в начальную стадию развития пул-апарт суббассейна в связи с трансформным разломом при первом главном сильном землетрясении возникает базальная мощная рудная стратиформная эксгаляционная скарноидная залежь, а позднее с афтершоками – последующие менее мощные верхние залежи. В этом случае масштаб основной залежи как-то зависит от главного землетрясения, расстояние выше по разрезу определяется временными промежутками между афтершоками и скоростью накопления разубоживающего терригенного осадочного материала.

Будет интересно сопоставить геологические особенности колчеданного оруденения в пулл-апарт суббассейне **Гуаймас** с выявленным эксгаляционным скарноидным в южных суббассейнах. Так как они связаны с одними и теми же землетрясениями, их особенности оруденения должны быть в чем то сходны.

Еще цикличность рудообразования наблюдалась на железо-марганцево-полиметаллическом с баритом месторождении Жайрем (атасуйского типа), где изучено до 5 ритмов переслаивания железорудных и цинково-рудных горизонтов (Основы металлогенического..,1995). По мнению автора это корни эксгаляционно-гидротермальных систем, связанных с базальтоидным вулканизмом, проявившимся на активной окраине (скорее андийского типа) Казахстанского мезоконтинента [10[. Однако, эта цикличность не была удовлетворительно объяснена и вероятно к ней нужно вернуться.

Литература

1. Денисенко В.К.,Лобков В.Л., Гапошин И.Г., Кутырева М.Ф. Стратиформные редкометальные месторождения. Л., Недра, 1986, 231 с.
2. Ковалев А.А Глубоководные колчеданные месторождения, открытые на Восточно-Тихоокеанском поднятии (реферат).ВИЭМС, Экспресс-информация, серия: геология, методы поисков и разведки металлических полезных ископаемых, М., 1981а, с.5-9.
3. Ковалев А.А. Подводные термальные источники Галапагосского рифта (реферат). ВИЭМС, Экспресс-информация, серия: Общая и региональная геология, геол. картирование, М., 1981б, с.5-12.
4. Ковалев А.А. Восточно-Тихоокеанское поднятие: горячие источники и геофизические эксперименты (реферат). ВИЭМС, Экспресс-информация, серия:

Общая и региональная геология, геол. картирование, М., 1981в, с.1-9.
5. Ковалев А.А. Океаническая кора - источник крупных скоплений рудных полезных ископаемых (некоторые вопросы рудообразования) // Жизнь Земли (Геодинамика и минеральные ресурсы), М., МГУ, 1988. с.108-115.
6. Ковалев. А.А. Первое открытое с помощью Интернета вольфрамовое месторождение у побережья Новой Зеландии // Геологическое изучение и использование недр. Инф. Сборник. М., Геоинформарк, 2000, с. 16-21.
7. Ковалев А.А. Концепция об эксгаляционном и эксгаляционно-осадочном образовании скарноидных месторождений вольфрама, молибдена и олова (на примере Тырныауза) // Известия секции наук о Земле Российской Академии Естественных Наук, 2001, вып. 6. С. 43-50.
8. Ковалев А.А., Ушаков С.А. Тектоника плит и полезные ископаемые Катазии (Юго-Восточный Китай). М., МГУ, 2002, 207 с.
9. Ковалев А.А. Новая парадигма минерагении. М., Изд-во Моск. ун-та, 2010, 248 с.
10. Основы металлогенического анализа при геологическом картировании (металлогения геодинамических обстановок). (Методическое руководство) . Гусев Г. С., Зайков В.В., Ковалев А.А. и др. Роскомнедра, М., 1995, 468 с
11. Kovalev Alexander THE FIRST TUNGSTEN DEPOSIT DISCOVERED IN INTERNET (MOTUKOKAKOISLAND, NEW ZEALAND) in: SESSION 237 G14.03 –New developments in tin, tungsten and other rare metal deposits Poster 237-17, 2004, 32 IGC, .

«МЛАДШИЙ БРАТ» КАВКАЗСКОГО СУПЕРКРУПНОГО ТЫРНЫАУЗА - ХАКАССКИЙ КИЯЛЫХ-УЗЕНЬ

Ковалев А.А.

Музей землеведения МГУ, Москва (kov2I21@ mail.ru)

В 1986 г .автор посетил Тырныаузское вольфрам-молибденовое месторождение, на месте детально ознакомился с материалами, посетил выработки и музей, дискуссировал с главным геологом Семочкиным и еще двумя кандидатами наук. Это позволило отвергнуть сложившиеся традиционные представления о метасоматическом скарновом происхождении его рудных залежей. С учетом идее А Маухера (1976), Р Хёля (1976, 1978), открывшими крупное Фельберталское вольфрамовое месторождение в Австрии, автор пришел к выводу о синдиагенетичном эксгаляционно-осадочном происхождении его главных залежей в девонской океанической геодинамической обстановке [1[.

Все последующие годы был продолжен сбор, обобщение, анализ и переинтерпретация материалов по скарновым месторождениям редких металлов. Опубликовано по данной проблеме 3 монографии, 2 крупных раздела в учебно-методических сборниках и 13 статей. Создана фундаментальная концепция об океанических скарноидах, важнейший вклад, по мнению автора, в теорию рудообразования и развиваемую им новую парадигму минерагении.

Создается база данных о месторождениях океанических скарноидов, совершенствуются поисковые геологические критерии и признаки на крупнейшие полигенные месторождения данного класса. Также развиваются и совершенствуются представления теории тектоник плит об океанических геодинамических обстановках и орогенах, их металлогении.

Концепция океанических скарноидов предполагает, что в океаническую стадию в задуговых окраинных морях, в связи с трансформными разломами, в редкой геодинамической обстановке 4-го (по масштабу пространства) порядка, - в коротких системах спрединга - над астеносферными камерами, **в пул-апарт суббассейнах на глубинах более 3,5 км** (за счет выщелачивания из базальтов морской водой, обогащенной карбонатной составляющей) формируются высоко температурные эксгаляционные и эксгаляционно-осадочные стратиформные скарноидные и грейзеноидные, часто крупнейшие по масштабу, залежи (полихронные, полигенные месторождения) **W, Mo, Sn, Bi, Be, Sb,** часто с повышенными концентрациями **Cu, Au, Ag, Hg**. Главная фаза с тонковкрапленной минерализацией во многих стратиформных скарноидных редкометаллоносных месторождениях проявлялась в эксгаляционно- осадочных системах. Последующие наложенные регенерированные фазы с крупнокристаллической минерализацией W, Mo и Sn приходятся на стадии регионального метаморфизма (скучивание океанической коры через десятки миллионов лет) и последующего контактового метаморфизма (субдукционные и коллизионные интрузии через 100-300 млн.лет) [1].

Рассматривая одну из последних изданных монографий [4], автор, к своему удивлению и к счастью, обнаружил статью о Киялых-Узеньском медно-молибденовом месторождении в Хакасской А.О. в Западной Сибири.

На первых порах по сбору, анализу и обобщению материалов по вольфрамовым и оловорудным месторождениям, автор использовал монографии М.М. Повилайтис, В.К. Денисенко, С.Ф. Лугова. Они много дали полезного, но автор не встретил даже упоминания **о медно-молибденовом месторождении Киялых-**

Узень в Хакассии. Детально прорабатывая в Интернете информацию я понял причину почему до сих пор о нем не знал.

Месторождение находится на восточном склоне Кузнецкого Алатау, на левой стороне р. Туим в пределах одноименного поселка. Как проявление меди оно известно с 1901 г. (М.Ф.Деларю), разведывалось в 1931 -1935 гг. (А.А.Алексеев, 1.Д.Староверов).,

Месторождение Киялых-Узень находилось в ведении Енисейстроя МВД и видимо засекречено. В 1938 году было организовано. Предприятие «Туим-вольфрам» До 1940 года на Дарьинском и других более мелких месторождениях старатели открытым способом вели добычу наиболее богатых скарновых шеелиовых руд. С 1940 по август 1954 года были отработаны IV и VI рудные залежи на Киялых-Узеньском месторождении.

В годы Великой Отечественной войны добывавшийся в Туиме шеелит-вольфрам применялся в качестве добавки к легированной стали, из которой изготовляли броню легендарных танков Т-34.

Месторождение вторично разведывалось в 1947-1953 годах и в течении 20 лет (1955-1974) отрабатывалось.

При отработке в те годы (камерами без закладки) горняки использовали обрушения, что привело к созданию теперь знаменитого, туристской достопримечательности Южной Сибири (масса публикаций в Интернете) Туимского провала.

В статье авторов [4] в книге, изданной под эгидой IAGOD .были приведены краткие сведения о месторождении и две фиг. На первой - геологический разрез месторождения и фиг. 2 фото Туимского провала.

На месторождении оруденение локализовано в диопсид-гранат-магнетитовых скарнах на контакте гранодиоритов тигертышского комплекса с ксенолитом известняков тюримской свиты верхнего рифея. Основная рудная зона приурочена к разлому и представляет собой линзу протяженностью 625 м. мощностью 70 м в центральной части и 30-15 м на флангах вплоть до полного выклинивания. Рудное тело имеет четкий контакт с вмещающими породами в висячем боку, постепенный - в лежачем и прослежено на глубину 300 м. Его падение на юго-запад вначале крутое (80°), а на горизонте 430 м линза выполаживается до 50-20° и выклинивается с усложнением морфологии. Остальные рудные тела слепые, имеют малые размеры и подсечены единичными скважинами [2[.

Главные рудные минералы: халькопирит, пирит, молибденит, магнетит, пирротин, гематит, шеелит. Среднее содержание по месторождению: Cu -1,22%, Mo - 0,054%, Au - 0,23 г/т, Ag-5,8 г/т, WOз - 0,029%. Мощность зоны окисления 5-30 м. Зона сульфидного обогащения и цементации отсутствует. Месторождение отработано. Добыто 6660 тыс. т руды, 69,4 тыс. т меди, 1244 кг золота, 37 т серебра. Перспективы прироста запасов практически .отсутствуют [2].

К сожалению будет трудно выяснить сколько было добыто шеелита (WO3). Для меня это «младший брат» Тырныауза. Это не скарновое, как все считали и считают, а океаническое скарноидное стратиформное **медно-вольфрам-молибденовое** месторождение, не только укладывающееся в мою Концепцию, но и подтверждающее некоторые геологические особенности месторождений данного типа.

При презентации доклада будут приведены 2 фиг. из работы [4]. и очень интересная и ценная блок-диаграмма месторождения по В.Л. Хомичеву [3], доказывающая его океаническое скарноидное происхождение.

Литература

1. Ковалев А.А. Новая парадигма минерагении. - М,: Изд-во Моск. ун-та, 2010.-248 с. 51 ил., 17 табл.
2. Мкртычьян А.К., Берзон Е. И. Медно-молибденовые месторождения Красноярского края, Республик Хакассия и Тыва/Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск, вып. 9, 2008, с. 47-54.

3. Хомичев В.Л., Сольцман А.Е., С. Шабалина. Геолого-структурные и морфогенетические особенности Киялых-Узеньского скарнового медно-молибденового месторождения. 1969).
4. Vasil;ev E.D., Fedoseev G.S.,FaIk A.Yu. The Kiyalykh Usen Cu-Mo deposit./In:Magmatism and Metallogeny of the Altai and Adjacent Large Igneous Provinces. *EdR* Seltmann,A. Borisenko & G.Fedoseev,Publ. CERCAMS and IGM Novosibirsk, Russia, London 2007,p.138-141.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ КАМЧАТКИ

Коваленко Д.В.

ИГЕМ РАН, Москва (dmitry@igem.ru)

Геологическое строение Камчатки характеризуется широким распространением покровно-складчатых структур и залегающих на них с несогласием окраинно-континентальных вулканических поясов. В покровно-складчатых структурах участвуют экзотические комплексы пород, сформированные в мезозое и кайнозое в различных геодинамических условиях - накопившиеся на материковом шельфе или у его подножия, в спрединговых бассейнах или в условиях островных дуг. По возрасту покровно-складчатых деформаций и особенностям геологической структуры на Камчатке выделяются структурные зоны [1,2]. Наиболее ранний (маастрихтский) этап покровно- складчатых деформаций фиксируется на Западной Камчатке (**Западно-Камчатская структурная зона)**. На Центральной и Восточной Камчатке (**Центрально-Камчатская и Восточно-Камчатская структурные зоны**) деформации протекали в раннем эоцене. **Зона восточных полуостровов Камчатки** была образована в миоцене.

На северо-востоке России выделяются несколько протяженных окраинно-континентальных поясов, по-видимому, маркирующих зоны субдукции под континент в различные периоды времени - плиоцен-четвертичный **Восточно-Камчатский,** позднеолигоцен-четвертичный **Центрально-Камчатский** и среднеэоцен-олигоценовый **Западно-Камчатско-Корякский.**

Вулканогенно-осадочные островодужные толщи, залегающие в разных структурных зонах Камчатки, были объединены в *Паланский* (Западно-Камчатская зона) позднемеловой островодужный сегмент (позднемеловые деформации), *Восточно-Камчатский* позднемеловой островодужный сегмент, в который включены островодужные комплексы Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зон (раннеэоценовые деформации) и *Кроноцкий* мел-кайнозойский островодужный сегмент (миоценовое время деформаций).

Палеомагнитные исследования геологических толщ Камчатки показали экзотическую природу островодужных сегментов. Толщи Паланского островодужного сегмента накапливались в конце тридцатых - начале сороковых градусов северной широты. Позднемеловые породы Восточно-Камчатского и Кроноцкого островодужных сегментов формировались на сороковых широтах. Тектоническое совмещение Паланского и Восточно-Камчатского островодужных сегментов с материком, судя по времени покровно-складчатых деформаций, произошло в конце маастихта-начале палеоцена и раннем эоцене, соответственно. Кроноцкий островодужный сегмент столкнулся с окраиной Евразии в миоцене.

Анализ склонений доскладчатой намагниченности толщ показал, что коллизия Паланского островодужного сегмента протекала с левосторонней сдвиговой составляющей. Восточно-Камчатский островодужный сегмент был ориентирован приблизительно параллельно окраине материка. Начальная фаза его коллизии на границе палеоцена и эоцена проходила с левой сдвиговой компонентой, а завершающая фаза в раннем эоцене - уже без сдвиговой компоненты. Кроноцкий островодужный сегмент в миоцене претерпел косую коллизию с окраиной Евразии.

Таким образом, в позднем мелу в сантоне-кампане на северо-западе Тихого океана существовала система островодужных сегментов, протягивающаяся вдоль окраины Евразии с конца тридцатых до пятидесятых градусов северной широты.

Островодужная система отсекала от материка бассейны. Современная геологическая структура Камчатки и юга Корякии сформировалась при последовательном закрытии этих бассейнов в различное время.

Особенности магматизма экзотических надсубдукционных комплексов Камчатки. Магматические породы Восточно-Камчатского, Паланского и Кроноцкого островодужных сегментов по распределению петрогенных элементов и элементов-примесей являются надсубдукционными и выплавлялись в основном из гранатовых перидотитов мантийного клина при большом участии флюидов. Магмы не несут признаков контаминации коровым материалом. Источники шошонитовых и известково-щелочных магм Паланского сегмента характеризуются деплетированным изотопным составом Nd и Sr и слабыми вариациями величин соотношений Th/La, Th/Ta, Zr/Nb, Nb/U. Источники шошонитов и известково-щелочных магм Восточно-Камчатского сегмента также деплетированы по изотопному составу Nd и Sr. По сравнению с источникампи Паланского сегмента они отличаются значительно более деплетированными значениями соотношений Nb/U и Zr/Nb, а также большими значениями и большими вариациями соотношений Th/La и Th/Ta.

Позднемеловые окраинноморские вулканические породы Камчатского перешейка являются N- и E-MORB. Они выплавлялись из шпинелевых лерцолитов. Источники магм деплетированы по изотопному составу Nd. Величины $I_{Sr}(t)$, по-видимому, изменены в результате контаминации магм морской водой. На диаграммах Th/La-Nb/U и Zr/Nb-Nb/U составы этих магм образуют непрерывный тренд от N-MORB до составов источников магматизма надсубдукционного Восточно-Камчатского островодужного сегмента. Наиболее сильные вариации характерны для соотношения Nb/U. Очевидно, такие зависимости связаны с тем, что N- и E-MORB магмы выплавлялись в задуговом бассейне из мантийных источников генетически связанных с надсубдукционными процессами.

Окраинно-континентальные магматические комплексы. *Позднемеловые* окраинно-континентальные вулканические породы известны только на Западной Камчатке на хребте Омгон. Для пород характерны надсубдукционные типы спайдер-диаграмм. Изотопные данные показывают, что магмы были выплавлены из деплетированного источника мантии и были сильно контаминированы веществом древней верхней континентальной коры.

Породы кинкильского сегмента *эоценового* Западно-Камчатско-Корякского окраинно-континентального вулканического комплекса имеют надсубдукционные геохимические черты. Они произошли из известково-щелочных и бонинитовых расплавов метасоматически проработанных гранат-содержащих пород мантийного клина. Эоценовые магмы выплавлялись из деплетированных ($\varepsilon_{Nd}(T)$ = +7 - +8) или слегка обогащенных ($\varepsilon_{Nd}(T)$ варьируют от +3.3 до +5.4) по изотопному составу мантийных источников. Деплетированные мантийные островодужные магмы были значительно контаминированы сиалическими породами, сильно обогащенными по радиогенному составу Nd.

Позднеолигоцен-миоценовые толщи Центрально-Камчатского окраинно-континентального вулканического пояса включают магматические породы с внутриплитными и надсубдукционнами геохимическими характеристиками. Породы некоторых вулканических толщ образовались в результате смешения внутриплитных и надсубдукционных расплавов. Изотопные определения Nd и Sr показывают, что магмы выплавлялись из деплетированных по изотопному составу мантийных источников и не несут признаков значительной коровой контаминации [3,4].

Позднеплиоцен-четвертичный и современный магматизм Восточно-Камчатского пояса характеризуется типично надсубдукционными чертами – магматические породы деплетированы

HFSE относительно LILE и REE. Магмы выплавлялись из деплетированных по изотопному составу мантийных источников. Признаки контаминации магм коровым материалом, обогащенным радиогенными изотопами, не выявлены [5].

Интрузивный магматизм континентальной окраины Камчатки. Наблюдается четкая зависимость изотопного состава пород интрузивных массивов от их возраста. Все позднемеловые и эоценовые гранитоиды выплавлялись из источников с $\varepsilon_{Nd}(T) = 0\text{-}3$, а миоцен-четвертичные – из источников с $\varepsilon_{Nd}(T) = 4\text{-}8$. По этим признакам позднемеловые-эоценовые интрузивные массивы объединены в изотопную группу I, миоценовые – в изотопную группу II.

Позднемеловые-эоценовые интрузивные массивы изотопной группы I не типичны для надсубдукционных обстановок, так как они не образуют непрерывно-дифференцированных серий от основных до кислых составов, а все представлены гранитоидами. Изотопный состав гранитоидов первой группы свидетельствует о том, что расплавы, образовавшие массивы были выплавлены из обогащенных источников. Такими источниками могут быть обогащенные области мантии, если предположить, что граниты могли сформироваться за счет фракционирования мантийных магм, или коровые источники. Изучение позднемеловых и раннекайнозойских вулканических ареалов Камчатки показали, что в исследованный временной интервал мантийные магмы в районе Камчатки выплавлялись из деплетированных источников мантии, обогащенные мантийные источники не известны. В то же время изотопные составы гранитоидов первой группы ложатся на кривые смешения продуктов плавления позднемеловых-раннекайнозойских терригенных кварц-полевошпатовых осадков и деплетированных по изотопному составу расплавов.

Миоценовые массивы изотопной группы II пространственно ассоциируют и приблизительно совпадают по возрасту с Центрально-Камчатским вулканическим поясом, который пересекает все более древние структуры Камчатки и юга Корякии. Его окраинно-континентальное положение очевидно. Породы массивов характеризуются широким спектром концентраций SiO_2 (46-72 мас. %) и образуют непрерывно дифференцированные ряды, характерные для надсубдукционных обстановок. Изотопный состав пород массивов показывает, что магмы, из которых произошли породы массивов, незначительно контаминированы коровым материалом. Например, самый обогащенный состав пород Барабского массива мог образоваться при смешении 20-25% расплавов кварц-полевошпатовых осадков ($\varepsilon_{Nd}(T)=-5\text{ - }-2$) и 75-80% расплавов из деплетированных источников ($\varepsilon_{Nd}(T)=7\text{-}8$).

Палеотектонические реконструкции. В позднем мелу в сантоне-кампане на северо-западе Тихого океана существовала система островодужных сегментов, толщи которых в настоящее время находятся в аккреционых покровно-складчатых структурах Камчатки, протягивающаяся вдоль окраины Евразии с конца тридцатых до пятидесятых градусов северной широты. Островодужная система отсекала от материка бассейны. Современная геологическая структура Камчатки и юга Корякии сформировалась при последовательном закрытии этих бассейнов в различное время. Набсубдукционные и задуговые магмы выплавлялись из деплетированых по изотопному составу источников мантии – гранатовых перидотитов мантийного надсубдукционного клина и шпинелевых перидотитов в задуговых бассейнах. Паланский островодужный сегмент столкнулся с материком на границе мела и палеогена и был вовлечен в покровно-складчатые деформации в условиях транспрессии с левосторонней сдвиговой компонентой. На границе палеоцена и эоцена Восточно-Камчатский островодужный сегмент тоже достигает

материка. Возможно, начальная фаза коллизии проходила с левосторонней сдвиговой компонентой. В результате фронтальные части островодужного сегмента, обдуцированные на край материка (Центрально-Камчатская зона) были развернуты против часовой стрелки. Удаленные от фронта коллизии части островодужного сегмента еще не были вовлечены в надвигообразование и по левым сдвигам начали перемещаться на северо-восток вдоль окраины материка (Восточно-Камчатская зона). В начале эоцена, вероятно, изменилось направление движения плиты Кула, на которой перемещались островодужные террейны, с северного на северо-западное. Поэтому завершение коллизии Восточно-Камчатского островодужного сегмента проходило без сдвиговой компоненты. Об этом свидетельствует незначительная степень вращений блоков Восточной Камчатки против часовой стрелки и отсутствие сдвиговых структур в этом районе. В конце олигоцена-начале миоцена началась коллизия Кроноцкого сегмента - сначала с Алеутской плитой вдоль Командорского сдвига, затем с Камчатской окраиной. Блоки на востоке сегмента, участвующие в левостороннем перемещении вдоль Командорского сдвига, развернулись в горизонтальной плоскости по часовой стрелке. Блоки на западе сегмента косо столкнулись с Камчатской окраиной и развернулись против часовой стрелки (Кроноцкий п-ов). Блоки, располагающиеся близко к стыку Командорских и Камчатских структур, не претерпели сильных вращений.

В развитии магматизма активной континентальной окраины Камчатки можно выделить два периода – позднемеловой-эоценовый и миоценовый. Для позднемелового-эоценового периода, по-видимому, характерно широкое развитие процессов корового плавления, возможно, из-за аномально высокого теплового потока в это время. В результате были сформированы позднемеловые и эоценовые гранитоидные интрузивные массивы Камчатки, а при образовании мелового вулканического ареала хребта Омгон и эоценового Кинкильского сегмента Западно-Камчатско-Корякского окраинно-континентального вулканического пояса были широко проявлены процессы смешения мантийных деплетированных и коровых обогащенных по изотопному составу расплавов. В это время, по-видимому, приблизительно в равных масштабах происходила переработка древней континентальной коры (кварц-полевошпатовые терригенные породы) и формировалась новая ювенильная континентальная кора. В миоценовый этап масштабы корового плавления были значительно меньше. Мантийные магмы Центрально-Камчатского и Восточно-Камчатского окраинно-континентальных вулканических поясов, также как и расплавы, из которых формировались породы миоценовых интрузивных массивов, выплавлялись из деплетированных источников мантии и практически не были контаминированы веществом древней континентальной коры. В это время в основном формировалась ювенильная верхняя континентальная кора.

Литература

1.Аккреционная тектоника восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.

2.Богданов Н.А., Хаин В.Е. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000.

3.Волынец А.О. Плейстоцен-голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки: вещественный состав и геодинамическая модель. Автореф. на соискание уч. степ. канд. г.-м. наук, Москва. 2006. 23 с.

4. Перепелов А.Б. Неоген-четвертичный шошонит-латитовый магматизм Срединного хребта Камчатки: вулкан Теклетунуп (геохимия, петрология, геодинамическая позиция) // Вулканологияи сейсмология, 2005, №1, с.22-36.

5.Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J., Hochstaedter A., Drummond M.S., Hawkesworth C.J., Koloskov A. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka arc petrogenesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 577-600.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ЭНСИАЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ НЕОПРОТЕРОЗОЯ В СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Козаков И.К.[а], **Ярмолюк В.В.**[б], **Ковач В.П.**[а], **Козловский А.М.**[б], **Сальникова Е.Б.**[а],

[а]*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург*
[б]*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва*

Строение Центрально-Азиатского складчатого пояса определяют, в первую очередь, складчатые структуры каледонид и герцинид, а также распространенные среди них тектонически обособленные фрагменты разновозрастных континентальных массивов (раннедокембрийских, гренвиллских и байкальских), входивших в состав суперконтинента Родиния и его шельфа.

Массивы, сложенные наиболее древними (раннедокембрийскими) кристаллическими комплексами (Дзабханский микроконтинент, Тарбагатайский выступ, Гарганская "глыба"), представляют собой фрагменты древних кратонов. Масштаб распространения раннедокембрийских комплексов, представленных на современном эрозионном срезе в структурах Центральной Азии, незначителен. Проведенные Nd и Pb исследования показали, что раннедокембрийские кристаллические комплексы не могут рассматриваться и в качестве погребенного энсиалического раннедокембрийского фундамента подвижных поясов Центральной Азии [5]. Образование основного объема континентальной коры региона относится к позднему рифею, венду и раннему палеозою [12, 9]. К настоящему времени в фундаменте континентальных массивов разновозрастных структур региона установлены энсиалические комплексы позднего рифея, связанные с процессами гренвиллского, ранне- и позднебайкальского тектогенеза.

Фрагменты гренвиллид слагают фундамент блоков Южно-Гобийского микроконтинента (ЮГМ), ограничивающего область герцинид южной Монголии с юга. Здесь гнейсо-граниты имеют возраст 952±8 и 916±16 млн. лет [8]. Значения Nd модельного возраста $T_{Nd}(DM)$ пород ЮГМ находятся в интервале 1.1-1.8 млрд. лет, что свидетельствуют об их формировании в конце среднего – начале позднего рифея. Близкие оценки возраста (983±6 и 956±3 млн. лет) установлены и для гнейсо-гранитов в массиве хр. Бага-Богд, локализованном в структурах каледонид Гобийского Алтая [11].

Кристаллические породы, связанные с процессами раннебайкальского тектогенеза, представлены в Сонгинском и Тарбагатайском выступах раннекаледонского супертеррейна. Для этих пород установлены оценки возраста метаморфизма в интервале 790-810 млн. лет.

Парагнейсы Сонгинского выступа имеют раннепротерозойские значения $T_{Nd}(DM)$ = 2.0-1.8 млрд. лет, что свидетельствует, скорее всего, об их рифейском возрасте и «не-Сибирских» источниках сноса. Позднерифейские гнейсы и гранитоиды Тарбагатайского выступа характеризуются значениями Nd модельных возрастов в интервале 1.9-1.3 млрд. лет и величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ от -0.8 до -5.0 и значимо отличаются от раннедокембрийских (не моложе 2.2 млрд. лет) гнейсов ($T_{Nd}(DM)$ = 3.0-2.8 млрд. лет). Nd изотопные данные свидетельствуют о формировании позднерифейских гранитоидов посредством переработки раннедокембрийской континентальной коры при добавке позднерифесйкого ювенильного материала.

С процессами позднебайкальского тектогенеза связано формирование гранулитов богучанского комплекса Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса. Возраст эндербитов богучанского гранулитового комплекса составляет 617±5 млн. лет [1].

Кристаллические комплексы с возрастом метаморфизма около 570-540 млн. лет установлены в Тацаингольском блоке юго-восточной части Дзабханского микроконтинента, Сангиленском блоке Тувино-Монгольского массива, Канском блоке Восточного Саяна и других структурах каледонского супертеррейна. В большинстве случаев эти породы интенсивно переработаны в условиях высокотемпературного метаморфизма в ходе становления аккреционно-коллизионной структуры супертеррейна в раннем палеозое (около 500-480 млн. лет) [2]. Результаты Nd изотопных исследований и данные результатов датирования детритовых цирконов свидетельствуют о позднерифейском возрасте данных кристаллических пород.

Геологические, геохронологические и Nd изотопные данные свидетельствуют о том, что формирование пород всех рассматриваемых позднерифейских и вендских метаморфических комплексов происходило при участии раннедокембрийской континентальной коры, но только как одного из источников, наряду с более молодыми – позднерифейскими, а не в результате простой ее ремобилизации.

Позднерифейские корообразующие процессы проявлены в Дунжугурском (1.02 млрд. лет), Шишхидском (0.8 млрд. лет), Баянхонгорском (0.66 млрд. лет) офиолитовых комплексах; неопротерозойский ювенильный материал представлен в источниках ранне- и позднебайкальских (0.85-0.72 и 0.7-0.62 млрд. лет) вулканитов и гранитоидов Байкало-Муйского пояса [2]. Во многих случаях можно полагать, что формирование неопротерозойской коры переходного типа происходило вблизи раннедокембрийских блоков, о чем свидетельствует присутствие в источниках кислых пород древнего корового материала [2].

Установленные возрастные интервалы позволяют провести корреляцию этапов становления и распада суперконтинента Родиния и становления метаморфических поясов, с которыми связано формирование рассматриваемых гренвиллских, байкальских и раннекаледонских метаморфических комплексов. Предполагается, что объединененение блоков раннедокембрийской коры завершилось к началу позднего рифея формированием эпигренвиллского суперконтинента Родиния. Можно полагать, что формирование гренвиллид структуры Центральной Азии в интервале около 980-950 млн. лет происходило в энсиалических дугах или на шельфе Родинии.

Рифтогенез и дробление краевых участков Родинии с отделением ее фрагментов начались в позднем рифее около 0.86 млрд. лет [10]. В пределах же океанического бассейна в обрамлении Родинии в это время фиксируется развитие конвергентных процессов и формирование раннебайкальских метаморфических поясов.

В интервале 800–750 млн. лет в ходе главной фазы раскола и дальнейшего раскрытия Палеоазиатского океана фрагменты сформированных позднерифейских поясов перемещались вместе с древними континентальными блоками [7]. В конце позднего рифея и в венде в пределах Палеоазиатского океана проявились процессы конвергенции. Они фиксируются формированием позднебайкальской ювенильной коры Байкало-Муйского пояса и гранулитов богучанского комплекса [6]. На рубеже около 580-570 млн. лет произошло образование внутриокеанических энсиматических островных дуг Баянхонгорского палеобассейна, а в интервале 570-540 млн. лет энсиалических дуг Тацаингольского блока, с развитием которых связаны соответствующие метаморфические пояса [3].

Полученные к настоящему времени геологические, геохронологические и изотопные данные дают основание полагать, что формирование метаморфических поясов, фрагменты которых представлены в структурах Центральной Азии, на первом этапе (до распада и на начальной стадии распада Родинии) происходило в обрамлении Родинии, по-видимому, вблизи раннедокембрийских массивов. На втором этапе (после главной фазы распада Родинии) формирование вендских метаморфических поясов коррелируется с развитием конвергентных зон в пределах Палеоазиатского океана.

Литература

1. *Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш., и др.* Вендский возраст эндербитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // Докл. АН. 2000. Т. 371. № 5. С. 652-654.
2. *Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др.* Неопротерозойские корообразующие события в восточном сегменте Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохронологические и Nd изотопные данные // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Том I. Санкт-Петербург: Центр информационной культуры, 2009. С. 240-243.
3. *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др.* Вендский этап в формировании раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 4. С. 14-39.
4. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника 1993. № 6. С. 3-32.
5. *Овчинникова Г.В., Крылов Д.П., Козаков И.К. и др.* Источники гранитоидов Тувино-Монгольского массива и его обрамления по данным изотопии свинца, неодима и кислорода // Петрология, 2009. Т. 17. № 6. С. 613-622.
6. *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника 2007. № 6. С. 23-51
7. *Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.* Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника 2010. № 1. 5-28.
8. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др.* U-Pb возраст син- и постметаморфических гранитоидов Южной Монголии - свидетельство присутствия гренвиллид в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 1. С. 84-89.
9. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др.* Ранние стадии формиования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2006. Т. 410. № 5. С. 657-662.
10. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В.* Позднерифейские щелочные граниты Дзабханского микроконтинента: к оценке времени распада Родинии и формирования микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 3. С. 375-381.
11. *Demoux A., Kroner A., Liu D., Badarch G.* Precambrian crystalline basement in Southern mongolia as revealed by SHRIMP zircon dating // Int J Earth Sci. (Geol Rundsch). 2009. V. 98. P. 1365-1380.
12. *Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P. et al.* Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // Journal of Asian Earth science 23 (2004) 605-627.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНО-ТЕРРИГЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Колесников А.А. [а,б]

[а] *ОАО «Амургеология», г. Благовещенск, (Kimkan77@mail.ru)*
[б] *Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск*

Монголо-Охотский орогенный пояс представляет собой трансрегиональную структуру, протягивающуюся узкой полосой с территории Центральной Монголии до побережья Охотского моря. Максимальная ширина его составляет 300 км. В верхнем течении р. Амур структуры пояса полностью выклиниваются на протяжении около 200 км, образуя так называемый Аникинский порог.

Северным обрамлением Монголо-Охотского орогенного пояса служат геологические структуры Северо-Азиатского кратона, включающие в себя Западно-Становой и Становой супертеррейны, Шевлинский и Баладекский террейны, а также аккретированный к нему в докембрии и палеозое коллаж террейнов Забайкалья. С юга пояс ограничивают Керулено-Аргунский, Мамынский, Нора-Сухотинский и Буреинский террейны, входящие в состав Амурского супертеррейна. Помимо них в южном обрамлении пояса выделяется также ряд более мелких террейнов - Ольдойский, Гонжинский и др. На западе пояс выклинивается среди палеозойских структур Западной Монголии, Алтае-Саянской области и Казахстана, а на востоке граничит с мезозойскими структурами Сихотэ-Алинского орогенного пояса.

История формирования структур Монголо-Охотского орогенного пояса в целом, на заключительных этапах его развития и отдельных его сегментов в отдельности, неоднозначна и, в ряде случаев, противоречива. Это обусловлено, в первую очередь, недостатком современных аналитических данных для составляющих его магматических, метаморфических и осадочных образований.

Интенсивная дислоцированность и метаморфизм пород, почти полное отсутствие в их составе органических остатков, не позволили однозначно сформировать представление о возрасте, литолого-петрографическом составе и стратиграфической последовательности входящих в состав Монголо-Охотского орогенного пояса образований и повлекли за собой составление большого количества тектонических схем, отражающих, в большинстве случаев, лишь взгляды тех или иных геологов на тектоническое строение данной территории.

Не вдаваясь в подробности тектонического районирования, отметим лишь, что в 60-90 гг. прошлого века для этого района традиционно выделялся ряд эв- и миогеосинклиналей, в зависимости от насыщенности разреза вулканическими породами [1, 2, 8, 12, 13].

В настоящее время широко распространены методы террейнового анализа, которые позволяют рассматривать территорию Монголо-Охотского орогенного пояса как совокупность террейнов или ограниченных разломами блоков земной коры, отличающихся от смежных с ним блоков историей своего геологического развития.

За последнее время опубликован ряд вариантов террейнового районирования Монголо-Охотского орогенного пояса [3, 5, 9, 14, 15]. На большинстве схем в западной части пояса выделяются Хангай-Даурский и Ононский террейны аккреционного клина, с преобладанием турбидитов и океанических пород, соответственно, в восточной части - Ульбанский и Унья-Бомский террейны, сложенные, в основном, мезозойскими турбидитами, а так же Галамский, Тукурингра-Джагдинский с доминирующей ролью океанических пород. В некоторых

схемах на востоке выделяются, помимо этого, Ланский [14, 15] и Ниланский террейны [9].

Вслед за [11] центральный сегмент Монголо-Охотского орогенного пояса, соответствующий на данной схеме Тукурингра-Джагдинскому террейну, подразделен нами на два субтеррейна – Янканский и Тукурингрский. Охватывая, в целом, однотипные образования, данные два субтеррейна характеризуются различными схемами стратиграфического расчленения, что обусловлено, в первую очередь, субъективизмом и использованием для их расчленения различных серийных легенд.

Объектом исследований является центральный сегмент Монголо-Охотского орогенного пояса – Янканский субтеррейн, входящий в состав Тукурингра-Джагдинского террейна, ограниченный на западе Аникинским порогом – местом полного пережатия структур пояса и на востоке, довольно условно, реками Ракинда и Ирмакит. Северной границей субтеррейна служит зона Северо-Тукурингрского (Монголо-Охотского) разлома, представляющего собой левосторонний сдвиг. Суммарная амплитуда перемещений по разлому составляет около 240 км., что установлено только для западной части территории. В среднем течении рек Уруша и Ольдой сместитель разлома погружается на северо-запад под углом 40°, в бассейне р. Джалинда простирание его меняется на субширотное – юго-восточное. Здесь же происходит погружение образований Янканского субтеррейна под Западно-Становой супертеррейн, что отчетливо прослеживается в гравитационном поле на расстояние до 20 км. на север от выхода сместителя. Разлом проявлен на поверхности мощной зоной милонитизации мощность которой достигает нескольких км.

Южным ограничением Янканского субтеррейна служит зона Южно-Тукурингрского разлома. Разлом представлен зоной тектонитов мощностью до 1 км. В западной части района, согласно геофизическим данным и единичным замерам, сместитель разлома падает на юг под углом 60°, на фоне выдержанной сланцеватости с северным падением под углами в 50°. Южное падение зоны разлома отчетливо прослеживается по данным моделирования данных грави- и магниторазведки.

Янканский субтеррейн сложен вулканогенно-терригенными образованиями условно среднепалеозойского возраста. Среднепалеозойский возраст их обоснован находкой в верхнем течении р. Бол. Бальджижак в сургучных алевролитах коралла семейства *Pachyporidae*, характерного для девона, в меньшей степени, для силура. В мраморизованных известняках по р. Мал. Янкан были определены криноидеи *Eunax aff. ethax Moore et Jefford*, а среди известковистых конгломератов – *Schyschatocrinus* (?) sp., что свидетельствует о среднепалеозойском, возможно, позднесилурийском возрасте вмещающих их отложений. Среднепалеозойскому возрасту в целом не противоречит абсолютный возраст вулканитов, определенный на уровне нижнего карбона U-Pb методом. Тем не менее, возраст данных отложений остается дискуссионным и требует дальнейших исследований.

Сложная дислоцированность вулканогенно-терригенных образований Янканского субтеррейна предопределила неоднозначность их стратиграфического расчленения. В разное время различными исследователями был выделен ряд свит, серий и толщ с различным стратиграфическим наполнением, зачастую совершенно не увязывающихся друг с другом. Почти полная несопоставимость отмечается для схем стратиграфии Янканского и Тукурингрского субтеррейнов, что обусловлено применением для сходных в литологическом и формационном отношениях отложений различных серийных легенд.

Согласно последним данным, полученным в результате среднемасштабных геолого-съемочных работ, в пределах Янканского субтеррейна

выделены две подзоны – Шахтаунская и Янканская. В состав первой из них входят бальджакская и шахтаунская толщи. Бальджакская толща сложена песчаниками, алевролитами, с подчиненным значением туфов и известняков, шахтаунская толща – почти исключительно представлена базальтами с маломощными прослоями туфов. Туфы имеют более кислый состав по сравнению с ассоциирующими с ними базальтами и могут рассматриваться как характерный «маркирующий» горизонт.

Строение второй подзоны, Янканской, более сложное. В пределах ее снизу вверх выделяются пять стратиграфических единиц: дрелинская толща, джалиндинская, крестовская и преображеновская свиты, преображеновская свита расчленена на нижне- и верхнепреображеновскую подсвиты. Дрелинская толща сложена метапелитами – сланцами, содержащими серицит, кварц и хлорит в различных пропорциях. Джалиндинская свита имеет вулканогенный состав и представлена метаэффузивными породами – метабазальтами, метадолеритами, с прослоями метаалевролитов и метапесчаников. Отмечаются незначительные по мощности прослои черных мраморизованных известняков. Крестовская свита сложена черными метаалевролитами и метапелитами с маломощными прослоями метапесчаников. Нижнепреображеновская подсвита представляет собой флишоидное переслаивание метапесчаников, метаалевролитов и метапелитов. Верхнепреображеновская подсвита представлена в основном метапесчаниками с прослоями метаалевролитов. В составе трех последних стратиграфических подразделений отмечаются незначительные по мощности редкие прослои метаэффузивов. В большинстве пород как вулканических так и терригенных довольно четко различимы реликтовые структуры, что позволяет использовать названия первичных литологических и петрографических разностей с приставкой «мета». Доля адиагностичных пород невелика, это, в основном, эффузивные породы и метапелиты.

Разделение Янканского субтеррейна на две подзоны было произведено в конце прошлого века при проведении крупномасштабного геологического картирования. Основанием для их разделения послужили, в основном, различия в степени метаморфизма слагающих их пород и как результат этого - различия в их макроскопическом облике. Для Янканской подзоны характерен метаморфизм зеленосланцевой фации, в пределах же Шахтаунской подзоны преобразования пород не выходят за границу катагенеза.

Согласно последним исследованиям [6, 7, 10, 11] было установлено, что как вулканические так и терригенные образования Янканской и Шахтаунской подзон весьма схожи по своим литолого-петрографическим и геохимическим характеристикам. Для них характерно четыре сходных формационных ассоциации, выделенных при проведении региональных геологических работ. Это эффузивные породы основного состава с маломощными прослоями терригенных пород, аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников, флишоидное переслаивание песчаников, алевролитов и реже аргиллитов и песчаники с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов. Для терригенных ассоциаций характерны незначительные по мощности прослои эффузивных пород, свидетельствующие о не прекращающейся магматической деятельности в течении всего цикла осадконакопления на территории Янканского субтеррейна.

Как уже говорилось, выделенные ассоциации являются сквозными и характерны как для Шахтаунской так и для Янканской подзоны. Переход метаморфизованных отложений второй подзоны в неметаморфизованные их аналоги первой, довольно отчетливо прослеживается в береговых обнажениях в среднем течении р. Мал. Уркан где на метабазальтах с прослоями метапелитов джалиндинской свиты залегают базальты шахтаунской толщи. В пределах

джалиндинской свиты отмечается блок неметаморфизованных туфов, что свидетельствует о неравномерности проявления метаморфизма. Образования джалиндинской свиты интенсивно дислоцированы, рассланцованы, кливажированы, характеризуются широким развитием кварцевых и карбонатных прожилков. Дислоцированность образований Шахтаунской подзоны гораздо ниже, тем не менее для ее пород также характерно наличие сланцеватости и вторичных процессов окварцевания и карбонатизации.

Метавулканиты Янканской подзоны представлены метабазальтами и метадолеритами с подчиненным значением адиагностичных зеленокаменных пород, минеральная ассоциация которых свидетельствует в пользу их магматического происхождения. Данные породы характеризуются реликтовыми офитовыми структурами. Интерсертальные микроструктуры, характерные для базальтов, как правило не сохраняются. Помимо реликтовых плагиоклаза и пироксена по породам развиваются актинолит, эпидот, цоизит, хлорит, альбит. Отмечено присутствие глаукофана, лавсонита и стильпномелана. Эти породы характеризуются повышенной, по сравнению с терригенными породами, магнитной восприимчивостью, достигающей $73*10^{-3}$ ед. СИ, что позволяет достаточно надежно выделять их по данным магниторазведки. Метавулканиты, в ряде случаев, находятся в тесном переслаивании с метатерригенными породами.

Базальты Шахтаунской подзоны – это темно-серые, зеленовато-серые массивные породы, обладающие как афировой так и порфировой структурами, под микроскопом в них отмечаются офитовые и интерсертальные микроструктуры. Породы сложены в основном моноклинным пироксеном и плагиоклазом. По породе развиты эпидот, цоизит, актинолит.

По геохимическим свойствам базальтоиды как Янканской так и Шахтаунской подзон образуют две ассоциации. Первая ассоциация соответствует базальтам N-MORB и сформировалась в зоне спрединга в срединно-океаническом хребте. Вторая занимает промежуточное положение между базальтами E-MORB и OIB и отвечает обстановкам задугового спрединга [6, 7]. В пользу последнего свидетельствует и наличие вулканокластических пород характерных для субаэрального вулканизма, который широко проявлен в обстановках вулканических дуг.

При геологическом картировании в метаэффузивных породах Янканской подзоны среди минеральной ассоциации характерной для низкотемпературной зеленосланцевой фации метаморфизма, в ряде случаев был диагностирован глаукофан, являющийся индикатором сверхвысоких давлений. Совместно с глаукофаном были встречены пумпелиит, лавсонит, также характерные для высокобарических условий. Данная минеральная ассоциация позволяет рассматривать метаморфические преобразования отложений Янканской подзоны Янканского субтеррейна как высокобарический низкотемпературный метаморфизм фации глаукофановых сланцев. Для пород Шахтаунской подзоны Янканского субтеррейна, как уже отмечалось выше, преобразования не выходят за пределы катагенеза.

В результате проведенных исследований мы можем сделать следующие выводы. Вулкано-терригенные отложения Шахтаунской и Янканской подзон Янканского субтеррейна являются сходными в формационном и геохимическом плане и могут быть объединены в единый структурно-вещественный комплекс аккреционной призмы в зоне субдукции. Большая часть данных отложений метаморфизована в условиях глаукофан-сланцевой фации метаморфизма и интенсивно дислоцирована. Оставшаяся их часть – не метаморфизована и преобразована лишь в условиях катагенеза.

Подобные условия могли реализоваться в зоне субдукционной аккреции, либо в зоне крупного надвига. Как альтернативный

вариант можно предположить вывод высокобарических метаморфитов на земную поверхность за счет их «эксгумации» в зоне субдукции [4]

Литература

1. Вольский А.С., Шатков Г.А., Красный Л.И. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 188 с.
2. Геология зоны БАМ. Том 1. Л.: Недра, 1988. 442 с.
3. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг средней Сибири) // Геотектоника 1995. №5. С.68-82.
4. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск.: изд-во СО РАН, 2001. 406 с.
5. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. и др. Террейны Восточной Монголии и Центрального Забайкалья и развитие Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1998. № 1. С. 11-25.
6. Колесников А.А., Сорокин А.А. Геохимия и геодинамическая обстановка формирования условно среднепалеозойских терригенных отложений западной части Янкано-Джагдинской зоны Монголо-Охотской складчато-надвиговой области. //
7. Колесников А.А. Геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования терригенных отложений Янкано-Джагдинской зоны Монголо-Охотской складчато-надвиговой области //
8. Нагибина М.С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М.: 1969. 399 с.
9. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. № 5. С. 24-43.
10. Сорокин А.А. Геохимия и геодинамическая позиция магматических пород центрального сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса Автореф. дис. к-та геол.-минер. наук. Благовещенск, 1992. 173 с.
11. Сорокин А.А. Геодинамическая эволюция восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. Автореф. дис. д-ра геол.-минер. наук. С-Петербург, 2005 342 с.
12. Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др., 1965. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. - Л.: Наука, 1965. 291 с.
13. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 284 с.
14. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map: US Geological Survey, Open File Report 94, 1994. 433 p., 2 sheets scale 1:500000; 2 sheets scale 1:10000000.
15. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.Y. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey Professional Paper 1626, 2001. 122 p.

НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА РАЙОНА БУГУЛЬМИНСКО-БЕЛЕБЕЕВСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРИУРАЛЬЯ

Колесниченко А.А., Яцкевич Ю.О.

ГИН РАН, Москва (kolesn_al@mail.ru)

Введение. Бугульминско-Белебеевская возвышенность (ББВ) – крупная (высоты до 480 м) положительная морфоструктура Центрального Приуралья. Особенность неотектоники района в том, что он находится недалеко от новейшего Урала, где сложным образом взаимодействуют внутриплитные напряжения, исходящие от разных частей Альпийского коллизионного пояса [6,10,11]. По результатам предыдущих работ А.А. Колесниченко и его коллег, расположенные севернее районы субмеридиональных Тулвинской и Уфимской возвышенностей формировались в той же деформационной обстановке, что и новейший Урал [4,7]. Цель исследования – установление характера этих напряжений и их вариаций на площади района Бугульминско-Белебеевской возвышенности, а также анализ их вероятных источников. Для реконструкции полей напряжений/деформаций были произведены мезоструктурные наблюдения.

В палеозойской структуре Бугульминско-Белебеевская возвышенность образует крупное поднятие фундамента и чехла (кроме верхнепермских отложений), известное как Южно-Татарский свод. По материалам бурения глубоких скважин и геофизическим данным этот свод вытянут в направлении ЮВ-СЗ более чем на 300 км [12]. На северо-востоке он ограничен Камско-Бельским авлакогеном, а на юге от Оренбургского свода его отделяет широтный Серноводско-Абдулинский авлакоген. Кровля Южно-Татарского свода наклонена здесь в сторону Урала, мощность осадочного чехла изменяется от 2 (на северо-западе) до 3 (на юго-востоке) км [12]. Верхнепермские отложения, залегающие несогласно на нижнепермских, падают на северо-запад и образуют пологую антиклиналь, ориентированную в направлении СЗ-ЮВ (вдоль оси Татарского свода). Таким образом, здесь наблюдается ситуация обращенного залегания пластов верхней перми по отношению к нижележащим. Антиклинальная структура чехла, образованная его верхнепермскими слоями, авторами доклада условно названа Бугульминско-Белебеевским поднятием (ББП).

Выражение палеозойской структуры ББП в современном рельефе. Поднятие, образованное верхнепермскими слоями, выражено крупной положительной морфоструктурой – Бугульминско-Белебеевской возвышенностью, вытянутой в направлении СЗ-ЮВ, совпадающей по конутуру с ББП. Сама же вершина Южно-Татарского свода в современном рельефе не выражена.

Рельеф района эрозионно-тектонический; морфологически же возвышенность выражена в виде платообразной поверхности [13]. Северо-восточный и юго-западный склоны крутые, причем особенно четко выражен уступ, ограничивающий ББВ по ее северо-восточному краю (относительная высота 80-100 м). По результатам многих работ [1,3,13,14], здесь имеются все признаки новейшего поднятия: гидрографическая сеть в виде небольших, но глубоко врезанных в пермские породы речек, развита очень густо, причем долины многих рек имеют ступенчатые склоны и каньонообразный вид. В формах рельефа находят отражение многие частные структурные формы, зафиксированные по различным маркирующим горизонтам верхнепермских отложений. Таким образом, здесь имеется прямое отображение в современном рельефе крупных черт тектонического строения. Достаточно широко развит карст [2]. По данным измерения высот террас, на территории юго-восточной части возвышенности (Белебеевский участок) происходило поднятие с амплитудой 200-300 м за

олигоцен-четвертичный период [1], а по замерам высот поверхностей выравнивания суммарная амплитуда послемиоценовых поднятий здесь составляет 300-450 м [13]. По данным высокоточного повторного нивелирования район Бугульминско-Белебеевской возвышенности характеризуется высокими градиентами скоростей современных восходящих движений – до 5-6 мм/год. Совокупность всех этих материалов указывает на усиление здесь тектонической активности в новейшую и современную эпоху [13]. Таким образом, можно сделать вывод о том, что Бугульминско-Белебеевское поднятие является новейшим.

Реконструкция послепермского поля деформаций. На территории Бугульминско-Белебеевской возвышенности впервые были проведены замеры борозд скольжения в верхнепермских известняках и песчаниках, а результаты замеров обрабатывались и анализировались на стереограммах по методике В.Д.Парфенова. Часть полевого материала была любезно передана М.Л.Коппом. Реконструкция регионального поля деформаций строилась на выделении структурных парагенезов разного кинематического типа и анализе их пространственного размещения; особое внимание уделялось восстановлению слабоизученной горизонтальной компоненты новейших движений.

Станции наблюдений концентрируются в центральных частях северо-западного (Бугульминского) и юго-восточного (Белебеевского) районов возвышенности.

Возле с. Тумбарла в верхнепермских известняках найдены три системы мезоструктур – субширотные взбросы с компонентой левого сдвига, взбросы северо-восточной экспозиции с правосдвиговой компонентой и почти чистые сбросы той же ориентировки. Сбросы фиксируют удлинение в северо-западном направлении, что почти совпадает с ориенитировкой продольной оси Бугульминско-Белебеевского новейшего поднятия. По взбросам с левосдвиговой компонентой восстанавливается ось укорочения в направлении ССВ 20°; взбросы же с компонентой правого сдвига показывают северо-западное укорочение (азимут 130°). Остальные оси в рассматриваемом поле оказались сильно наклоненными, что не позволяет судить по ним о горизонтальных деформациях.

В известняках верхней перми возле с. Акбаш выделены субширотные взбросы с левым сдвигом (как и в предыдущей точке), субмеридиональные сбросы с правым сдвигом и субширотные сбросы с левосдвиговой компонентой. Сбросы обеих систем дают устойчивое удлиенение северо-западной ориентировки (продольно к Бугульминско-Белебеевскому поднятию); по взбросам же восстанавливается укорочение поперек возвышенности (в северо-восточном направлении).

У с. Степной Зай в пермских известняках ориентировки замеров мезоструктур сгруппированы в четыре системы: субширотные взбросы с компонентой левого сдвига, взбросы с компонентой правого сдвига северо-западной экспозиции, взбросы с левосдвиговой компонентой северо-восточной ориентировки и субширотные левые сбросы. Восстановленная по последним бороздам ось удлинения ориентирована в направлении ССЗ (азимут 335°); остальные три системы показывают две ориентировки оси укорочения: ССЗ (330°) и ЮЮЗ (205°).

На востоке Бугульминско-Белебеевской возвышенности в песчаниках казанского яруса перми также обнаружена система крутонаклоненных субширотных взбросов с левым сдвигом (это позволяет говорить об их универсальном характере) и сбросов с левосдвиговым смещением той же ориентировки. Совокупность таких парагенезов образуют пояс вращения. Второй пояс вращения образован субмеридиональными сбросами и взбросами; у тех и других имеется компонента правого сдвига. Таким образом, реконструкция поля деформаций в данной точке наблюдений показывает две оси укорочения, ориентированные в направлении северо-восток 40° и юго-

восток 100°, а также субмеридиональную ось удлинения.

Статистическая обработка результатов. Предварительная («валовая») статистика данных замеров для всех станций наблюдений района показала широкий разброс (а нередко и противоположность ориентировок) одноименных осей деформаций, что поначалу не дает возможности выделения каких-либо преобладающих направлений удлинения и укорочения для всего района в целом. Однако некоторая определенность появилась, когда были отдельно рассмотрены данные для двух частей свода – его Бугульминской и Белебеевской вершин. Для Белебеевского участка замеры были сконцентрированы вдоль двух уступов современного рельефа (которые, возможно, соответствуют зонам концентрации трещиноватости) – субмеридионального Бузгинского и Кондрыкольского северо-западного простирания. Оказалось, что поле деформаций для Бузгинского уступа согласно с таковым для соседнего Урала: здесь выявились субширотное укорочение и субмеридиональное удлинение, тогда как для Кондрыкольского уступа характерно субмеридиональное укорочение – что больше соответствует полю деформаций более южной части Русской плиты [5,6]. Бугульминский же участок характеризуется в целом более выраженным на площади удлинением в направлении СЗ-ЮВ и сопряженным с ним укорочением направления СВ-ЮЗ. В чем заключается причина отличий поля напряжений/деформаций северо-западного участка района от юго-восточного, пока сказать трудно, но можно видеть, что такой характер поля деформаций каким-то образом соответствует морфоструктуре всей Бугульминско-Белебеевской возвышенности: ориентировка оси удлинения располагается параллельно водоразделу возвышенности (северо-западного направления). Похожее деформационное поле было установлено ранее М.Л.Коппом и его коллегами на территории соседних новейших структур – поднятия Общий Сырт, Жигулевского надвига и Саратовских дислокаций [5,8,9].

Исследование выполнено при поддержке программы №6 ОНЗ РАН.

Литература

1. *Варламов И.П.* Новейшая тектоника Башкирского Предуралья и прилегающей территории Ю.Урала // В кн. Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Труды Уфимского совещания по геоморфологии и неотектоники Волго-Уральской области и Южного Урала 20-22 мая 1959 г. Уфа: БФАН СССР, 1960. С. 277-283.
2. *Вахрушев Г.В.* О неотектонике Южного Приуралья // В кн. Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии. Сб. 1. Уфа: БФАН СССР, 1957. С. 39-48.
3. *Журенко Ю.Е.* Особенности проявления голоценовых и современных тектонических движений Западной Башкирии // В кн. Вопросы геоморфологии и новейшей тектоники Волго-Уральской области и Ю. Урала. Рефераты докладов. Уфа: БФАН СССР, 1959. С. 67-70.
4. *Колесниченко А.А.* «Кинематика и новейше развитие Суксунско-Красноуфимского разрыва (Южное Приуралье) по мезоструктурным данным»//Бюл. МОИП, 2010, № 6.
5. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 552).
6. *Копп М.Л.* Новейшие деформации Южного Урала и Мугоджар и их вероятное происхождение // Геотектоника, 2005, № 5. С. 36-61
7. *Копп М.Л., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А., Копылов И.С.* Новейшая динамика и вероятное происхождение Тулвинской возвышенности (Пермское Приуралье) // Геотектоника 2008. № 6. С. 46-68.
8. *Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Борисов М.Е., Кудашев А.В.* Саратовские дислокации: кинематика горизонтальных перемещений // Общие и региональные вопросы геологии: Динамика формирования, структура, вещественный состав и полезные ископаемые складчатых систем и осадочных бассейнов различной геодинамической позиции. Проект А.0070 ФЦП "Интеграция". М.: ГЕОС, 2000. № 5. С. 123-179
9. *Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю.* Кинематика Жигулевского новейшего разлома // Бюл.

МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 5. С. 18-29
10. *Леонов Ю.Г.* Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника 1995. № 6. С. 3-21
11. *Лёвин Ф.Д., Фомин В.И.* Происхождение современных Уральских гор (на примере Среднего и Южного Урала) // Отечественная геология. М., 2001. № 3. С. 31-40
12. Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации, м-б 1:1000000. Лист N-40. СПб. : ВСЕГЕИ, 2001.
13. *Рождественский А.П.* Основные черты современного рельефа и новейшая тектоника восточной окраины Русской платформы и Предуральского краевого прогиба // В кн. Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа: БФ АН СССР, 1960. С. 221-243.
14. *Рождественский А.П.* Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М.: Наука, 1971. С. 302.

ВНУТРИПЛИТНАЯ ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Колодяжный С.Ю.

Учреждение Российской академии наук Геологический Институт РАН, Москва, Россия (kolod@ginras.ru)

В последнее время все больше появляется данных, отражающих объемную (3D) внутриплитную подвижность литосферных плит, в том числе, с древней континентальной корой. Эти данные не противоречат глобальной концепции геодинамики плит, а существенно ее дополняют, придавая ей характер тектоники объемного течения. Одним из следствий феномена внутриплитной 3D подвижности горных масс является возникновение разноранговых структурно-кинематических парагенезов, рассредоточенных на больших площадях и образующих закономерные структурные ансамбли. Последние отражают упорядоченность общего тектонического течения и нередко выражены в форме крупномасштабных латеральных *«плито-потоков», образующих пространственно ограниченные горизонтально-плоскостные геологические тела, обладающие признаками объемного (3D) тектонического течения и латерального перемещения горных масс* [**4**].

Материалы по анализу новейших полей напряжений, сейсмичности и региональной тектонике легли в основу представлений о дрейфе Восточно-Европейской плиты (ВЕП) в юго-восточном направлении в связи с пропагацией Атлантического рифта в Арктику и постепенным раскрытием Арктической зоны спрединга [3, 5]. Как предполагается в [3], эти перемещения, начавшись в палеоцене, наиболее ярко проявились в позднем эоцене – среднем миоцене, а с позднего миоцена были заблокированы коллизией Аравийской и Евразийской плит. Движение ВЕП, как самостоятельной плиты, было возможным за счет правосдвиговых и левосдвиговых смещений соответственно вдоль западной (линия Торнквиста) и восточной (Урал) границ плиты, а также благодаря наличию геодинамического убежища на ЮВ в виде бассейна Паратетис [3]. Эта концепция требует дальнейшего развития - изучения внутриплитных структурных ансамблей, связанных с этим процессом, а также выявления механизмов передачи напряжений от активных границ плиты на многие сотни километров, что вызывает немало сомнений и вопросов.

Структурные исследования последних лет позволяют пролить свет на поставленные выше проблемы. В их основу легли материалы по дешифрированию цифровых карт рельефа, анализ геофизических полей и полевые заверочные работы с использованием кинематического анализа. Исследования в СВ части ВЕП позволили выявить весьма сложный ансамбль структур, имеющих долгоживущий и «сквозной» по отношению к системе фундамент – чехол характер развития [1, 2]. Было отмечено, что палеопротерозойские тектонические нарушения в докембрийском фундаменте на плитной стадии развития ВЕП и, в частности, на неотектоническом этапе испытывали неоднократную ремобилизацию, проникая в осадки чехла в виде отраженного, но обладающего собственными характеристиками парагенеза структур. Это явление характерно для структур различного ранга, включая протяженные подвижные пояса и рифты, отдельные разрывы и зоны трещиноватости, вплоть до мезоструктур.

В пределах рассматриваемой области структуры первого порядка представлены динамически сопряженными Беломорско-Двинской (БД) и Среднерусской (СР) зонами дислокаций (рис. 1). Первая из них венчает докембрийский Беломорско-Лапландский подвижный пояс и

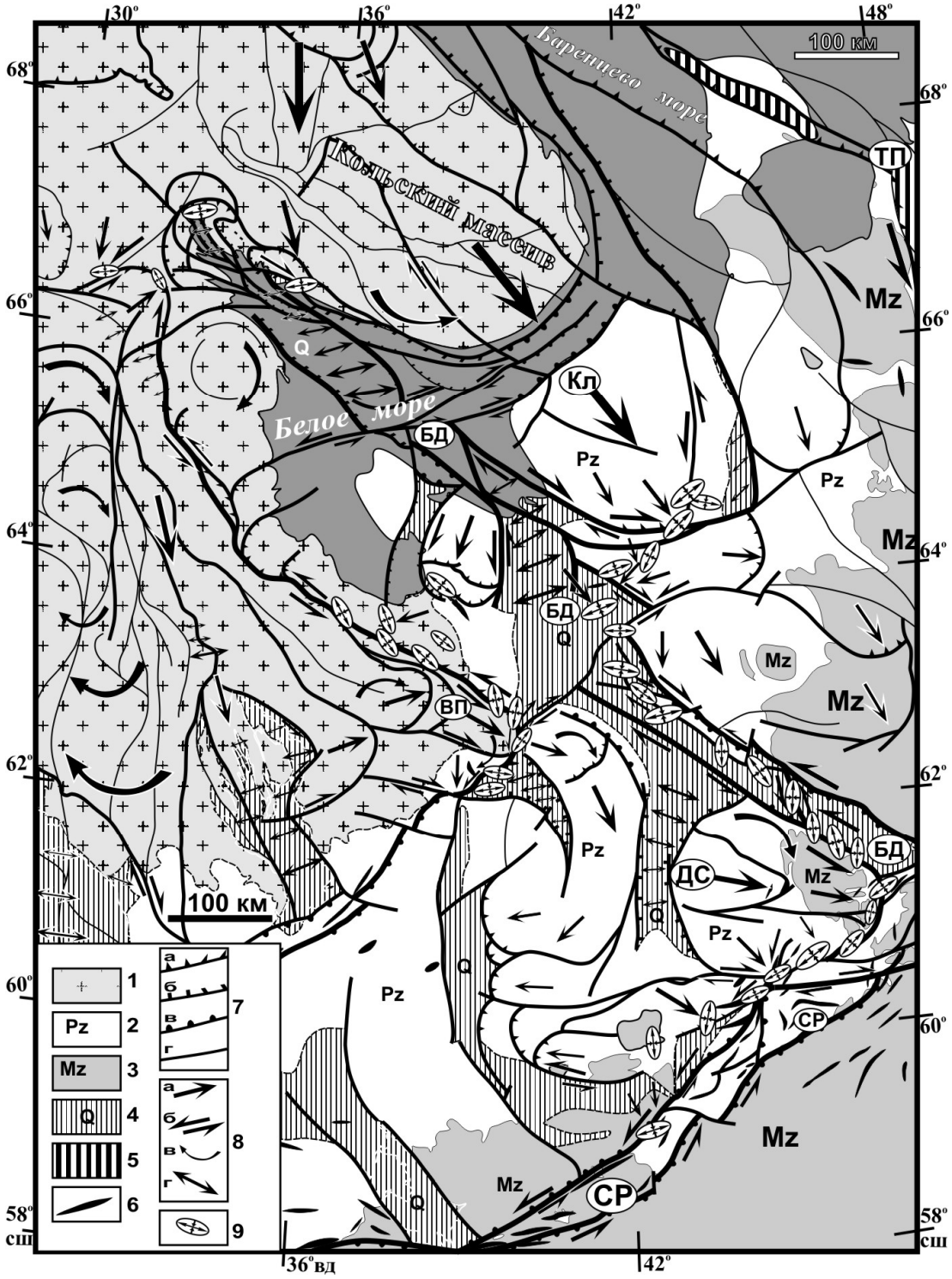


Рис. 1. Кинематическая схема кайнозойского этапа северо-восточной части ВЕП.
1 - докембрийский фундамент; 2 - 3 - осадки чехла; 4 –депрессии; 5 - складчатые пояса; 6 – валы; 7 - нарушения: а – взбросы, б - сбросы, в - флексуры, г - сдвиги; 8 - направления перемещений; 9 - ориентировка осей деформации.
Блоки: ДС - Двинско-Сухонский, ВП - Ветреного Пояса, Кл – Кулойский

заложенную на нем рифейскую рифтовую систему, являясь отражением их активизации в области развития платформенного чехла. В современной структуре эта зона представлена системой неотектонических грабенов общего СЗ простирания (ортогонально к оси спрединга

в Арктике), сегментированных субширотными сдвигами трансформного характера. Изучение мезоструктур (сколы, отрывы, зоны трещиноватости) в пределах БД зоны показало наличие сдвиговых смещений в обстановке транстенсии, знак которых меняется по простиранию зоны в соответствии с ее сегментацией.

На ЮВ БД зона плавно по дуге смыкается со Среднерусской зоной дислокаций, которая также имеет «корни» в виде одноименных структур в кристаллическом фундаменте – подвижного палеопротерозойского пояса и рифейского авлакогена. Однако в отличии от БД зоны данная структура имеет инверсионный характер: над рифтовым провалом фундамента в современной структуре зоны развит Рыбинско-Сухонский мегавал, осложненный структурами высокого порядка, образующими транспрессионный парагенез. Здесь были выявлены зоны сдвига, оперяющие их диагональные складки и мининадвиги, асимметрично построенные зоны смятия и трещиноватости, а также структуры субслойного течения. Эти нарушения пронизывают палеозойские толщи и проникают в осадки мезозоя, а в единичных случаях – в отложения четвертичного возраста.

К западу от области дугообразного смыкания БД и СР зон расположен Двинско-Сухонский мегаблок. Кинематика сдвиговых смещений в его обрамлении и внутренний структурный рисунок указывают на выдвигание блока в ВЮВ направлении. Примерно в 500 км к СЗ от этой структуры расположена аналогичная в динамическом отношении структура – кристаллический выступ Ветреного Пояса Фенноскандинавского щита [1] (рис. 1). В целом они составляют крупную внутриплитную структуру горизонтального перемещения, которая может рассматриваться как плито-поток. Его внутреннее строение показывает, что движение массива пород к ЮВ происходило не в виде монолитного тела, а в качестве динамически дифференцированного потока с обособлением сегментов высокого порядка, связанных с локальными обстановками растяжения, вращения, тектонического нагнетания и выдавливания геомасс (рис. 1).

К СВ от БД зоны было отмечено широкое развитие нарушений и зон трещиноватости, имеющих преимущественно сдвиговую кинематику и «нарезающих» мозаичную систему блоков. Анализ кинематики отдельных сдвигов и характера палеонапряжений внутри блоков позволяет предполагать, что они также образуют плитопоток, испытывающий горизонтальное перемещение к ЮВ. Центральное «ядро» этого потока образуют Кольский массив и расположенный на его ЮВ фронте Кулойский блок, ограниченный зонами сдвига, адаптирующими выдвигание геомасс к ЮВ (рис. 1). По ряду структурных признаков движение данного потока происходило также дифференцированно, но с меньшими скоростями по отношению к рассмотренной выше аналогичной мегаструктуре.

В целом выявленные кинематические характеристики и особенности современной структуры СВ части ВЕП согласуются с моделью перемещения данной плиты к ЮВ в связи с раскрытием Арктической зоны спрединга. При этом движения носили не «монолитный», а дифференцированный характер, что подчеркивается обособлением внутриплитных разноскоростных потоков и сопряженных с ними структур высокого порядка. Слабым местом данной модели является механизм передачи напряжений от активных границ плиты на тысячи километров в ее внутренние области. Наиболее приемлемы построения, допускающие передачу напряжений не за счет «толкательного» внешнего воздействия, а в результате горизонтального течения геомасс на уровне нижней коры и верхней мантии [3, 5]. В дополнение к этим взглядам следует добавить в круг рассмотрения еще один фактор. Как было отмечено в [6] из теоремы Эйлера следует, что движение плиты по сферической поверхности Земли происходит не

равномерно: по мере удаления от спрединговой полюса вращения векторная скорость перемещения в локальной точке плиты возрастает. Такой градиент скоростей является одной из причин формирования трансформных разломов, вдоль которых адаптируются скоростные вариации. В приложении к Арктической зоне спрединга, полюс вращения которой, вероятно, находится в области ее клинообразного выклинивания, из этого положения следует, что скорости перемещения в сторону от спрединговой хребта в прилегающей Евразийской плите будут возрастать по мере удаления от этого полюса. Это может служить причиной нарушения динамической монолитности плиты, в теле которой при этом зарождаются разноскоростные сегменты, связанные с этим локальные напряжения и структуры, выравнивающий баланс общего поступательного движения. Этот феномен, вероятно, является фактором ответственным за развитие рассмотренных выше внутриплитных потоков и разделяющих их зон дислокаций (БД зона и др.), играющих роль трансформных разломов.

Работа выполнена по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10 (2009-2011 гг).

Литература

1. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематические парагенезы в осадках фанерозойского чехла Среднерусской зоны дислокаций // Геотектоника 2010. №2. С. 56-76.
2. *Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г.* Структурно-кинематические парагенезы фундамента и чехла юго-восточной окраины Балтийского щита // Геотектоника, 2007, № 6. С. 3-22.
3. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. – М.: Наука, 2005. 340 с.
4. *Леонов М.Г.* Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники. –М.: Научный Мир, 2001. С.91–154.
5. *Леонов Ю.Г.* Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника 1995. № 6. С. 3-21.
6. *Hatcher R.*D. Structural geology: principles, concepts, and problems. New Jersey: Prentice-Hall, 1995. 511 p.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ МОРФОТЕКТОНИКА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ И ФОРМИРОВАНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ВЫСОКОГО ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА В МЕЖГОРНЫХ ВПАДИНАХ

Коломиец В.Л.[а], Рассказов С.В.[б]

[а] *Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, (kolom@gin.bscnet.ru)*
[б] *Институт земной коры СО РАН, Иркутск, (rassk@crust.irk.ru)*

Введение

Проблемы формирования и развития рельефа Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) многие десятилетия остаются дискуссионными. Особое значение в решении задач связанных с вопросами эволюции этой внутриконтинентальной рифтовой системы имеют структурно-формационные комплексы межгорных суходольных котловин. Большая часть днищ впадин, таких как Муйско-Куандинская, Парамская, Верхнеангарская, Баргузинская, Усть-Баргузинская, Налимовская, Нижнетуркинская, Котокельская, Усть-Селенгинская, Тункинская выполнена мощными позднекайнозойскими трансгрессивными, литологически схожими, полифациальными толщами, включающими в себя несколько возрастных генераций осадков и слагающими не менее 7-ми аккумулятивных и эрозионно-аккумулятивных террасовых уровней, развитых повсеместно. По своему происхождению они достоверно относятся к флювиальной и лимнической группам водного парагенетического ряда континентальных осадочных образований [13].

Что же послужило основой столь длительного аквального образования осадков в межгорных впадинах центральной части БРЗ во временном диапазоне от эоплейстоцена до конца среднего неоплейстоцена? Ясно, что исключительность геологической структуры или особенности протекания экзогенных процессов в отдельных изучаемых котловинах не могли оказать никакого воздействия, поскольку система впадин с однотипными осадочными комплексами протянулась более чем на 1500 км – от бассейна р. Иркут на юго-западе до среднего течения р. Витим на северо-востоке. Следовательно, такими причинами были только те явления, которые имели всеобъемлющий характер и прямую связь с эволюцией природной среды всего региона. Обратимся к позднекайнозойской истории Прибайкалья – могли ли известные нам события привести к возникновению особых условий осадконакопления в БРЗ, следы которых отчетливо фиксируются наличием мощных (первые сотни метров) песчаных толщ высокого террасового комплекса во всех без исключения, как в самых крупных, так и более мелких, впадинах?

В первую очередь обращают на себя внимание процессы тектогенеза. Работами [8, 9, 10, 12] установлено, что, в четвертичное время территория БРЗ испытала четыре фазы тектонической активизации.

Первая фаза

Первая фаза проявилась не только на территории БРЗ, но и во всей Центральной Азии около 1,2 млн. лет назад [10]. Она сопровождалась быстрым подъемом западного борта Байкальской впадины, прекращением ленского стока Байкала через р. Пра-Манзурку и, как следствие, – ингрессионным повышением уровня его вод и формированием осадочных толщ на восточном побережье [9]. Эта фаза (приморская по [9]) рассматривается нами как *раннеприморская.* Эоплейстоценовый тектонический подпор имел место и в крайней, северо-восточной оконечности исследуемого района – в Муйско-Куандинской впадине (Северо-Муйское сужение р. Витим) [1].

По результатам спорово-пыльцевых анализов (Баргузинская впадина) [4] и радиотермолюминесцентного датирования (1 ± 0,09 млн. лет, Налимовская впадина) [3]

самый высокий, VII террасовый уровень близок по времени образования времени этой первой тектонической фазе. Лимнические и комплексные лимно-аллювиальные обстановки седиментогенеза при накоплении осадочных отложений VII уровня соответствуют первой ингрессии вод Байкала в речные долины и межгорные впадины байкальского направления стока (рис.).

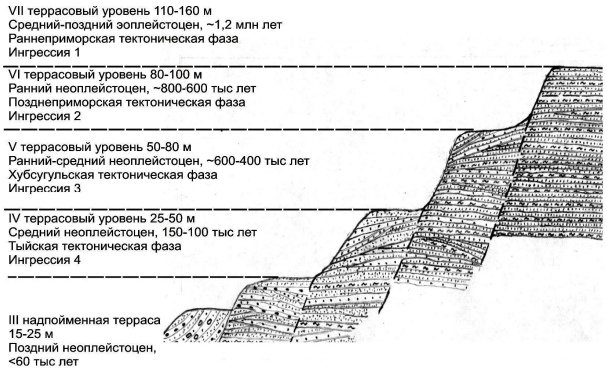


Рис. Количественный состав ингрессий вод оз. Байкал и фазы тектоническойактивизации.

Вторая фаза

Это тектоническое и вулканическое оживление территории произошло 800–600 тыс. лет назад. Фаза (названная *позднеприморской*) выражена интенсивным воздыманием западного плеча Байкальского рифта [9] и Еловского отрога в Тункинской рифтовой долине [10]. Она способствовала новому подъему уровня оз. Байкал, последующей второй ингрессии и аккумуляции, по мнению Н.А. Логачева [8], «теплых» досамаровских песчаных горизонтов Забайкалья и Прибайкалья. Свидетельства ее, по нашим исследованиям, представлены VI эрозионно-аккумулятивным террасовым уровнем, получившим самое широкое распространение во всех без исключения впадинах байкальского типа. Подтверждением этому является РТЛ-возраст отложений основания Верхнего Куйтуна в Баргузинской впадине 790 и 830 тыс. лет [5]. Спорово-пыльцевые спектры из осадков Муйско-Куандинской, Баргузинской и Усть-Баргузинской котловин [6, 7] свидетельствуют о существовании в это время умеренно-теплых и влажных климатических условий. Толща имеет аквальное происхождение с соответствующим набором динамических параметров аккумуляции.

Третья фаза

Тектоническая активизация 600–400 тыс. лет назад (названная х*убсугульской*) обозначила структурную перестройку территории, сопровождавшуюся прекращением вулканизма в центральной части БРЗ (на Витимском плоскогорье и в бассейн р. Джида) и выражена стратиграфическим несогласием в осадочной толще впадины оз. Хубсугул[10, 12]. Очевидно, что столь значимое тектоническое событие не могло не отразиться и в характере развития других впадин рифтовой зоны. Оно привело к третьей ингрессии байкальских вод, высота которой, согласно изысканиям И.Н. Резанова [11], достигала ста метров выше современного. В рельефе днищ впадин БРЗ она привела к образованию V эрозионно-аккумулятивного уровня комплексного озерно–речного генезиса. Осадки из урочища Верхний Куйтун, датированные РТЛ-методом во временном диапазоне от 380 до 460 тыс. лет [5], отлагались в постоянных лимнических водоемах с проточным режимом.

Четвертая фаза

Последняя (*тыйская* [9]) фаза тектонической активизации имела место 150–100 тыс. лет назад и ознаменовала переход к ангарскому стоку вод оз. Байкал. Эта фаза обусловила четвертое внедрение байкальских вод во впадины, открытые к Байкалу, возникновение и удержание в них неглубоких озеровидных бассейнов, в которых и был сформирован IV эрозионно–аккумулятивный террасовый уровень. Радиотермолюминесцентное подтверждение получено для осадков Баргузинской, Нижнетуркинской и усть-селенгинской части Байкальской впадин [2, 5].

Условия седиментации

Осадки VII уровня (высота 110–160 м) – субгоризонтально-слоистые тонко-

мелкозернистые пески, алевропески и алевриты – накапливались в проточных лимнических водоемах с небольшими глубинами (до 3–5 м) [13]. Для палеопотоков перечисленных впадин реконструированы сходные динамические параметры. Они имели равнинный (число Фруда, Fr < 0,1), реже полугорный (Fr = 0,1–0,2) типы натуральных открытых русел с площадью водосбора >100 км^2 в комфортных условиях пребывания ложа и беспрепятственного движения воды (коэффициент шероховатости, n > 40). Начальным моментом движения наносов в руслах палеорек являлся порог минимальных значений срывающих скоростей водного потока 0,3–0,4 м/с. Аккумуляция начиналась с падением придонной скорости до 0,2 м/с. Палеорекам были свойственны узкие рамки изменений скоростного режима течения воды от 0,4 до 0,5 м/с, а также уклонов продольного профиля – от 0,2 до 0,7 м/км. В подавляющем большинстве случаев динамика потоков характеризовалась переходным режимом осаждения между турбулентным и ламинарным типами, что соответствует способу переноса в виде сальтации с подчиненной ролью суспензий. Малые значения φ-критерия устойчивости русел (<100 единиц) характеризуют исследуемые флювиальные системы как немобильные, которые вряд ли могли осуществлять масштабную разрушительную работу по изменению гидрографической сети. В фациальном отношении изучаемый гранулометрический спектр принадлежит полю совмещения лимнических и аллювиальных условий седиментации с преимущественным распространением прибрежно-береговых фаций озерной группы и меньшим – русловых и пойменных речной группы.

Высокие уровни – 80–100 м (VI), 50–80 м (V) и 25–50 м (IV) – сформированы слоистыми: субгоризонтальными, наклонными и косыми, крупно-средне-мелкозернистыми песками с подчиненной ролью пограничных разностей обломочного спектра [13]. Их седиментация протекала в условиях неглубоких устойчивых озерных незастойных водоемов (глубиной от 2-х до 7, редко – 10 м). Материал доставлялся равнинными, в основном полугорными (Fr = 0,1–0,3), горно-грядовыми (Fr = 0,3–0,5) потоками с площадью водосбора >100 км^2 постоянных, хорошо разработанных русел со свободным течением воды в благоприятных и весьма благоприятных условиях положения ложа (n = 30–40). Срывающие скорости варьировали от 0,3 до 1,3 м/с, скорости отложения – от 0,2 до 0,8 м/с, поверхностные скорости течения – от 0,3 до 2,0 м/с, уклоны водного зеркала – от 0,5 до 2,0 м/км. Режим осаждения был слаботурбулентным и переходным; господствовал скачкообразный способ транспортировки от фазы гладкого дна к появлению грядовых подвижных форм руслового рельефа. По φ-критерию устойчивости такие палеопотоки определяются как слабоподвижные.

По генетико-фациальной природе осадки высоких террас аккумулировались:

а) в мелководных, достаточно крупных, проточных лимнических водоемах с малоамплитудным характером волновых колебаний и разветвленной сетью придонных течений, приведших к образованию субгоризонтально-слоистых алевритово-тонкопесчаных пород береговых и прибрежных фаций лимнической макрофации;

б) в однонаправленных слабодинамичных и немобильных речных потоках с замедленным движением воды ввиду их подпора в придельтовом положении русел с появлением наклонно- и косослоистых мелко-среднезернистых песков русловых и пойменных фаций речной макрофации.

Заключение

В результате детального изучения аквальных отложений плейстоценового террасового комплекса межгорных впадин БРЗ получен полный набор динамических характеристик седиментогенеза. Установлено, что наибольшее развитие в этот период получили континентальные

осадочные образования аквального парагенетического ряда (флювиальная и лимническая группы). С начала среднего эоплейстоцена в суходольных впадинах имели место четыре этапа существования крупных озерных проточных водоемов, сменяемых деградацией и эрозионным расчленением. Образование водоемов сопровождалось поднятиями уровня оз. Байкал и ингрессиями его вод в речные долины. Доминирование лимнического режима было обусловлено четырьмя тектоническими фазами поднятия хребтов горного обрамления впадин.

Литература

1. *Будаев Р.Ц.* Кайнозойские отложения и развитие рельефа западной части Станового нагорья: Автореф. дисс. … канд. геол.–мин. наук. – Иркутск, 1989. 17 с.
2. *Коломиец В.Л.* Новые материалы об условиях неоплейстоценового седиментогенеза Селенгино–Итанцинской впадины (Восточное Прибайкалье) // Доклады IX Международной конференция «Новые идеи в науках о Земле». Т. 1. Секции S–1, S–II, S–III, S–IV, S–V. М.: Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, 2009. С. 66.
3. *Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.* Неоплейстоценовые отложения Налимовской впадины Юго-Восточного Прибайкалья и их палеогеографическая характеристика // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Мат-лы совещания. Вып. 4. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2006. Т. 1. С. 167–170.
4. *Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.* Новые данные о геолого-геоморфологическом развитии Баргузинской впадины Прибайкалья в плейстоцене // Тектоника и глубинное строение Востока Азии: VI Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2009. С. 319–322.
5. *Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.* Палеообстановки седиментогенеза песчаного массива Верхний Куйтун (Баргузинская впадина) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат-лы совещания. Вып. 8. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. Т. 1. С. 141–142.
6. *Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Савинова В.В.* Неоплейстоценовая история эволюции Усть-Баргузинской впадины (Байкальская Сибирь) // География и геоэкология на современном этапе взаимодействия природы и общества. Мат-лы Всероссийской научной конференции «Селиверстовские чтения». СПб: Санкт-Петербургский государственный университет, ВВМ, 2009. С. 672–677.
7. *Коломиец В.Л., Савинова В.В.* Литостратиграфия плейстоцена Муйско-Куандинской впадины (Северо-Восточное Прибайкалье) // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33 Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008 г.). Мат-лы Всероссийского научного совещания. М.: ГЕОС, 2009. С. 73–78.
8. *Логачев Н.А., Антощенко-Оленев И.В., Базаров Д.Б. и др.* Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 359 с.
9. *Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др.* Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. «Гео». 2001. 252 с.
10. *Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др.* Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, Сибирское отд-ние, 2000. 288 с.
11. *Резанов И.Н.* Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1988. 128 с.
12. *Федотов А.П.* Структура и вещественный состав осадочного чехла Хубсугульской впадины как летопись тектоно-климатической эволюции Северной Монголии в позднем кайнозое. Автореф. дисс. … доктора геол.–мин. наук. Казань, 2007. 42 с.
13. *Kolomiets V.L.* Paleogeography and Quaternary sediments and complexes, intermountain basins of Prebaikalia (Southeastern Siberia, Russia) // Quaternary International, V. 179, 2008. pp. 58–63.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Коломиец В.Л.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, (kolom@gin.bscnet.ru)

Введение

Комплекс низких надпойменных аллювиальных террас: 15–25 м (III), 9–12 м (II), 4–9 м (I) сформирован поздненеоплейстоценовыми отложениями, широко распространенными во всех отрицательных морфоструктурах центральной Байкальской рифтовой зоны – от Муйско-Куандинской на крайнем северо-восточном фланге до Тункинских впадин – на юго-западе.

Седиментогенез

Осадки низкого террасового комплекса – субгоризонтально- и косослоистые мелко-среднезернистые пески с добавками гравийно-галечных включений и примесями алевритово-пелитовых частиц. Средой их накопления были стационарные слабоподвижные, подвижные извилистые потоки полугорного и горного грядового типа (Fr = 0,10–0,27) в благоприятных и обычных условиях состояния коренного ложа (n = 20,0–40,0), с особенностями в направлении водных струй течения и рельефе дна, со срывающими скоростями 0,3–2,0 м/с, скоростями отложения 0,2–1,3 м/с, поверхностными скоростями течения 0,3–3,0 м/с, глубинами 0,9–5,0 м, уклонами водного зеркала 0,5–10,0 м/км и шириной водотоков 15–400 м. Седиментационный режим характеризовался турбулентным и переходным типами осаждения, переносом дезинтегрированного вещества, главным образом, сальтацией, качением и волочением обломков по дну, что подтверждается значениями универсального критерия Ляпина (β = 0,20–0,72). Гидродинамические параметры палеопотоков в значительной степени сопоставимы с подобными показателями современных главных рек рифтовых впадин – Верхней Ангары, Муи, Баргузина, Турки, Иркута [10].

Палеогеография

Позднечетвертичные, казанцевская III и ермаковская II, террасы Муйско-Куандинской впадины имеют речной генезис, на что указывает диапазон параметров коэффициента вариации осадков (ν = 0.7–1.58), принадлежащий в основном полю стационарных водотоков с однонаправленным поступательным движением воды и ее сезонным уровневым колебанием (рис. 1). Ермаковский возраст формирования II террасы и, следовательно, холодных климатических условий подтверждается находками костных остатков *Coelodonta antiquitatis*, *Equus caballus*, *Equus hemionus*, *Mammuthus primigenius* [1].

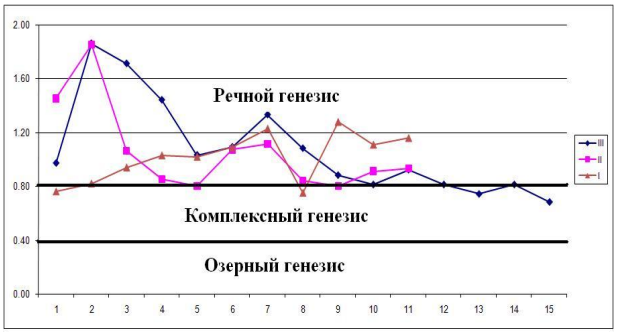


Рис. 1. Сопоставление значений коэффициента вариации осадков ν Муйско-Куандинской впадины. Примечание: здесь и далее римские цифры – номера надпойменных террас.

Строение I террасы двучленно: верхняя часть сложена горизонтально- и волнисто-слоистыми алевритистыми песками, в низах толщи присутствуют косослоистые крупно-среднезернистые пески с примесью псефитовых включений. Спорово-пыльцевой спектр из нижней толщи данной террасы (левый склон долины р. Муи в 4 км выше устья р. Мудирикан) характеризуется преобладанием пыльцы споровых растений – 45% (Polypodiaceae, Lycopodiaceae, *Sphagnum* sp., *Bryales* sp., *Botrychium* sp.), меньше древесно-кустарниковых пород –

30% (*Betula* sp., *Alnaster* sp.), трав – 25% (Gramineae, Compositae, Ranunculaceae). Приведенный палинокомплекс описывает довольно холодные климатические условия периода седиментации в сартане, подтверждением чему является наличие гидролакколитов в разрезе [7].

В песках из поздненеоплейстоценовых террас в Верхнеангарской впадине (рис. 2) обнаружены спикулы байкальских губок-эндемиков любомирскидов в угнетенном состоянии [8]. Эти находки свидетельствуют о том, что в этой впадине продолжали существовать остатки более древнего водоема, генетически связанного с Байкалом. Ввиду сокращения озер и становления речной системы, как основной среды осадконакопления, экологические условия проживания не благоприятствовали Lubomirskiidae, и они постепенно замещались губками общесибирского семейства речных губок-бодяг Spongillidae, доминирующими в голоцене.

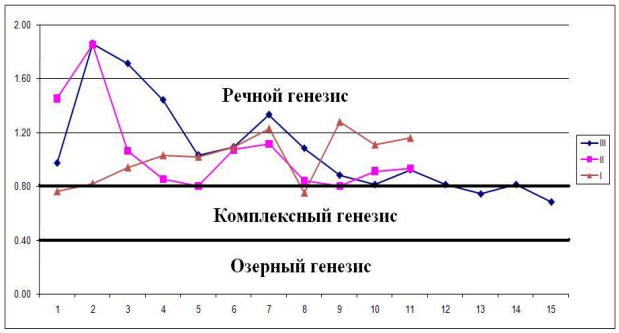


Рис. 2. Сопоставление значений коэффициента вариации v осадков Верхнеангарской впадины.

Поздненеоплейстоценовый седиментогенез низкого террасового комплекса Баргузинской впадины осуществлялся преимущественно за счет процессов и механизмов, протекающих в любых речных системах. Толщи сформированы материалом русловых и, как правило, венчающих разрезы, пойменных фаций перстративной фазы аллювиальной аккумуляции (рис. 3). В зависимости от тектоно-климатических особенностей территории русловые потоки претерпевали соответствующие изменения гидродинамического и энергетического режимов, нашедших отражение в неоднократных изменениях структуры осадков. Днище котловины было суходольным, спуск ингрессионных вод завершился, по всей видимости, к началу казанцевского времени, так как именно с этого отрезка широкое развитие во впадине получили отложения из иных парагенетических рядов континентальных осадочных образований [6].

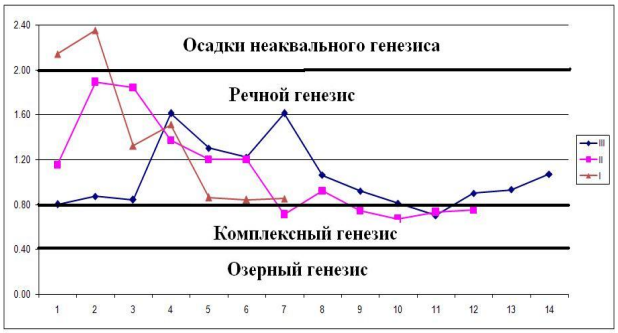


Рис. 3. Сопоставление значений коэффициента вариаций v осадков Баргузинской впадины.

Возраст формирования III надпойменной террасы в Баргузинской впадине следует принять как поздненеоплейстоценовый (казанцевское время). Аргументом служит ее пространственная связь с высокими террасовыми уровнями, наличие двух толщ в ее строении: нижней, образовавшейся в динамичной среде за счет достаточного количества свободной воды, и верхней, более спокойной при ограниченном поступлении воды, дефицит которой был обусловлен началом аридизации климата в ермаковскую эпоху. Кроме того, в пределах этой террасы у с. Элесун обнаружены костные остатки лошадей (*Equus* sp., *Equus caballus*), бизона (*Bison priscus*) и быка (*Bos* sp.), время обитания которых – начало позднего неоплейстоцена (определения Н.П. Калмыкова).

Время накопления отложений второй террасы этой же впадины – ермаковское, так как в некоторых разрезах встречены сингенетичные криотурбации, связанные с развитием многолетней мерзлоты и фиксирующие первое устойчивое похолодание после накопления казанцевского аллювия. В правом борту долины р. Жаргаланты в овраге,

прорезающем тело террасы, найдены фрагментные костные остатки зубра (*Bison priscus* cf. *occidentalis*), носорога (*Coelodonta* sp.) и овцебыка (*Ovibos* sp.), обитавшими в позднем неоплейстоцене (определения Н.П. Калмыкова).

Формирование нижней части III террасы в Усть-Баргузинской впадине происходило в динамичной аквальной среде при наличии сети палеопотоков полугорного типа. Рубеж неоплейстоцена – голоцена отразился в смене переходных обстановок седиментогенеза на ярко выраженный турбулентный режим горных рек. Венчающие разрез первой террасы пески образовались в слабоподвижных условиях при смене горного типа русел на полугорный.

Преимущественно лимнический характер носил процесс осадконакопления Налимовской впадины в позднем неоплейстоцене; котловина, по крайней мере, до тектонического внутривпадинного порога, заливалась водами и представляла собой Налимовский палеосор.

С конца среднего и до конца позднего неоплейстоцена в Котокельской впадине происходила реставрация преимущественно лимнической среды седиментации, так как в ее палеогидрологическом режиме не наблюдается резких отличий в ситуациях осадконакопления, свойственных III и II террасовым уровням.

Низкие надпойменные террасы Усть-Селенгинской впадины имеют общие черты строения. Для них характерно наличие двух литологически отличных толщ – нижней, песчано-грубообломочной аллювиального и верхней, алевритово-псаммитовой смешанного аллювиально-озерного и лимнического происхождения, что ранее было отмечено и другими исследователями [2, 9]. На основании выявленных особенностей протекания процессов седиментации на протяжении от каргинского времени позднего неоплейстоцена до границы с голоценом, во впадине установлено наличие нескольких мелководных проточных озерных водоемов, гидродинамическая ситуация накопления осадков в которых была примерно равной (рис. 4). Реки, транспортировавшие осадочный материал, за это время также неоднократно претерпевали существенные изменения своего гидрологического режима – от горно-грядового типа до равнинного. В полном соответствии с вышеуказанным положением находится фациальная природа исследуемых отложений, принадлежащая двум основным макрофациям – речной (русловые и пойменные фации) и озерной (береговые и прибрежные фации).

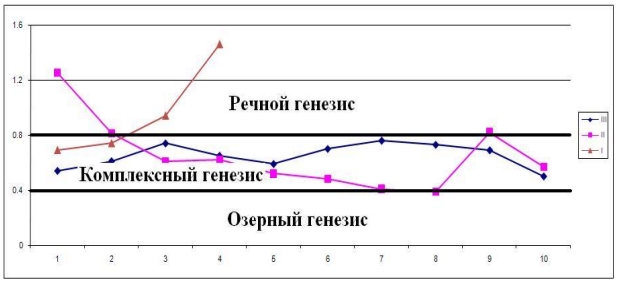


Рис. 4. Сопоставление значений коэффициента вариации v осадков Усть-Селенгинской впадины.

Заключение

Таким образом, происхождение низкого террасового комплекса (III-I уровни) межгорных впадин установлено как аллювиальное. Оно характеризовалось преобладанием речных условий седиментации – в разрезах преобладают русловые и перекрывающие их пойменные фации перстративной фазы аккумуляции, примерно равные нормальным мощностям аллювия. Но, в Усть-Селенгинской, Нижнетуркинской, Котокельской, Налимовской, Усть-Баргузинской, т.е. в тех отрицательных морфоструктурах, имеющих самые низкие гипсометрические уровни днищ на прямом контакте с оз. Байкал, в строении надпойменных террас присутствуют толщи озерного генезиса. Одной из возможных причин их появления могли быть кратковременные поднятия уровня вод Байкала с последующей ингрессией, не исключено, и внешнего, климатического характера, что указывает на одни и те же неотектонические и палеоклиматические факторы седиментогенеза [3, 4, 5].

Литература

1. *Зеленский Е.Е.* Кайнозойские отложения нижнего течения р. Муя // Вопросы геологии Бурятии. Труды отделения геологии БФ СО АН СССР, вып. 3 (11). – Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во, 1971. – С. 53-60.
2. *Иметхенов А.Б.* Позднекайнозойские отложения побережья озера Байкал. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1987. 151 с.
3. *Коломиец В.Л.* Литологический анализ с целью корреляции песчаных толщ Нижнетуркинской впадины // Вопросы геологии кайнозоя Прибайкалья и Забайкалья. – Улан–Удэ: БНЦ СО АН СССР, 1991. – С. 43-57.
4. *Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.* Неоплейстоценовые отложения Налимовской впадины Юго-Восточного Прибайкалья и их палеогеографическая характеристика // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2006. – В 2-х томах. – Т. 1. – С. 167-170.
5. *Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.* Новые материалы об условиях неоплейстоценового осадконакопления в Усть-Баргузинской и Котокельской впадинах (Юго-Восточное Прибайкалье) // Доклады VIII Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». Секция S-1. – М.: Российский государственный геологоразведочный университет им Серго Орджоникидзе, 10-13 апреля 2007 г. – С. 169-172.
6. *Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.* Литостратиграфия квартера Баргузинской впадины (Байкальская Сибирь) // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33 Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008 г.). Материалы Всероссийского научного совещания, Москва, 1-3 апреля 2009 г. – М.: ГЕОС, 2009. – С. 69-73.
7. *Коломиец В.Л., Савинова В.В.* Литостратиграфия плейстоцена Муйско-Куандинской впадины (Северо-Восточное Прибайкалье) // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33 Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008 г.). Материалы Всероссийского научного совещания, Москва, 1-3 апреля 2009 г. – М.: ГЕОС, 2009. – С. 73-78.
8. *Мартинсон Г.Г.* Материалы к исследованию ископаемой микро- и спонгиофауны Прибайкалья // Труды Байкальской лимнологической станции, т. X. – М. – Л.: Изд-во АН СССР, 1940. – С. 425-455.
9. *Резанов И.Н.* Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья – Новосибирск: Наука, 1988. 128 с.
10. *Kolomiets V.L.* Paleogeography and Quaternary sediments and complexes, intermontane basins of Prebaikalia (Southeastern Siberia, Russia) // Quaternary International, V. 179, 2008. pp. 58-63.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ УНАСЛЕДОВАННОСТИ ПО ПРОФИЛЯМ ГСЗ НА ТЕРРИТОРИИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Колтышева Е.С.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия
(koltyshevaes@mail.ru)

Одним из этапов работы по составлению объёмной геолого-геофизической модели верхней части литосферы по северному сегменту, явились палеотектонические исследования. С этой целью построены графики коэффициента унаследованности вертикальных тектонических движений за период с Валдайского-Юдомского времени по верхний триас по следующим профилям: Красноленинский-Рубин-1, Сыктывкарский, Кварц, Агат-2, Купянск-Воркута. Геотраверсы ГСЗ выполнены Центром региональных геофизических исследований «Геон» в период с 1970 по 1989 гг. Диагональный геотраверс Купянск – Воркута, является северной частью единого геотраверса Чёрное море – Карское море (Глобус) [1]. В 80-е годы выполнены наблюдения по геотраверсам АГАТ-2, «Кварц», Рубин-1 [3]. Геотраверс Рубин-1 южнее параллели 60^0 пересекается с Красноленинским профилем ГСЗ, отработанного ОАО «Баженовская геофизическая экспедиция». В 2000-2003гг. Институтом геологии Коми научного центра выполнены наблюдения на относительно коротком профиле MEZTIMPECH (Сыктывкарский) [2].

Степень унаследованности тектонического развития рассчитана по по методике В.Б. Неймана [5] с использованием Палеотектонических карт СССР масштаба 1: 5000000 под ред. Т.Н. Спижарского. Карты составлены по 16 временным периодам с юрматинского времени по триас и содержат информацию об амплитудах нисходящих и восходящих движений в метрах за соответствующий геологический период [6]. По данным картам созданы числовые матрицы мощностей осадконакопления от раннего кембрия до позднего триаса в пределах 48-62 гр. в.д. и 60-70 гр. с.ш. с интервалом в 0.2 градуса, затем по ним вычислен коэффициент тектонической унаследованности ($К_у$). Для анализа графиков коэффициента унаследованности вертикальных тектонических движений полученные значения были разбиты на 4 градации: 0-25% – низкий, 25-50% – пониженный, 50-75% – средний и 75-100% – высокий $К_у$. Наиболее информативными являются области с низкими и пониженными значениями $К_у$, т.к. они отражают неустойчивость тектонического развития, наличие тектонических инверсий. В зонах повышенной тектонической активности происходят изменения ранее сформированного структурного плана последующими интенсивными структуроформирующими движениями, что может приводить к появлению новых тектонически экранированных ловушек и образованию новых залежей углеводородов [7]. В таких зонах степень тектонической унаследованности преимущественно понижена [4].

Исследование графиков $К_у$ по указанным профилям ГСЗ показало, что особенность распределения степени унаследованности вертикальных тектонических движений имеет сложный характер и отражает основные элементы тектоники Тимано-Печорского региона.

Агат-2: высокая (до 100%) степень тектонической унаследованности наблюдается в западной части разреза, в пределах Тимано-Ижма-Печорского мегаблока. Здесь же присутствуют и низкие значения $К_у$ (менее 25%) – в центральных частях Канино-Тиманской гряды и Ижма-Печорской впадины. Низкий $К_у$ преимущественно наблюдается на границе Ижма-Печорской впадины с Печоро-Колвинской рифтовой зоной, в Денисовском блоке и на границе

Денисовского и Колвинского блоков. Также низкие значения $К_у$ отмечаются в пределах Хорейверской впадины и далее в Косью-Роговском блоке Предуральского краевого прогиба. В целом, для Восточно-Печорского мегаблока характерны средние значения $К_у$.

Кварц: Здесь характерны, в основном, средние и повышенные значения $К_у$. Низкая степень тектонической унаследованности наблюдается в некоторых структурах Канино-Тиманской гряды, Ижма-Печорской впадины, а также на границе Ижма-Печорской впадины с Омра-Лузской седловиной и на границе Предуральского краевого прогиба с Западно-Уральской складчатой зоной.

Сыктывкарский: Коэффициент унаследованности, в основном, средний. Значительное понижение $К_у$ отмечается в пределах Сысольского поднятия, центральной части Вычегодского прогиба, в восточной частях Предтиманского прогиба и Тиманского поднятия, а также на границе Предуральского краевого прогиба с Западно-Уральской зоной складчатости, как и на профиле Кварц.

Красноленинский+Рубин-1: В целом, $К_у$ выше среднего, за исключением значительного понижения в пределах Сысольского поднятия. Также низкая степень тектонической унаследованности отмечается на границе Коми-Пермяцкого свода с Предуральским краевым прогибом.

Купянск-Воркута: Западная часть разреза отличается преимущественно пониженным $К_у$: в северной части Сысольского свода, на границе Мезенской синеклизы с Ижма-Печорской впадиной и в западной части Ижма-Печорской впадины. Далее повышенные и пониженные значения $К_у$ чередуются.

Надо отметить низкую степень унаследованности на границе Хорейверской впадины и поднятия Чернышева Предуральского краевого прогиба.

Литература

1. Глубинное строение восточной части Русской платформы (вдоль профиля ГСЗ Купянск-Воркута) под ред. Лучитского И.В. // М.: Наука, 1977, 124 с.
2. *В.С. Дружинин, С.В. Автонеев, Л.Н. Шармачова, Л.В. Турыгин.* Глубинное строение Северного Урала по Красноленинскому профилю ГСЗ. // Советская геология, 1990, № 9, С.79-82.
3. *А.В. Егоркин.* Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам. // В кн. Глубинное строение территории СССР. М. Наука, 1991. С. 118-135.
4. *Е.С. Колтышева.* Сопоставление тектонической унаследованности и нефтегазоносности в пределах Тимано-Печорского и Волго-Уральского регионов. Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов. // Материалы Международной конференции, посвященной 50-летию Института геофизики УрО РАН. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2008, с.107-109.
5. *В.Б. Нейман.* Теория и методика палеотектонического анализа. // М.: Недра, 1984. 80 с., ил.
6. Палеотектонические карты СССР. Масштаб 1:5000000. Объяснительная записка. Науч. ред. Т.Н. Спижарский. // Л.: ВСЕГЕИ, 1974. 1977. 1982.
7. *Н.И. Тимонин.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. // Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240 с.

КОМПЛЕКСНОЕ ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ КАК ОСНОВА ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Копаевич Л.Ф.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия (lfkopaevich@mail.ru)

Введение

Детальные зональные схемы, составленные по различным группам фауны, позволяют перейти к сопоставлению отложений конкретного осадочного бассейна со смежными, а подчас и весьма удаленными регионами и здесь важно учитывать палеогеографический аспект. Моря, занимавшие в меловом периоде огромные пространства от Атлантического океана до обширных областей Закаспия, были связаны между собой и в них обитали одни и те же организмы. Однако каждый осадочный бассейн обладал своими особенностями, которые в отдельные интервалы времени могли быть весьма ощутимыми. На современном уровне проработки материалов по верхнему отделу меловой системы целесообразно отказаться от одной зональной шкалы в МСШ и включить в нее зональные шкалы Европейской (Бореальной) и Средиземноморской (Тетической) областей [1]. В существующих зональных схемах ВЕП для различных интервалов позднего мела зональное деление осуществлялось на основе различных групп макро- и микроорганизмов. Для сеномана зоны выделялись по аммонитам, для турона, коньяка и нижнего сантона по иноцерамам, для верхнего сантона, кампана и маастрихта по белемнитам. Большое значение имеют различные группы микрофоссилий, среди которых все большую роль приобретают радиолярии.

При составлении зональных схем необходимо оценить стратиграфический потенциал каждой группы по двум пунктам: (1) значение группы для расчленения разрезов конкретного региона и (2) ее пространственное распространение. Эти два пункта уже содержат палеогеографический аспект

При палеогеографических реконструкциях необычайно важным является всесторонняя характеристика литостратонов, так как они содержат большой объем палеогеографической информации.

В позднемеловой истории развития ВЕП существовало несколько кратковременных геологических интервалов, в течение которых происходило существенная перестройка палеогеографических обстановок. К их числу относят пограничный сеноман-раннетуронский интервал, ранний кампан и поздний маастрихт [2, 3].

Граница сеномана и турона.

Сложная палеогеографическая ситуация, существовавшая на территории ВЕП в сеноманском веке, способствовала возникновению существенных различий в распределении макро- и микрофоссилий. Так сеноманские разрезы ВЕП и территории Закаспия представлены песчано-глинистыми отложениями, в отличие от Крымско-Кавказского региона, где это преимущественно планктоногенные карбонаты. Для ВЕП и Закаспийских территорий характерны комплексы бентосных фораминифер, для Крымско-Кавказского региона это планктонные формы. В тоже время для пограничного сеноман-туронского интервала сходство комплексов фораминифер очень велико. Они характеризуются преобладанием видов-космополитов, легко переносящих стрессовые обстановки. Это связано с присутствием обстановок дефицита кислорода в придонных обстановках (OAE 2), которые охватили не только пространства Перитетических окраин, но и супер мелководных эпиконтинентальных бассейнов ВЕП. Это выразилось в практически полном отсутствии бентосных

организмов, накоплении битуминозных прослоев и специфических геохимических характеристиках.

Выделяемая в пограничном сеноман-туронском интервале зона Whiteinella archaeocretacea является прекрасным репером для корреляции мелководных терригенных отложений ВЕП и Туранской плиты с существенно более глубоководными разрезами Причерноморской впадины и Крымско-Кавказского региона, а также с разрезами Западной Европы [1, 3, 4, 5].

Зональное расчленение по разным группам организмов на территории ВЕП имеет наибольшее сходство с южным обрамлением на протяжении последующего туронского и коньякского интервалов. Совершенно аналогичной является последовательность иноцерамид для турон-коньякских отложений Польши, Богемии, Северной Германии и Внутреннего бассейне США с одной стороны и ВЕП, Крымско-Кавказского региона и Мангышлака с другой. Выделяемый в этом интервале комплекс планктонных фораминифер (Marginotruncana coronata – renzi) прослеживаются практически на всей изучаемой территории. В разрезе скважины 26 Соболевское (Воронежская антеклиза) встречены турон-коньяксие радиолярии зоны Alievium superbum, имеющей субглобальное распространение. Особенности этого этапа объясняются развитием широкой эвстатической трансгрессии, которая проникала севернее Брянска, Курска и Воронежа [3, 6]. Этот начавшийся в среднем туроне трансгрессивный эпизод способствовал широкому развитию карбонатного типа осадконакопления, благоприятным обстановкам для расселения бентосных организмов, а также для проникновения планктонных фораминифер из южных акваторий в центральные части ВЕП.

Ранний кампан

Одним из наиболее сложных этапов в палеогеографической обстановке на ВЕП являлся приграничный сантон-кампанский интервал. Для этого времени характерно разнообразие седиментационных обстановок, а также резкое различие в составе органических остатков. Резкая смена типа осадконакопления наблюдается в пределах Ульяновско-Саратовского Поволжья. Здесь сформировался меридионально вытянутый вдоль Волги пояс терригенно-кремнистых пород, содержащий явно бореальные комплексы макро- и микроорганизмов [2,3,7]. Следует отметить, что территория Ульяновско-Саратовского Поволжья и ее южное продолжение выделяется как особый участок на протяжении всего кампана. Так разрез верхнекампанской секвенции здесь завершается выдержанной территориально пачкой темно-серых глин или глинистых мергелей. В тоже время в пределах Прикаспийской впадины карбонатный тип осадконакопления сохраняется, но присутствие бореальных элементов среди макро и микро ассоциаций весьма ощутимо. Особенно это касается двустворок и белемнитов. Ассоциации бентосных фораминифер явно более тепловодные, чем в Ульяновско-Саратовском Поволжье, однако в восточном направлении усиливается бореальное влияние. Мангышлак по типу осадконакопления близок к разрезам Прикаспийской впадины, в то же время в породах терминального сантона присутствуют остатки тепловодных морских лилий Uintacrinus и Marsupites, а остатки бореальных птерий (двустворчатые моллюски) отсутствуют. Особенности седиментации, состав макро- и микрофоссилий, высокое содержание раковин диатомовых водорослей, а также данные рентгено-дифрактометрического, изотопного анализов указывают на условия существенного опреснения в бассейне Ульяновско-Саратовского Поволжья. Причину его можно объяснить проникновением низко соленых арктических вод, которые поступали сюда через Приуральский пролив. Активизация бореального влияния подтверждается проникновением холоднолюбивых «птерий» далеко на юг. Об этом процессе свидетельствуют также радиоляриевые комплексы, указывающие на существенное влияние арктических водных масс [9].

Зональные комплексы фораминифер характеризуются здесь явным преобладанием бентосных таксонов с агглютинирующей раковиной, имеющими значительное сходство с комплексами Западно-Сибирского региона. Планктонные форминиферы редки и представлены видами-космополитами.

Сложная палеогеографическая ситуация делает затруднительным корреляцию различных осадочных бассейнов, помощь могут оказать некоторые таксоны бентосных фораминифер, которые имеют широкое пространственное распространение и относительно узкий стратиграфический диапазон [10].

Терминальный маастрихт

Весьма заметную роль в палеогеографических построениях играет проникновение тетических вод на территорию ВЕП в терминальном маастрихте, которое получило название elegans-трансгрессии. Связанное с этим эпизодом потепление характерно для большинства маастрихтских разрезов и фиксируется не только на основании анализа комплексов макро- и микрофоссилий, но и по изотопным характеристикам в самых различных регионах мира. Следует отметить преобладание карбонатных фаций на всей описываемой территории. Выделяемые в опорных разрезах Поволжья зональные подразделения на основе распределения фауны белемнитов, бентосных фораминифер, а также проникавших вместе с южной трансгрессией тетических планктонных фораминифер позволяет осуществлять уверенную корреляцию с Западно-Европейскими разрезами и с зональными подразделениями Крымско-Кавказского региона [11]. Разрезы Прикаспийской впадины и Мангышлака, где терминальный маастрихт выражен фацией писчего мела, также несут на себе следы трансгрессивного влияния [12].

Выводы.

1. На территории ВЕП в позднем мелу существовал мелководно-морской бассейн, который находился под влиянием тетических и бореальных водных масс.
2. Связь с бореальными бассейнами могла осуществляться через Палеоуральские проливы, а также через центральную часть Московского бассейна, где впоследствии позднемеловые осадки были эродированы.
3. На рубеже сеномана и турона в бассейнах ВЕП существовали придонные обстановки дефицита кислорода, что отражено в прослеживании аналогичного с Крымско-Кавказским зональным комплексом планктонных фораминифер.
4. Трудности в корреляции кампанских отложений ВЕП и ее южного обрамления связаны со значительными различиями в глубинах и температурах этих бассейнов. Необходимо более активно использовать комплексы радиолярий и диатомей, остатки которых весьма обильны и разнообразны, а корреляционный потенциал высок.
5. Сходство зональных подразделений отдельных бассейнов на территории ВЕП связано с эпизодами трансгрессий и наименьшего разнообразия водных масс, что хорошо иллюстрируется позднемаастрихтской elegans-трансгрессией.

Литература

1. *Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф.* Палеогеографическое обоснование стратиграфических построений. М., изд. МГУ. 1994. 136 с.
2. Baraboshkin E.Yu., Alekseev A.S., Kopaevich L.F. Cretaceous palaeogeography of the North-Eastern Peri-Tethys// Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2003. Vol. 196. P. 177–208.
3. *Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю* и др. Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Статья 2. Палеогеографическая обстановка // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2005. Т. 80, вып. 4. С. 30–44.
4. *Kopaevich L., Kuzmicheva T.* The Cenomanian-Turonian boundary in southwestern Crimea, Ukraine: foraminifera and palaeogeographic implications. In: WAGREICH, M. (Editor), Proceedings of the 6th International Cretaceous Symposium, 2000: Aspects of Cretaceous stratigraphy and palaeobiogeography. Österreichische Akademie der Wissenschaften,

Schriftenreihe der Erdwissenschaften, 2002. 15: 129-149.

5. *Копаевич Л.Ф.* Роль планктонных фораминифер в стратиграфии верхнего мела Восточно-Европейской платформы и Мангышлака. Материалы пятого Всероссийского совещания (23-28 августа. 2010г., г. Ульяновск). Под ред. Е.Ю.Барабошкина, И.В. Благовещенского Ульяновск, УлГУ. 2010. С. 196-199.
6. *Walaszczyk I., Kopaevich L.F., Olferiev A.G.* Inoceramid/foramimiferal succession of the Turonian and Coniacian (Upper Cretaceous) of the Briansk Region (Central European Russia) // Acta Geol. Pol. 2004. Vol. 54, N 4. P. 597–609.
7. *Олферьев А.Г., Копаевич Л.Ф., Валащик И.* и др. Новые данные о строении сеноман-коньякских отложений западного склона Воронежской антеклизы (Брянский район) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2005. № 4. С. 3–16.
8. *Копаевич Л.Ф., Вишневская В.С.* Палеогеография Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления в позднем мелу на основе анализа комплексов микроорганизмов (фораминиферы и радиолярии). В сборнике: «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии». 2008. С. 107-109.
9. *Vishnevskaya V.S., Kopaevich L.F.* Campanian cooling time and Microorganisms Evolution (Radiolarians and Planktonic Foraminifers). 7th Micropalaeontological Workshop MIKRO-2009 Św. Katarzyna, 28-30 September 2009. P. 31-32.
10. *Копаевич Л.Ф.* Роль планктонных фораминифер в стратиграфии верхнего мела Восточно-Европейской платформы и Мангышлака. Материалы пятого Всероссийского совещания (23-28 августа. 2010г., г. Ульяновск). Под ред. Е.Ю.Барабошкина, И.В. Благовещенского Ульяновск, УлГУ. 2010. С. 196-199.
11. *Kopaevich L.F., Beniamovskii V.N.* Foraminiferal distribution across the Maastrichtian/Danian boundary of Mangyshlak peninsula (West Kazakhstan) // Bulletin de lInstitut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sciences de la Terre. 1999. Vol. 69. Supplement. P. 129–145.
12. *Alekseev A.S., Kopaevich L.F., Ovechkina M.N., Olferiev A.G.* Maastrichtian and Lower Paleocene of Northern Saratov Region (Russian Platform, Volga River): Foraminifera and calcareous nannoplankton // Bulletin de lInstitut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sciences de la Terre. 1999. Vol. 69. Supplement. P. 15–45.
13. *Beniamovskii V.N. & Kopaevich L.F.* Late Santonian-Maastrichtian paleobiogeography of the Peri-Tethyan basins of Europe. Jozef Michalik, Ed. Tethyan/Boreal Cretaceous correlation Mediterranean and Boreal Cretaceous paleobiogeographic areas in Cenral and Eastern Europe. Publishing House of the Slovak Akad. of Sciences. 2002. P.173-186.

ПРОБЛЕМА МОНОЛИТНОСТИ ЕВРАЗИЙСКОЙ ПЛИТЫ В КАЙНОЗОЕ (В СВЕТЕ ДАННЫХ ОБ ЭВОЛЮЦИИ И ДИНАМИКЕ ФОРМИРОВАНИЯ КОМПРЕССИОННЫХ ВНУТРИПЛИТНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЕВРАЗИИ)

Копп М.Л.

Учреждение Российской Академии наук Геологический институт РАН
(kopp@ginras.ru)

Введение

Связь кайнозойских деформаций платформ Северо-Западной Евразии с альпийской коллизией плит ныне общепризнана [2, 4-5, 9, 10, 13-15, 19-20, и мн. др.]. Однако многие связанные с этим вопросы до сих пор остаются нерешенными.

Прежде всего неясно, как взаимодействовали соседние области динамического влияния коллидировавших с Евразией в разное время гондванских плит-инденторов – так называемые Периапулийская, Периаравийская и Перииндийская «коллизионные области». Все они представляют собой самостоятельно развивавшиеся системы со своим стилем и возрастом внутриплитных деформаций. Каковы специфические признаки этих областей и как проходят их границы? Где расположена, например, северная граница Периаравийской области? Еще один вопрос: можно ли связывать с направленным к северу (т.е. субмеридиональным) коллизионным давлением новейший Урал, который ориентирован поперек Альпийского пояса и при этом возник при ортогональном общему коллизионному – субширотном – сжатии?

Далее, фиксируемая рядом авторов огромная площадь деформаций, почти достигающая северного края Евразийской литосферной плиты, предполагает какое-то взаимодействие коллизионных и спрединговых процессов.

Наконец, как согласуются со всем этим трансконтинентальные сдвиги, также развивавшиеся в кайнозое и пересекавшие всю Евразию? Один из таких сдвигов, правый – вдоль линии Торнквиста – уже рассматривался рядом исследователей (ссылки см. в [3]). Как будет показано ниже, можно предполагать наличие симметричного ему трансконтинентального сдвига (но только левого) вдоль Урала.

Данные о таких сдвигах сами по себе указываают на некоторую раздробленность Евразийской плиты в кайнозое, а в последние годы появились и прямо свидетельствующие о том же результаты палеомагнитных определений [18] в третичных базальтах Монголии

Анализ данных об эволюции и генезисе внутриплитных деформаций

Здесь эти вопросы рассматриваются с точки зрения возраста и динамики кайнозойских внутриплитных деформаций в разных частях Северо-Западной Евразии (Западная Европа; Восточная Европа; Урал вместе с Западной Сибирью).

Как известно, в **Западной-Центральной Европе** чехол авлакогенов смялся в маастрихте-начале эоцена (ларамийская эпоха), одновременно с коллизией плит в Альпах, Динаридах и Понте [20, и др.]. В начале эоцена сжатие и складкообразование сменились сдвигом и рифтогенезом в области Рейнского грабена и Северного моря. Олигоцен в деформациях уже не участвует.

Мы не знаем, согласуются ли эти ларамийские внутриплитные деформации сжатия и растяжения со спредингом в Северной Атлантике–Арктике, однако нельзя не заметить, что, во-первых, они распространились далеко к северу и, во-вторых, как раз тогда произошла известная перестройка кинематики плит: спрединг из Северной Атлантики катастрофически быстро распространился в Арктику, где возник хребет Гаккеля.

Совсем иначе развивались в кайнозое платформы **Восточной Европы**. Раннеальпийское ларамийское сжатие и здесь затронуло чехол авлакогенов, но оно

было умеренным и проявилось только на самом юго-западе (Североазовский и Днепровско-Донецкий авлакогены) [8, 14; см. там же ссылки]. Поскольку Большой Кавказ в ларамийскую эпоху еще не существовал (здесь продолжало разиваться окраинное море), некоторое коллизионное давление на Восточно-Европейский кратон тогда могло исходить только от Понта.

Основное же смятие авлакогенов на Русской и Скифской платформенных плитах произошло гораздо позже: после эоцена, а скорее – олигоцена, т.е. уже в позднеальпийскую эпоху (здесь – ранний миоцен-квартер) [4]. Такая датировка полностью синхронна времени откола от Африки Аравийской плиты и ее дрейфа к северу. При этом периодичность позднеальпийских орогенических фаз, надежно установленная по угловым несогласиям в детально разбуренных свитах кайнозоя южной части этой платформенной территории (Скифская плита и Прикаспий) [4, 8, 14; см. там же ссылки], синхронна с таковой на Кавказе и Аравийской платформе, а также с периодичностью фаз раскрытия Красного моря (ссылки см. в [2, 4]). Для более северной ее части (Саратовские, Жигулевские и Сурско-Мокшинские дислокации) столь точных данных о дробных фазах нет, но и тут очевиден постэоценовый возраст главной позднекайнозойской деформации [1, 12, 17] (хотя и здесь отмечают некоторый конседиментационный рост складок в маастрихте-палеоцене [17, 19]).

Все сказанное позволяет уверенно отнести южную половину Восточно-Европейской платформы (в кайнозое) к Периаравийской коллизионной области. О том же свидетельствуют общая для внутрикратонных новейших структур и Кавказа ориентация напряжений (субмеридиональное, до ССВ-ного, сжатие и, соответственно, субширотное простирание складок и надвигов), а также сходство структурного рисунка (преобладание правых сдвигов на западе и левых – на востоке) [2, 4].

Подобный стиль структуры и деформационной обстановки уверенно прослеживается на север до широты Жигулевских дислокаций. Севернее же них отмечается резкий разворот осей новейших напряжений почти на 90^0, и здесь появляются (также молодые – постэоценовые) структуры сжатия СВ-ССВ-ного простирания (Борлинский и Корсунский валы, Карлинские дислокации), а на широтном отрезке Волги между Нижним Новгородом и Казанью отмечается, по мезотектоническим данным, почти поперечное к нему растяжение ЮВ-СЗ [7]. Появление структур подобного, необычного для более южной территории простирания, скорее всего маркирует общее затухание к северу Периаравийской коллизионной области, где по определению следует ожидать появления характерных для условий сплошной среды компенсационных деформаций обратного знака, частично нивелирующих эффект коллизионного скучивания на периферии области индентации [2, 4].

Верхний предел возраста развитых дальше к северу послераннемеловых компрессионных дислокаций – Среднерусских и Вятских – не ясен. Учитывая все ту же, СВ-ССВ-ную, ориентировку, их также можно связывать с вышерассмотреными компенсационными напряжениями, однако следует проверять и возможность давления с востока новейшего Урала (см. ниже), либо иных причин.

Сам **Уральский новейший ороген** формировался длительно. В позднеальпийскую эпоху он подвергался интенсивному сжатию вместе с Восточной Европой: здесь формировались параллельные ему плиоцен-четвертичные складки, а на бортах – даже надвиги.

Однако начал расти Урал, судя по всему, гораздо раньше. По данным о минералогическом составе тяжелой фракции в песках палеогена Зауралья, сносившиеся несомненно с Урала обломки неустойчивых минералов типа эпидота и цоизита снова (после длительной паузы в палеоцене-раннем эоцене) в массовом количестве попали в разрез уже на уровне верхнего эоцена-раннего олигоцена (ссылки см. в [5]). Это древнее поднятие имело

линейную форму и, по данным палеогеоморфологов, было расчленено на продольные гряды и долины. Для того же времени (ранний олигоцен) отмечают сжатие в прогибах Зауралья [11, и др.].

Можно видеть, что возникновение и конденудационный рост новейшего Урала в олигоцене по времени совпадают с началом «жесткой» континентальной коллизии в Гималаях. Соответственно, тогдашний Урал и сопровождающие его складчато-надвиговые структуры принадлежали к периферии Перииндийской коллизионной области. Однако, как отмечено выше, начиная где-то с конца раннего миоцена вся эта территория испытывала давление уже одновременно с двух сторон – от зон влияния Аравии и Индии.

Субширотная ориентация сжимающих напряжений в зоне новейшего Урала легко объяснима одновременным воздействием двух факторов: встречного давления двух соседних плит-инденторов, в условиях недостатка пространства между ними, и экранирующим для давления с ЮВ воздействием древней структурной неоднородности – меридионально-ориентированного восточного края Восточно-Европейского кратона [5]. В обстановке субширотного сжатия происходил некоторый поддвиг более тонкой литосферы Западной Сибири под Восточно-Европейский кратон [6, 10]. Длительное сжатие Урала было осложнено сдвиганием, и это позволяет представить новейший Урал (вместе с Тиманом) как зону рассредоточенного левого сдвига, пересекающего Евразийскую плиту [3, 5-6].

Обсуждение результатов и попытка кинематической реконструкции

Итак, на северной периферии зоны коллизионного давления каждой из гондванских плит-инденторов в разные эпохи кайнозоя возникали одновременные с ее внедрением в Евразию компрессионные внутриплитные деформации. При этом те или иные крупные перестройки в зоне коллизии на юге совпадали с таковыми в зоне спрединга на севере; наконец, Евразийская плита по крайней мере в двух местах пересечена трансконтинентальными сдвигами. Все эти данные позволяют считать, что единая в первом приближении плита на самом деле была фрагментирована на несколько крупных субплит, с неодинаковой скоростью и в разное время отодвигавшихся от зоны спрединга. Представляется наиболее вероятным следующий кинематический сценарий для севера кайнозойской Евразии (см. рис.).

В результате **палеоценовой** коллизии в Альпах-Динаридах вся западноевропейская часть Евразийской плиты и прилегающая часть зоны спрединга оказались сильно сжатыми и заблокированными для движения масс к югу. Зато свободное пространство сохранялось к востоку от этой зоны коллизии – на Кавказе, Иране и в будущих Гималаях, где на большей оставшейся части Тетиса литосфера еще могла субдуцировать под Евразию. Это позволило зоне спрединга быстро разрастись на восток, в Арктику. В результате Восточная Европа и Сибирь смогли ускорить совместное движение к югу, оторвавшись от сдерживаемой на юге Западной-Центральной Европы по правому сдвигу вдоль линии Торнквиста.

Произошедшая в **эоцене-раннем олигоцене** коллизия Индии и Евразии резко изменила ситуацию. Помимо Западной Европы, теперь оказалась заблокированной для движения к югу еще и Азия. Некоторое свободное пространство сохранлось только в районе Тавра и Загроса, где вплоть до конца олигоцена доживал субдуцировавший к северу реликт Тетиса. Именно наличие этого пространства и послужило причиной отделения Восточно-Европейской субплиты от Сибири по новообразованному левому сдвигу вдоль Урала. На западе, возможно, продолжалось некоторое, но более слабое правосдвиговое смещение вдоль линии Торнквиста.

Наконец, в **неогене** было остановлено независимое движение и этой, уже последней – Восточно-Европейской, субплиты, что было вызвано Аравийско-Евразийской коллизией. Теперь уже вся платформеная Северо-Западная Евразия находится в обстановке всеобщего сжатия и некоторого воздымания. Усилившись к

плиоцену, последнее, возможно, вызвало горно-материковое оледенение в Скандинавии и Северной Сибири.

Выводы

1) Кайнозойское внутриплитное сжатие Северо-Западной Евразии происходило разновременно в разных ее частях, но при этом в строгом соответствии с началом коллизии с Евразийской плитой ближайшего фрагмента Гондваны: Апулии (конец мела – палеоцен), Индостана (эоцен-ранний олигоцен) и Аравии (ранний миоцен). Кроме того, совпадение во времени эпох коллизии (и связанных с ними внутриплитных деформаций) с крупными революциями в строении зоны спрединга на севере указывают на связь между этими событиями.

2) Можно предполагать, что широко распространявшееся к северу сжатие литосферы напротив коллидировавших в разное время с Евразией гондванских континентов захватывало и прилегающие части океана, частично блокируя спрединг и

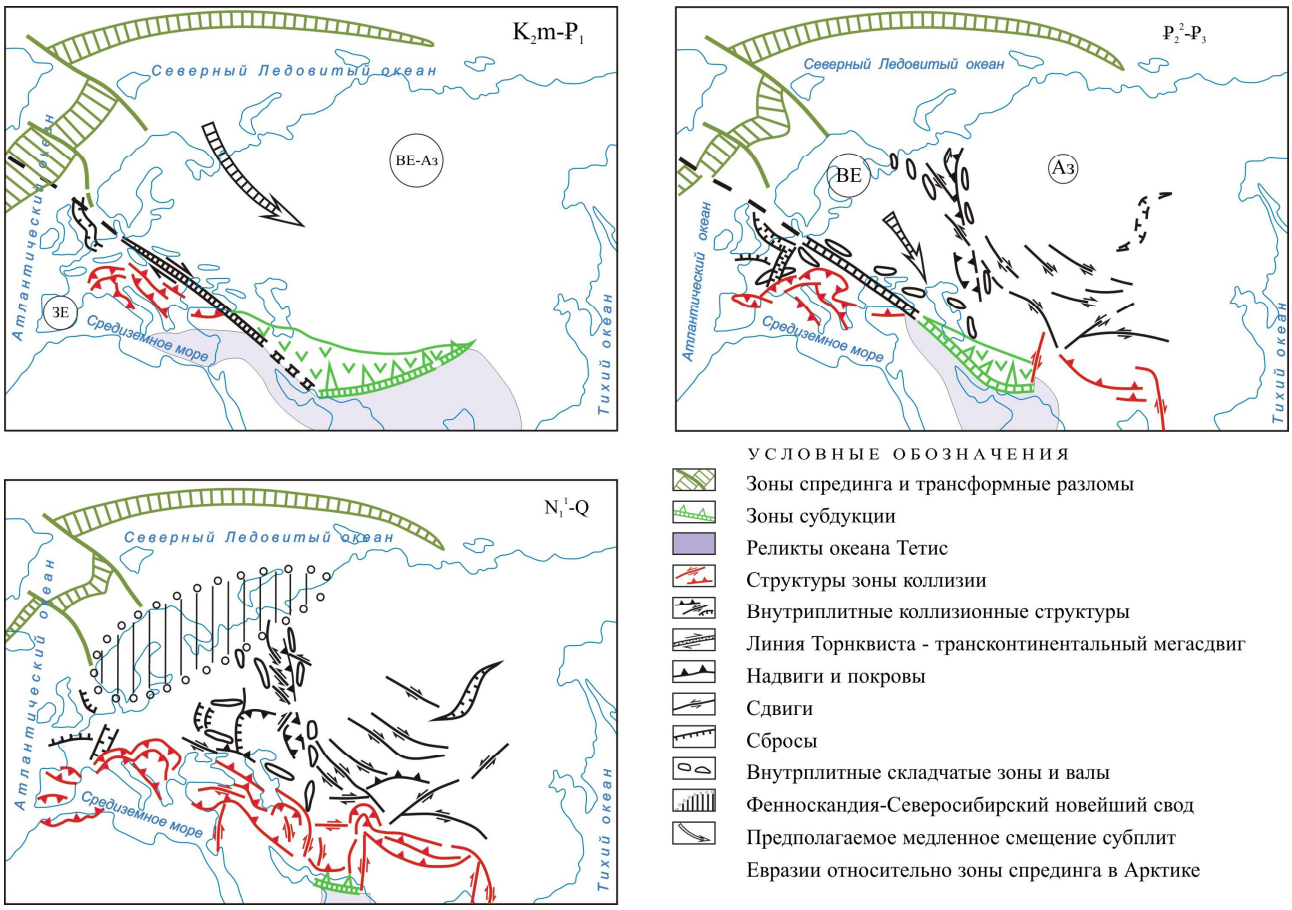


Рис. 1. Развитие кайнозойской внутриплитной структуры Северо-Западной Евразии

способствуя тем самым сегментации и разрастанию его зоны в более свободном направлении.

3) Представление о монолитности Евразийской плиты в кайнозое справедливо лишь в самом первом приближении. На деле же она представляла собой менявшийся во времени калейдоскоп субплит, с несколько неодинаковой скоростью отодвигавшихся от оси спрединга. При этом наибольшее ускорение в своем движении к югу получали те фрагменты Евразии, которые не были блокированы альпийскими коллизиями.

4) Заключительный вывод: разные тектонические процессы, происходившие на противоположных сторонах Евразийской плиты, каждый по своему, способствовали ее внутренней деформации и даже некоторой фрагментации. При этом они протекали согласованно, и, соответственно, в каждой точке внутри плиты одновременно

действовали силы, исходящие из разных источников.

Таким образом, выводы доклада показывают некоторую кинематическую неоднородность Евразийской литосферной плиты (в кайнозое) и тем самым подтверждают не раз отмеченную в трудах В.Е. Хаина неполную универсальность известного постулата плейт-тектоники (в ее классическом варианте) об идеальной монолитности литосферных плит и необходимость его увязки с конкретным геологическим материалом.

Исследование поддержано Программой № 6 ОНЗ РАН.

Литература

1. *Коноваленко С.С., Ткаченко И.С.* Новые данные о строении и времени формирования Жигулевской дислокации// Геологические предпосылки и методика поисков залежей нефти в Волго-Уральской провинции. М.: Недра, 1979. С.74-77 (Тр. ИГиРГИ; Вып.24.).
2. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып.506).
3. *Копп М.Л.* Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозое // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М., Наука. 1999. С. 84-107.
4. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 552).
5. *Копп М.Л.* Новейшая деформация Южного Урала и Мугоджар и ее вероятное происхождение // Геотектоника, 2005, № 5. С. 36-61.
6. *Копп М.Л.* Лозьвинские дислокации Северного Зауралья как результат неотектоническогоподдвига коры Западно-Сибирской платформы под Урал // Доклады РАН. Т. 417. 2007. № 6. С. 1020-1023.
7. *Копп М. Л.* Форма в плане денудационных уступов Русской равнины как индикатор региональных неотектонических напряжений // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы ВЕП. Мат-лы конф. Воронеж: ВГУ. 2010. Т. I.. С. 343-346.
8. *Копп М.Л. Корчемагин В.А., Колесниченко А.А.* Альпийские деформации Донбасса: периодичность, характер напряжений и их вероятные источники // Геотектоника 2010, № 5. С. 41-60.
9. *Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М.* Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника 2001. № 1. С. 36-59.
10. *Лёвин Ф.Д., Фомин В.И.* Происхождение современных Уральских гор (на примере Среднего и Южного Урала) // Отечественная геология. М., 2001. № 3. С. 31-40.
11. *Лидер В.А.* О соотношении мезозойских и современных структур на восточном склоне Северного Урала // Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области. Уфа: Изд-во Башкирского филиала АН СССР. 1960. С. 301-306.
12. *Лобов В.А., Кавеев И.Х.* О некоторых аспектах изучения надвиговых дислокаций в Волго-Уральской провинции // Геология, разработка нефтяных месторождений, физика и гидродинамика пласта. Казань, 1975. с. 27-33.
13. *Макаров В.И.* Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их сейсмической активности // Недра Поволжья и Прикаспия, 1996, № 3, сп. вып, С. 53-60.
14. *Макаров В.И., Макарова Н.В., Несмеянов С.А. и др.* Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М.: Наука. 2006. 206 с.
15. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983, 280 с.
16. *Стовба С.Н., Стифенсон Р.А.* Сравнительный анализ строения и истории формирования юго-восточной части Днепрово-Донецкой впадины и Донецкого складчатого сооружения // Геофиз. Журнал. 2000. Т. 22, вып. 4. С. 37-61.
17. *Хохлов П.С.* Тектоника и история развития Керенско-Чембарских и Сурско-

Мокшинских дислокаций. М.: Гостоптехиздат 1955. 250 с.

18. *F. Hankard, J.-P. Cognjer, V. Kravchinsky et al.* New Tertiary paleomagnetic poles from Mongolia and Siberia: Implications on rigid or non-rigid Eurasian plate // European Geosciences Union 2005. Geoph. Res. Abst, Vol. 7, 07788, 2005. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-07788
19. *Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Ustinova M.A.* Santonian to Paleocene Tectonics of the East European craton and adjacent areas // Bull. de L'Institut Royal des Sciences Naturelles. Sci. de la Terra, 69-Supp. A:, 1999. P.147-159.
20. *Ziegler P.A.* Late Cretaceous and Cenozoic intraplate compressional deformations in the Alpine forland - a geodynamic model. Tectonophysics, 1987, v. 137, p. 389-420.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ МОДЕЛЬ ТЕРМАЛЬНОЙ МОЩНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

Коптев А.И., Ершов А.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(koptev06@mail.ru)

Введение

Под литосферой понимается внешняя, относительно более прочная оболочка твердой Земли, расположенная над менее вязкой и более пластичной астеносферой. Данный термин был впервые предложен американским геологом Дж. Барреллом в 1914 г. [8,9,10] Положение подошвы литосферы определяется по изменению механического поведения среды: нижняя граница литосферы маркирует переход от относительной твердой и прочной внешней оболочки Земли (литосферы) к астеносфере, характеризующейся большей степенью пластичности вследствие того, что в ней вещество находится в частично расплавленном состоянии. Таким образом, граница литосфера-астеносфера носит *реологический* характер.

Однако, на практике изменения реологических свойств мантии не доступны непосредственному определению, поэтому чаще всего подошва литосферы фиксируется по изменению в скоростях прохождения сейсмических волн (в этом случае используется термин «*сейсмическая* литосфера»). При количественных расчетах для приблизительного определения положения нижней границы литосферы часто полагают, что она проходит по некой заданной геотерме (обычно со значением около 1300°С, близким к солидусу мантийных пород). В таких случаях говорят о «*термальной* литосфере» и *термальной мощности* литосферы.

В настоящее время опубликованы фактические данные, позволяющие выполнить полноценную количественную оценку термальной мощности литосферы Земли в глобальном масштабе. В качестве таких данных в настоящей работе были использованы: топография (цифровая модель рельефа ETOPO5 [21]), структурно-вещественный состав земной коры (по данным модели CRUST 2.0 [11,19]), гравитационные аномалии (гравитационная модель EGM96 [17]), возраст океанического дна [20], распределение среднегодовых температур на поверхности Земли [16,18].

Методика расчета

Термальная мощность литосферы в каждой точке земной поверхности определялась в данной работе как разница между глубиной расчетной изотермы 1300°С и абсолютной отметкой рельефа. Расчет выполнялся на сетке с размером ячейки 0,5°x0,5°; границы ячеек были ориентированы вдоль параллелей и меридианов.

Положение изотермы определялось из модели термального состояния литосферы. Расчет распределения температур с глубиной для океанической и континентальной литосферы производился различным образом.

Распределение температур $T(z)$ с глубиной (z) в континентальной литосфере принималось стационарным и рассчитывалось как

$$T(z) = T_0 + \int_{z_0}^{z} \frac{q(V)}{k(V)} dV, \quad (1)$$

где T_0 - температура на поверхности Земли (распределение по расчетной сетке бралось по данным [16,18]), z_0 - абсолютная отметка рельефа (значения для расчетов брались по данным [21]), $k(z)$ - коэффициент теплопроводности, рассчитывавшийся в зависимости от температуры согласно моделям [13,14], $q(z)$ - тепловой поток, определявшийся из поверхностного теплового потока и объемной теплогенерации пород литосферы.

В океанической литосфере распределение температур рассчитывалось в зависимости от ее возраста в рамках модели остывающего полупространства [1] по формуле

$$\frac{T(z)-T_0}{T_m-T_0}=erf\left(\frac{z-z_0}{2\sqrt{c\cdot t}}\right), \quad (2)$$

где T_m - температура подлитосферной мантии (принималась равной 1444°С), c - коэффициент температуропроводности (принят – 10^{-6} м^2/с) [22], erf – функция ошибок, t - возраст литосферы. Возраст океанического дна был взят по данным [20].

Для корректировки термальной модели использовалась модель локальной изостатической компенсации, предполагающая, что веса любых двух вертикальных колонок литосферы от поверхности до глубины изостатической компенсации должны быть равны:

$$\int_{z_0(x_1,y_1)}^{z_I} r(x_1,y_1,z)dz=\int_{z_0(x_2,y_2)}^{z_I} r(x_2,y_2,z)dz, \quad (3)$$

где $z_0(x,y)$ - абсолютная отметка рельефа в точке с координатами (x,y), z_I - уровень изостатической компенсации, $r(x,y,z)$ - плотность слагающих литосферу пород в точке с координатами (x,y,z).

Введение поправки за счет локальной изостазии заключалось в том, что поверхностный тепловой поток и возраст литосферы t не полагались независимыми входными параметрами при расчетах распределения температур в континентальной и океанической литосфере соответственно, но рассчитывались из положения изотермы 1300°С (подошвы литосферы), которое определялось из условия локальной изостазии по формуле (3).

Использование изостатической поправки, применяемое в настоящей работе, является главным отличием от ранее опубликованных глобальных [5,3] и региональных [4,7,2,15,6] моделей термальной мощности литосферы. Данный подход позволил снизить степень влияния на итоговый результат таких факторов как нестационарность теплового режима, неточность знаний о величине поверхностного теплового потока, коэффициента теплопроводности и параметров, определяющих теплогенерацию пород.

Результаты

Представленная на рис.1 расчетная термальная мощность литосферы характеризуется тем, что в ней находят свое отражение все главные тектонические структуры Земли. Границы литосферных плит, показанные на этом рисунке, взяты по данным цифровой модели П.Берда [12].

Вдоль срединно-океанических хребтов, где, как известно, происходит формирование новой океанической литосферы, наблюдается значительное ее утонение вплоть до нулевых значений. Данную особенность можно видеть на профиле Б1-Б2 (рис.2) для Срединно-Атлантического и Аравийско-Индийского спрединговых хребтов. По мере удаления от срединно-океанических хребтов возраст океанической литосферы постепенно увеличивается, а вместе с ним и ее мощность. На границе континент-океан она может достигать величин 120-140 км. Закономерное утолщение литосферы от центральной части к периферии для Индийского океана показано на разрезе Б1-Б2, а для Атлантического – на разрезах Б1-Б2 и В1-В2.

Важно отметить, что в областях развития плюмового океанического магматизма (Гавайские, Азорские о-ва, хребет Девяностого градуса, поднятие Рио-Гранде и пр.) вопреки приведенной выше закономерности наблюдается значительное уменьшение мощности литосферы. На профиле В1-В2 хорошо проявлена Гавайская горячая точка, а на профиле Б1-Б2 - плюмы Азорских островов и Маскеранского хребта. Для расположенного на срединно-океаническом хребте Исландского плюма (профиль В1-В2) расчетные мощности мантийной литосферы вообще принимают отрицательные значения. Технически это

соответствует не выполнению условия локальной изостазии даже в случае полного отсутствия мантийного прослоя в литосфере, а физический смысл данного явления состоит в том, что литосфера на данном участке находится в крайне разогретом состоянии.

В целом, для большей части океанов мощность литосферы не превышает 150 км.

В пределах континентов минимальные значения мощности литосферы (от 40 до 0 км) фиксируются под континентальными рифтовыми системами (Восточно-Африканская, Калифорнийская, Байкальская, Момская, Красноморская и пр.). Так, например, североамериканская структура провинция Бассейнов и Хребтов четко отражается в утонении литосферы на разрезах В1-В2, а на разрезе Б1-Б2 хорошо идентифицируются две ветви (Западная и Восточная) Восточно-Африканской рифтовой системы.

Области развития древних платформ (Восточно-Европейская, Восточно-Сибирская, Африканская, Северо-Американская и пр.) характеризуются мощностью литосферы в 150-200 км. Для более молодых горно-складчатых систем в целом свойственна литосфера меньшей мощности. Например, для каледонских Аппалачей она составляет 120-130 км (профиль В1-В2), а для мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой системы - 50-70 км при почти полном выклинивании мантийного слоя (профиль А1-А2).

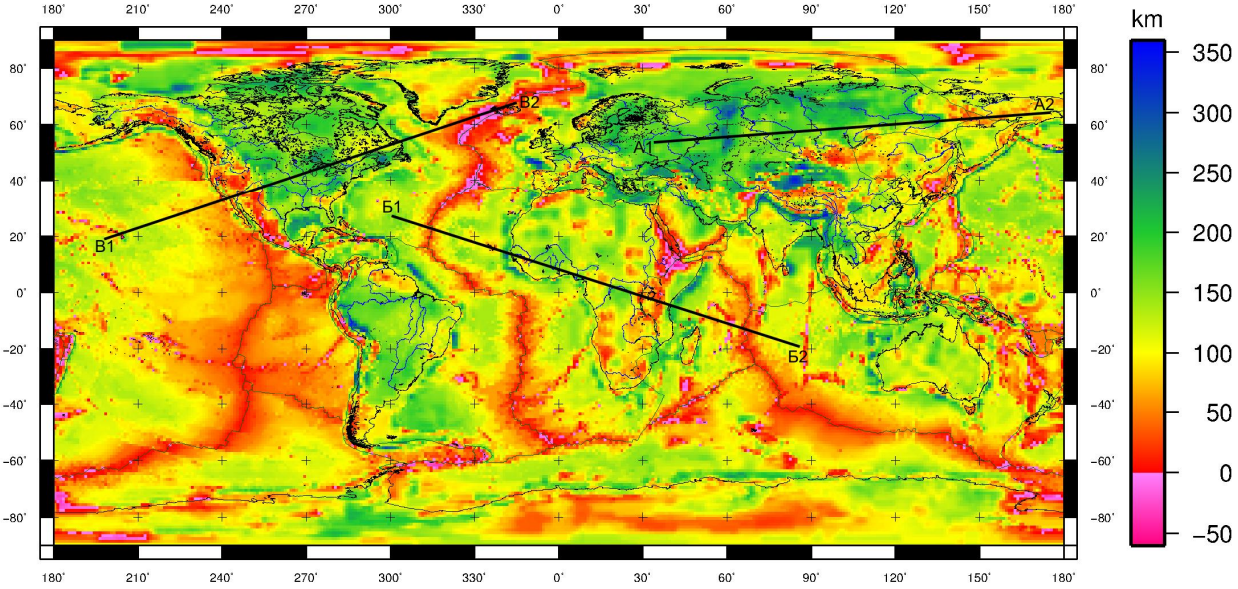


Рис. 1. Расчетная термальная мощность литосферы
Линиями показано положение линий разреза А1-А2, Б1-Б2, В1-В2, Г1-Г2, приведенных на рис.2

На фоне вышесказанного, интересной особенностью, отраженной на разрезе А1-А2, стоит признать малое отличие в мощности древних Восточно-Сибирской и Восточно-Европейской платформ и молодой эпигерцинской Западно-Сибирской плиты, а также аномальное утолщение (до 200-250 км) под герцинским складчатым сооружением Урала. Формально большие значения мантийной литосферы под Уралом может быть объяснено наличием более толстой и легкой коры в этом регионе по данным CRUST 2.0.

Таким образом, приведенные результаты расчетов говорят о том, что, с одной стороны, полученная термальная мощность литосферы хорошо согласуется с представлениями о том, какая она должна быть под такими глобальными структурами как континентальные и океанические рифтовые системы, области внутриплитного океанического магматизма, древние платформы и пр. Тот факт, что рассчитанная мощность литосферы принимает ожидаемые значения в тех местах, где она считается хорошо известной, может считаться критерием

правильности принятой в настоящей работе модели. С другой стороны, некоторые другие особенности распределения мощности литосферы, такие как соотношение между мощностями древних и молодых платформ на Евразийском континенте, значительное увеличение мощности литосферы под Уральским орогеном, остаточными впадинами Черного, Средиземноморского и Каспийского бассейнов и пр., не вполне очевидны и должны стать предметом дальнейшего изучения и обсуждения.

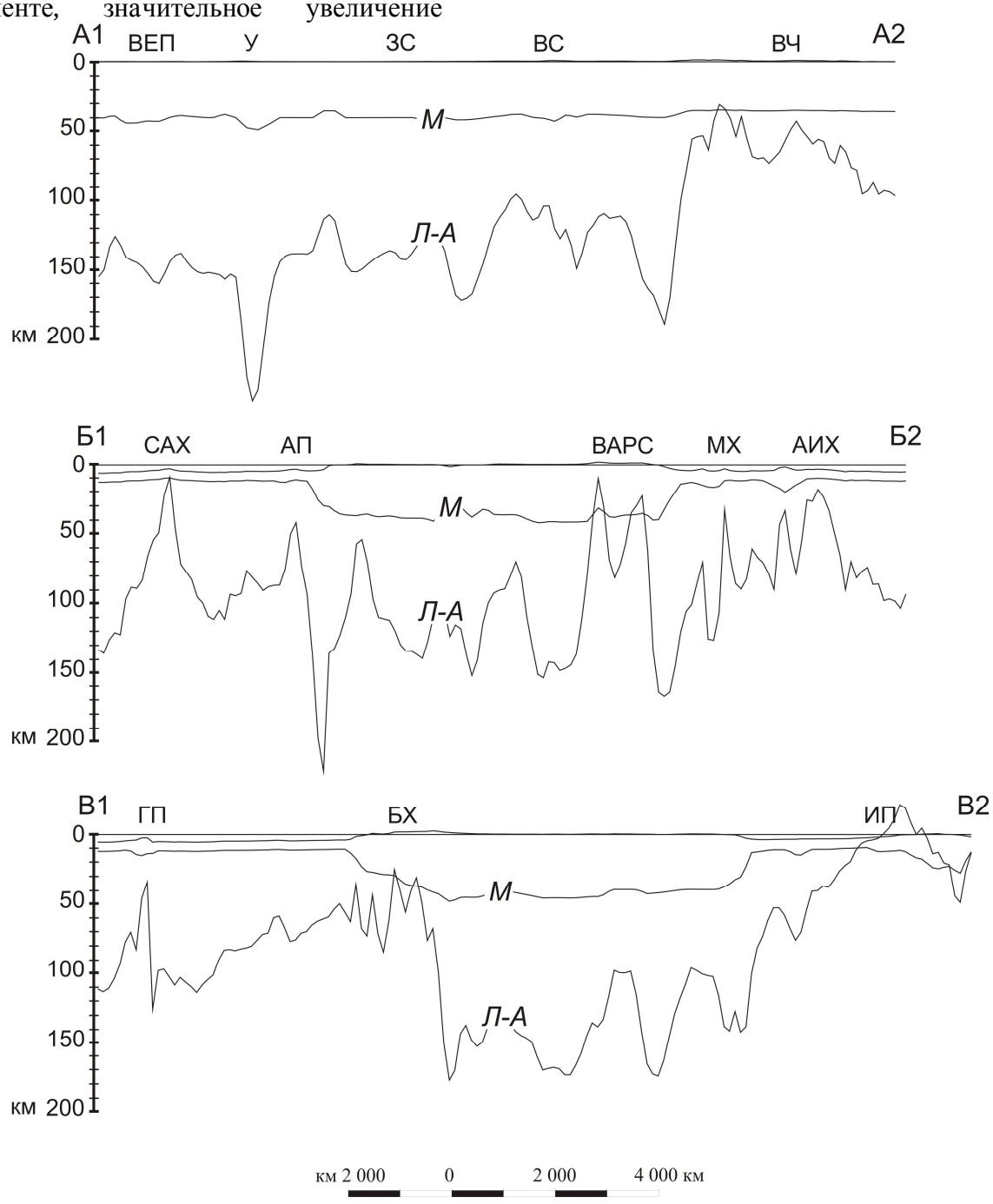


Рис. 2. Разрезы по линиям А1-А2, Б1-Б2, В1-В2

М – граница Мохоровичича, *Л-А* – граница между литосферой и астеносферой;

ВЕП – Восточно-Европейская платформа, ЗС – Западно-Сибирская плита, ВС – Восточно-Сибирская платформа, ВЧ – Верхояно-Чукотская складчатая область, САХ – Срединно-Атлантический хребет, АП – Азорский плюм, ВАРС – Восточно-Африканская рифтовая система, МХ - Маскаренский хребет, АИХ – Аравийско-Индийский хребет, ГП – Гавайский плюм, БХ – провинция Бассейнов и Хребтов, ИП - Исландский плюм

Данные о термальной мощности литосферы могут быть использованы при сравнительном геодинамическом анализе различных тектонических структур, а также как исходные данные для численных расчетов в области геодинамики литосферы, таких как, например, расчет глобального поля напряжений и деформации литосферы.

Литература

1. *Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. Геологическое приложение физики сплошных сред. М: Мир. 1985. 727с.
2. *Artemieva I.M.* Dynamic topography of the East European craton: Shedding light upon lithospheric structure: Composition and mantle dynamics // Glob. Planet. Change. 2007. doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.02.013.
3. *Artemieva I.M.* Global 1°×1° thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution // Tectonophysics. 2006. V. 416. P. 245-277.
4. *Artemieva I.M.* Lithospheric structure, composition, and thermal regime of the East European Craton: implications for the subsidence of the Russian platform // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 213. P. 413-446.
5. *Artemieva I. M., Mooney W.D.* Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // J. Geophys. Res. 2001. V. 106 (B8). P. 16,387-16,144.
6. *Artemieva I.M., Thybo H.* Deep Norden: Highlights of the lithospheric structure of Northern Europe, Iceland, and Greenland // Episodes. 2008. V. 31 (N1). P. 98-106.
7. *Artemieva I.M., Thybo H., Kaban M.K.* Deep Europe today: geophysical synthesis of the upper mantle structure and lithospheric processes over 3.5Ga // In: Gee D.S., Stephenson R.A. (Ed.) European Lithosphere Dynamics. 2006. Geological Society. London. Memoirs. 32,11-41.0435-4052/06/$15.00.
8. *Barrell J.* The strength of the Earth's crust. // J. of Geology. 1914. V. 22. P. 425-433.
9. *Barrell J.* The strength of the Earth's crust. // J. of Geology. 1914. V. 22. P. 441-468.
10. *Barrell J.* The strength of the Earth's crust. // J. of Geology. 1914. V. 22. P. 655-683.
11. *Bassin C., Laske G., Masters G.* The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America // EOS Trans AGU. 2000. 81. F. 897.
12. *Bird P.* An updated digital model of plates boundaries // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. An electronic journal of the Earth sciences. 2003. Vol. 4 (N3). 1027. doi: 10.1029/2001GC000252. ISSN: 1525-2027.
13. *Cermak V., Rybach L.* Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks // In Angenheister G. (Ed.). Landolt-Bornstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology. Springer-Verlag. New York. 1982. P. 213-256.
14. *Clauser C., Huenges E.* Thermal Conductivity of Rock and Mineral // In: Ahrens T.J. (Ed.). AGU Reference Shelf. V. 3. Rock Physics & Phase Relations: A Handbook of Physical Constants. Washington. DC. American Geophysical Union. 1995. P. 105-126.
15. *Cloetingh S.A.P.L., Ziegler P.A., Bogaard P.J.F., Andriessen P.A.M., Artemieva M., Bada G., vanBalen R.T., Beekman F., Ben-Avraham Z., Brun J.-P., Bunge H.P., Burov E.B., Carbonell R., Facenna C., Friedrich A., Gallart J., Green A.G., Heidbach O., Jones A.G., Matenco L., Mosar J., Oncken O., Pascal C., Peters G., Sliaupa S., Soesoo A., Spakman W., Stephenson R.A., Thybo H., Torsvik T., deVicente G., Wenzel F., Wortel M.J.R.* TOPO-EUROPE: The geoscience of coupled deep Earth-surface processes // Glob. Planet. Change. 2007. doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.02.008.
16. *Leemans R., Cramer W.* The IIASA database for mean monthly values of temperature, precipitation and cloudiness on a global terrestrial grid // Research Report RR-91-18. International Institute of Applied Systems Analyses. Laxenburg. November 1991. P. 61.
17. *Lemoine F.G., Kenyon S.C., Factor J.K., Trimmer R.G., Pavlis N.K., Chinn D.S., Cox C.M., Klosko S.M., Luthcke S.B., Torrence M.H., Wang Y.M., Williamson R.G., Pavlis E.C., Rapp R.H., Olson T.R.* The Development of the Joint NASA GSFC and NIMA Geopotential Model EGM96 // NASA Goddard Space Flight Center. Greenbelt. Maryland. 20771. USA. July 1998.
18. *Lieth H.* Modelling the primary productivity of the earth. Nature and resources // UNESCO. 1972. VIII. 2:5-10.
19. *Mooney A., Laske G., Masters G.* Crust 5.1: a global crustal model at 5x5 degrees // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 727-747.
20. *Muller R.D., Roest W.R., Royer J.-Y., Gahagan L.M., Sclater J.G.* Digital isochrons

of the ocean age. // J. Geophys. Res. 1997. V. 102 (B2). P. 3211-3214.

21. *National Geophysical Data Center*. ETOPO-5 bathymetry and topography data. // Data Announc. 88-MGG-02. NOAA. Boulder. Colorado. 1988.

22. *Stein C.A.* Heat flow of the Earth. // In: Ahrens T.J. (Ed.). AGU Reference Shelf. V. 1. Global Earth Physics: A Handbook of Physical Constants. Washington, DC. American Geophysical Union. 1995. P.144-158.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И ЛИТОСФЕРНЫХ СКЛАДОК В ЧЕРНОМОРСКО-КАВКАЗСКО-КАСПИЙСКОМ РЕГИОНЕ

Коптев А.И., Ершов А.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия (koptev06@mail.ru)

Введение

Подход к математическому моделированию напряженного состояния на основе использования в качестве главного источника напряжений и деформаций сил разности гравитационного потенциала литосферы был успешно применен для построения глобальных моделей поля напряжений [13,3,5] и порожденных этими напряжениями литосферных складок [12].

Региональные модели напряжений и складок в литосфере за счет своей большей детальности могут дать более точное представление о распределении рассчитываемых полей в рассматриваемых регионах и сделать некоторые выводы об их геодинамике и истории геологического развития.

В настоящей работе представлены результаты моделирования напряженного состояния и складкообразования в литосфере в пределах Черноморско-Кавказско-Каспийского региона. Расчеты выполнены с разрешением 0,2°×0,2°.

Одной из проблем в понимании истории развития Черноморской и Каспийской впадин является природа значительного увеличения скорости погружения этих бассейнов в плиоцен-четвертичное время. Оно было выявлено в результате численного моделирования истории погружения этих бассейнов в работах [14,9], где использовалась стандартная процедура бэк-стриппинга [17] с поправкой на уплотнение осадков и информацию о глубине палеобассейнов [2,11,6]. Аналогичные результаты получены при моделировании погружения Черного моря в работах [15,16]. Правильная интерпретация источников этого быстрого погружения особенно важна в свете того, что именно с ним обычно связана нефтегазоносность осадочных бассейнов.

В работах [14,9] для объяснения быстрого плиоцен-четвертичного погружения Черноморской и Каспийской впадин была предложена модель прогибания литосферы под воздействием сжимающих напряжений, которые, как известно [7], доминируют в данном регионе начиная с олигоцена вследствие коллизии Аравийской и Евразийской плит. Данная модель была подтверждена численными расчетами, которые показали возможность подбора таких сжимающих сил на границах моделируемого разреза, что вызванное этими силами прогибание упругой пластины, по свойствам отождествляемой с реальной литосферой, будет сопоставимо с наблюдаемыми данными. Это объяснение природы быстрого погружения в осадочных бассейнах противопоставляется другой точке зрения, согласно которой его главной причиной является уплотнение пород основного состава в нижней части коры вследствие перехода базальта (габбро) в гранатовые гранулиты и эклогит [1].

Произведенное в рамках настоящей работы численное моделирование поля напряжений позволило получить не только общую картину распространения в тех или иных частях рассматриваемого региона напряжений сжатия и растяжения, но и количественную оценку значений и направлений этих напряжений. Таким образом, при расчете изгиба литосферы использовались не искусственно подобранные значения напряжений (как это делалось в работах [14,9]), а их величины, полученные в результате действия тектонических сил, имеющих реальную физическую природу (силы разности гравитационного потенциала) [13,3,5]. Полученное в результате этих расчетов распределение изгиба литосферы должно было показать насколько обоснована модель быстрого погружения осадочных бассейнов под воздействием тектонических напряжений.

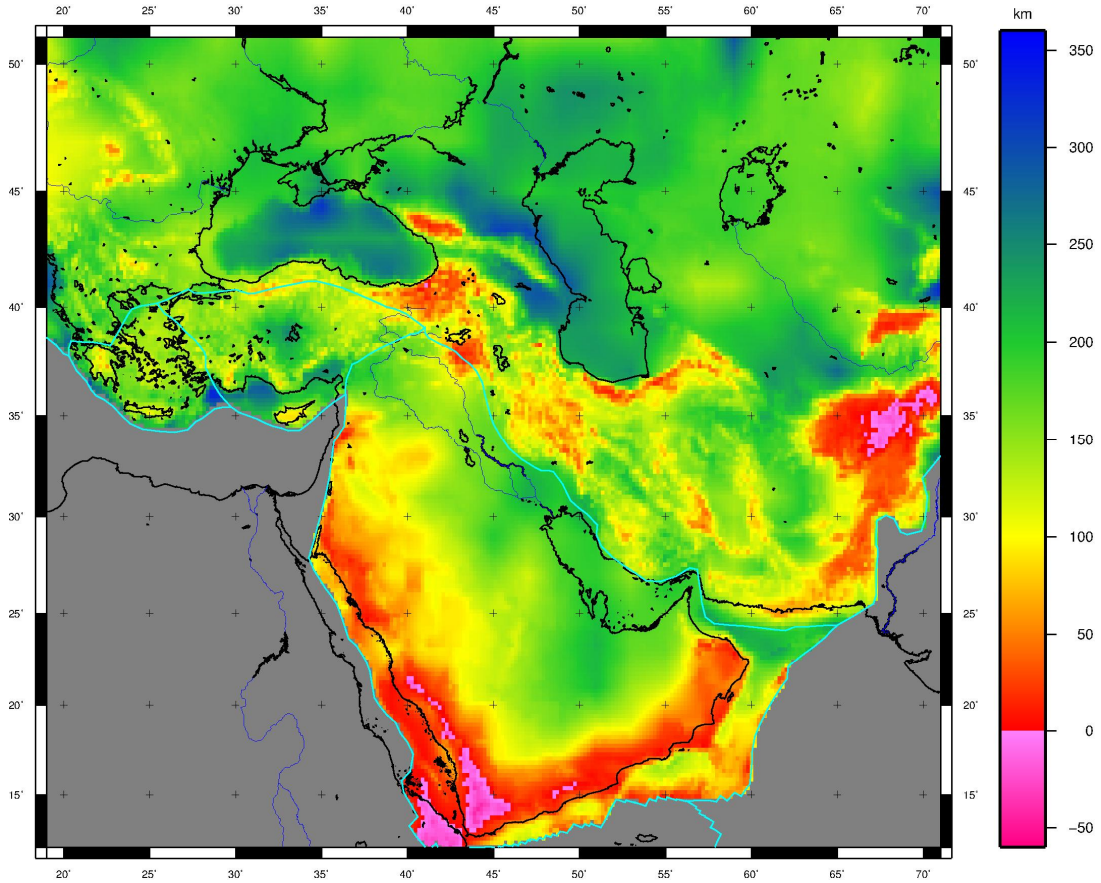


Рис.1. Расчетная термальная мощность литосферы

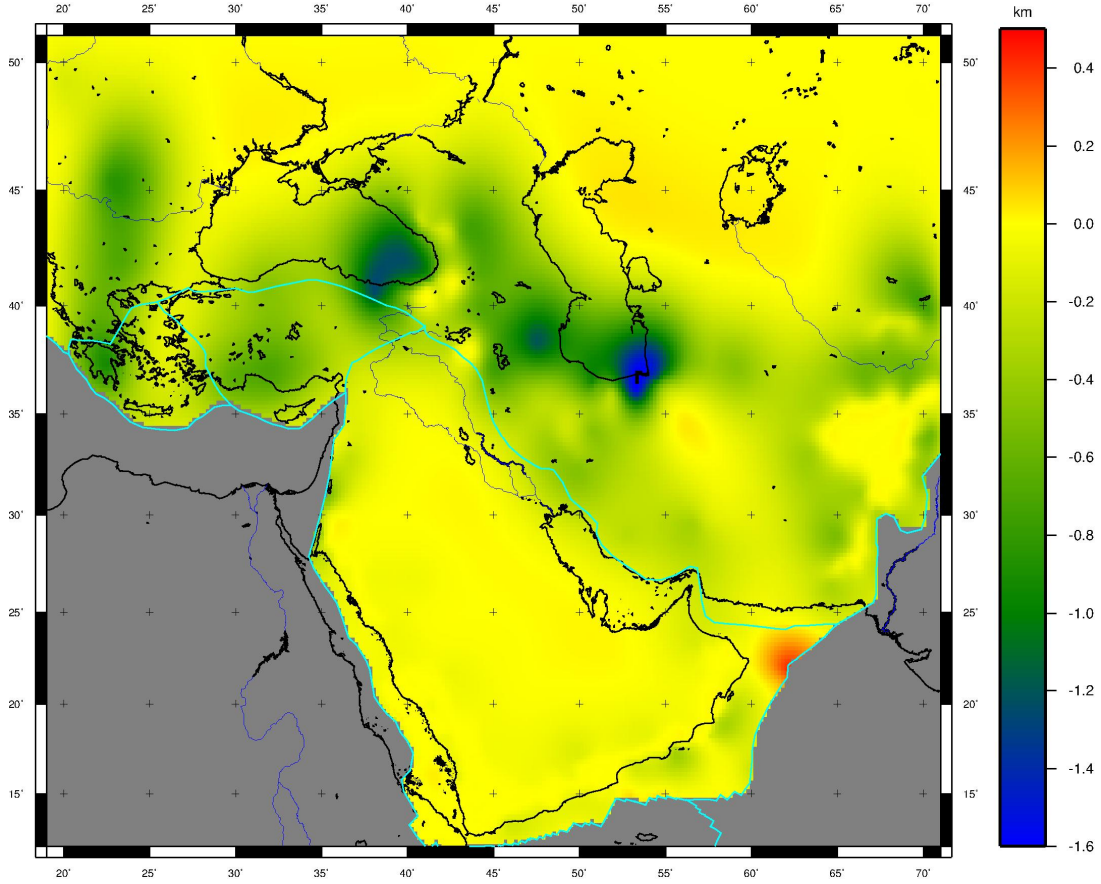


Рис. 2. Амплитуда литосферных складок

Результаты

Южная граница расчетной области соответствовала южному обрамлению Аравийской плиты в центральной части и северной границе Африканской и Индийской плит на западе и востоке соответственно; западная и восточная – долготам 18° в.д. и 72° в.д.; северная – широте 52° с.ш. Границы литосферных плит брались по данным цифровой модели П. Берда [8]. Включение в область расчетов всей Аравийской плиты необходимо для того, чтобы учесть силы сползания с термального свода Красноморской рифтовой системы при определении распределения напряжений в Черноморско-Каспийском регионе.

Источниками расчетного поля напряжений, также как и в предыдущих работах [13,3,5], были только обобщенные топографические силы (силы разности гравитационного потенциала). В качестве граничных условий модели выступали «зафиксированная» северная граница области расчетов и «свободные» остальные границы.

На рис.1 приведены результаты расчетов термальной мощности литосферы, выполненных по методике, описанной в работе [4]. Расчет мощности литосферы с одной стороны необходим для расчета величин обобщенных топографических сил, а с другой является самодостаточным результатом, позволяющим сделать некоторые выводы о рассматриваемом регионе. Так, например, важно отметить, что наибольшие мощности литосферы имеют место в пределах Черноморского и Каспийского бассейнов, а также восточной части зоны Предкавказских краевых прогибов, а наименьшие – в пределах горных областей (например, горного сооружения Большого Кавказа). Такие большие контрасты (до 300 км) мощности литосферы в смежных областях приводит к значительным изгибам в пространстве ее эффективной средней линии [10], что при наличии достаточных напряжений может приводить к формированию литосферных складок.

Расчетное распределение напряжений (рис.3) характеризуется следующими особенностями. В Черном и Каспийском морях доминирует обстановка сжатия. В Черном море субмеридиональное сжатие в его восточной части сменяется сжатием СЗ-ЮВ простирания в центральной и западной частях, которое переходит в субмеридиональное растяжение в северо-западной части. Для Каспийского моря характерна достаточно выдержанная ЮЗ-СВ ориентировка главных осей сжатия в Южном и Центральном Каспии, сменяющаяся на почти строго меридиональную на севере. Обстановка растяжения приурочена главным образом к области развития орогенов: практически весь хребет Большого Кавказа находится в состоянии СВ-ЮЗ растяжения, причем в восточной части это растяжение сменяется интенсивным сжатием примерно того же простирания по периферии горного сооружения. Также стоит отметить региональное растяжение в пределах Эгейского моря, которое подтверждается фактическими данными и получено в настоящей работе в результате действия только сил разности гравитационного потенциала без привлечения таких дополнительных источников, как затягивание в зоне субдукции вследствие ее отката и пр.

Результаты расчетов амплитуды литосферных складок, возникающих в результате действия полученных в модели напряжений, показаны на рис.2. Наибольшие значения величины прогибания литосферы (около 1,5 км) наблюдаются в Восточно-Черноморской и Южно-Каспийской впадинах, именно для которых в работах [14,9] и была предложена модель синкомпрессионного прогибания под воздействием сжимающих напряжений. Таким образом, выполненные на новом уровне расчеты (2d-модель поля напряжений и литосферных складок вместо 1d-модели изгиба пластины) подтверждают ранее опубликованные модели [14,9] истории завершающего этапа развития рассматриваемых осадочных бассейнов.

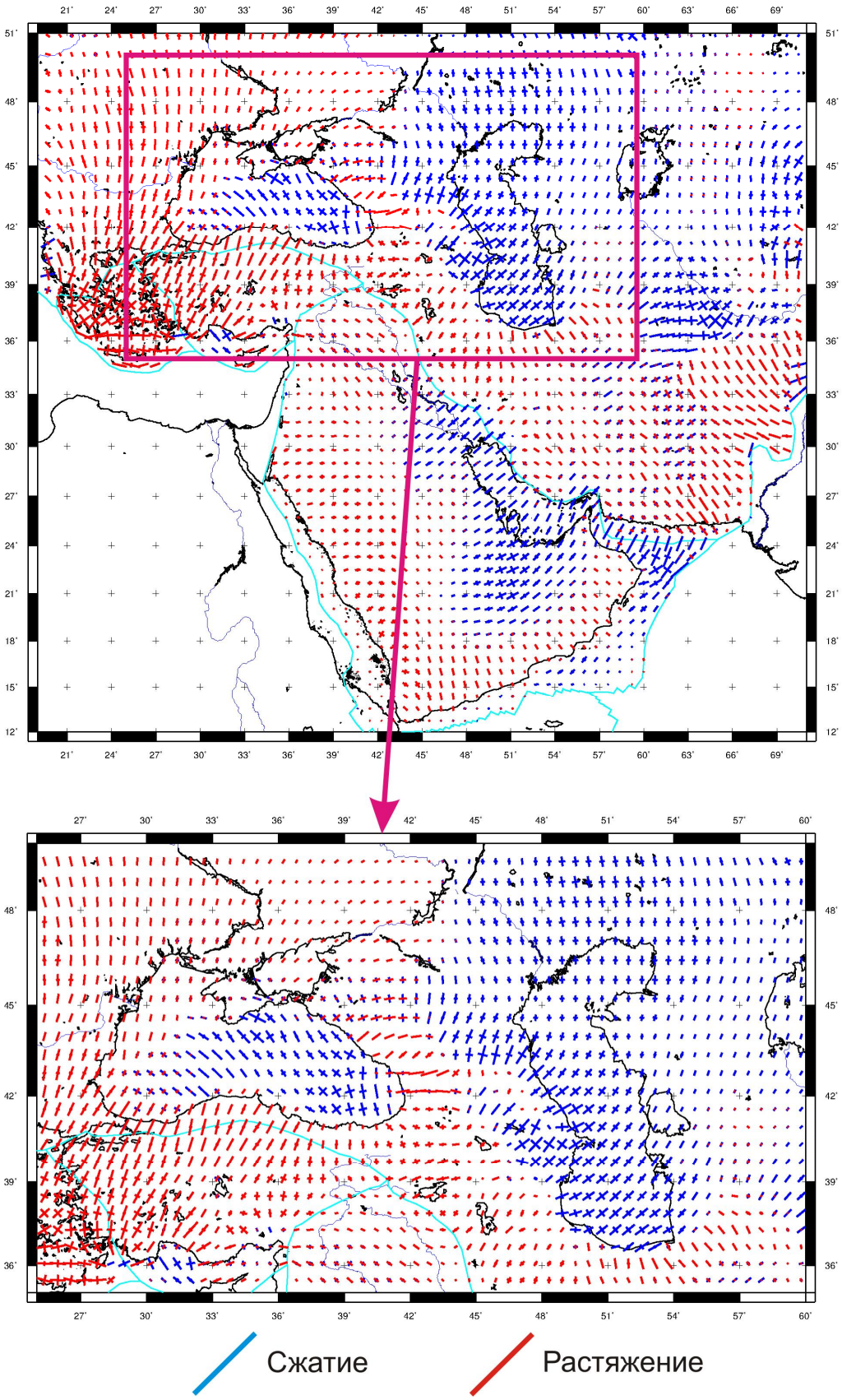


Рис. 3. Расчетное поле напряжений

Литература

1. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука. 1993. 456с.
2. *Ершов А.В.* Моделирование эволюции осадочных бассейнов и деформации литосферы (на примере бассейнов Восточно-Европейской и Скифской платформ).

Автореферат на соискание ученой степени кандидата ф.-м. наук. М. 1997.
3. *Коптев А.И.* Компьютерная модель напряженного состояния в литосфере Земли // Материалы XLIII Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя». Москва. МГУ. 2-5 февраля 2010 г. т. 1. 356-359 с.
4. *Коптев А.И., Ершов А.В.* Количественная модель термальной мощности литосферы Земли. Тезисы международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хаина "Современное состояние наук о Земле". 1-4 февраля 2011 г. Москва. МГУ.
5. *Коптев А.И., Ершов А.В.* Роль гравитационного потенциала литосферы в формировании глобального поля напряжений // Физика Земли. 2010. №12. с. 66-81.
6. *Короташев М.В.* Осадочные бассейны в обстановке сжатия - моделирование фаз быстрого погружения. Автореферат на соискание ученой степени кандидата г.-м. наук. М. 1998.
7. *Милановский Е.Е.* Геология СССР. Часть 3. Средиземноморский и Тихоокеанский подвижные пояса. Заключение. М.: Московский Университет. 1991. 272 с.
8. *Bird P.* An updated digital model of plates boundaries // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. An electronic journal of the Earth sciences. 2003. Vol. 4 (N3). 1027. doi: 10.1029/2001GC000252. ISSN: 1525-2027.
9. *Brunet M.-F., Korotaev M.V., Ershov A.V., Nikishin A.M.* The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling // Sedimentary Geology. 2003. V. 156. P. 119-148.
10. *Ershov A.V.* Effective middle surface of lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 173. P. 129-141.
11. *Ershov A.V., Brunet M.-F., Nikishin A.M., Bolotov S.N., Korotaev, M.V., Kosova S.S.* Evolution of the eastern Fore-Caucasus basin during the Cenozoic collision: burial history and dynamic modelling. In: Crasquin-Soleau S., Barrier E. (Ed.) Peri-TethysMemoir 4: Epicratonic Basins of Peri-Tethyan Platforms. 1998. Memoires du Museum national d'Histoirenaturelle. Paris. V. 179. P. 111-130.
12. *Ershov A.V., Koptev A.I.* Origination of lithosphere folds as a result of stress field reorganization // 3rd World Stress Map Conference. Potsdam. 15-17 October 2008. P. 64.
13. *Koptev A.I., Ershov A.V.* Modelling of global lithospheric stress field on the spherical Earth // 3rd World Stress Map Conference. Potsdam. 15-17 October 2008. P. 77.
14. *Nikishin A.M., Korotaev M.V., Ershov A.V., Brunet M.-F.* The Black Sea basin: tectonic history and Neogene–Quaternary rapid subsidence modelling // Sedimentary Geology. 2003. V. 156. P. 149-168.
15. *Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., Wiles R.L.F.* Petroleum geology of the Black Sea // Marine and Petroleum Geology. 1996. V. 13. P. 195-223.
16. *Spadini G., Robinson A.G., Cloetingh S.A.P.L.* Thermomechanical modelling of Black Sea basin formation, subsidence, and sedimentation. In: Robinson A.G. (Ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. American Association of Petroleum Geologists, Memoir. 1997. V. 68. P. 19-38.
17. *Steckler M.S., Watts A.B.* Subsidence of the Atlantic-type continental margin off NewYork // Earth Planet. Sci. Lett. 1978 V. 41. P. 1-13.

СТРУКТУР А ЛИТОСФЕРЫ И Р АСПРЕДЕЛЕНИЕНАПРЯЖЕНИЙ В ЕВРОПЕЙСКОМ РЕГИОНЕ

Коптев А.И., Ершов А.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(koptev06@mail.ru)

Введение

Геодинамическая позиция Европейского региона определяется тем, что в его пределах друг на друга накладываются два источника напряжений – силы отталкивания от Северо-Атлантического хребта и коллизионные силы, действующие вдоль южной границы Евразийской плиты. При этом важно учитывать, что взаимодействие этих сил происходит на фоне сложного строения разновозрастной литосферы и достаточно расчлененного рельефа территории.

Именно в связи с неоднородностью среды в этом регионе при геодинамическом моделировании крайне важным фактором становится высокое разрешение расчетов и детальный учет как можно большего количества данных. На современном этапе имеется достаточный набор открытой информации, необходимой для соответствующего геодинамического моделирования, а технические ресурсы позволяют выполнить его с достаточной степенью детальности, что делает такого рода работы как никогда актуальными.

В настоящей работе представлены результаты численного моделирования структуры литосферы и распределения напряжений в рамках области ограниченной на западе и востоке по меридианам 25° з.д. и 35,5° в.д., на юге и севере – по параллелям 34,25° с.ш. и 71,5° с.ш. соответственно. Разрешение выполненных расчетов – 0,25°×0,25°.

Расчеты мощности литосферы и распределения температур в ней производились по методике, описанной в работе [2]. Весь набор необходимых для расчетов входных данных остался неизменным относительно приведенного в [2] за исключением информации о структуре земной коры – в настоящей работе вместо глобальной модели Crust2.0 [4,8] (разрешение 2°×2°) использовалась локальная модель для рассматриваемого региона EuCRUST-07 [12] (разрешение 0,25°×0,25°). В модели EuCRUST представлены данные о пространственном положении поверхности фундамента, границы верхней и нижней коры, поверхности Мохоровичича, а также информация о скорости распространения сейсмических волн в верхней и нижней коре. Эти скорости *p*-волн были пересчитаны в плотности соответствующих слоев по формулам, приведенным в [11].

Карта общей мощности земной коры по данным модели EuCRUST-07 приведена на рис.1, а расчетное распределение термальной мощности литосферы – на рис.2.

Полученные на основании рассчитанной модели распределения температур и плотностей в литосфере силы разности гравитационного потенциала (обобщенные топографические силы) выступали в качестве источника напряжений, распределение которых рассчитывалось по методике, описанной в работах [7,1,3].

Обобщенные топографические силы, действующие в каждом узле расчетной сетки, должны позволить учесть не только влияние локальных неоднородностей в моделируемой среде, но и «отталкивающее» воздействие со стороны Северо-Атлантического хребта (сила отталкивания от хребта – частный случай сил разности гравитационного потенциала), а также «коллизионное» взаимодействие с Африканской плитой.

В качестве граничных условий модели выступали «зафиксированные» (т.е. с постоянно равной нулю скоростью смещения) северная, западная и восточная границы области расчетов и «свободная» южная граница, а в качестве начальных – нулевые смещения, скорости смещений и напряжения во всех узлах и ячейках

расчетной сетки. Границы литосферных плит
при расчетах во внимание не принимались.

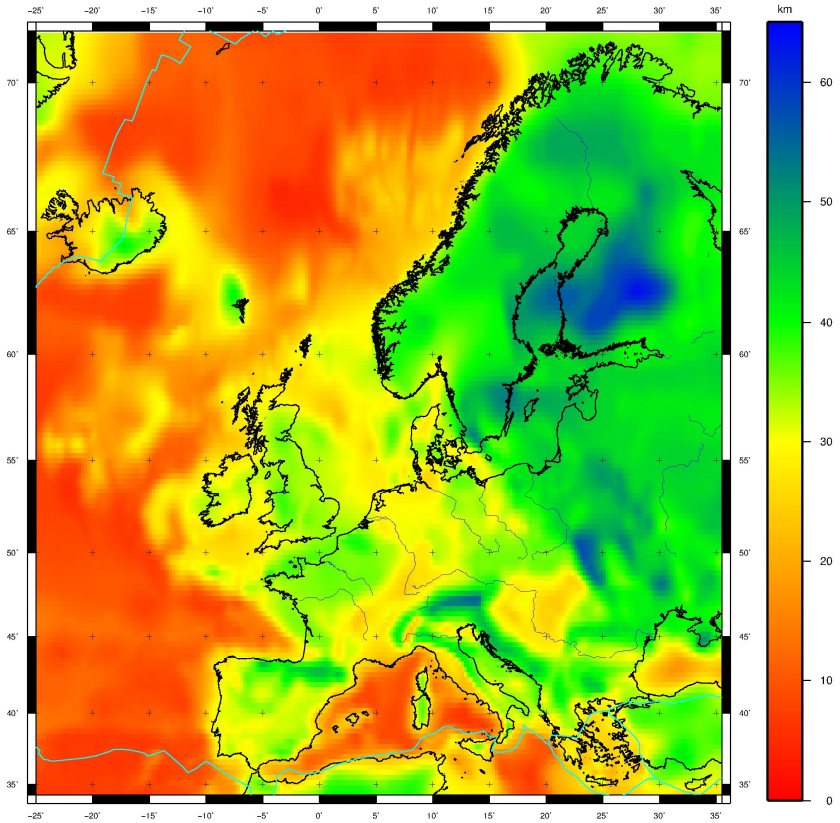


Рис.1. Общая мощность земной коры по данным модели EuCRUST-07 [12]

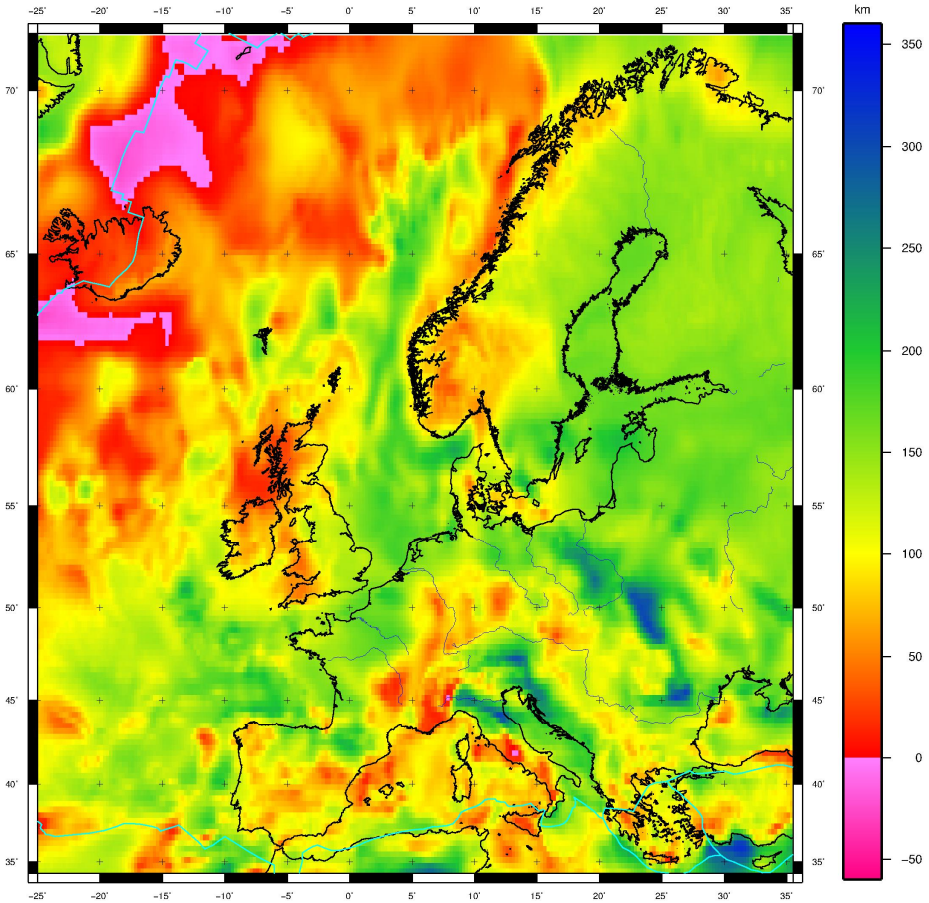


Рис.2. Расчетная мощность литосферы

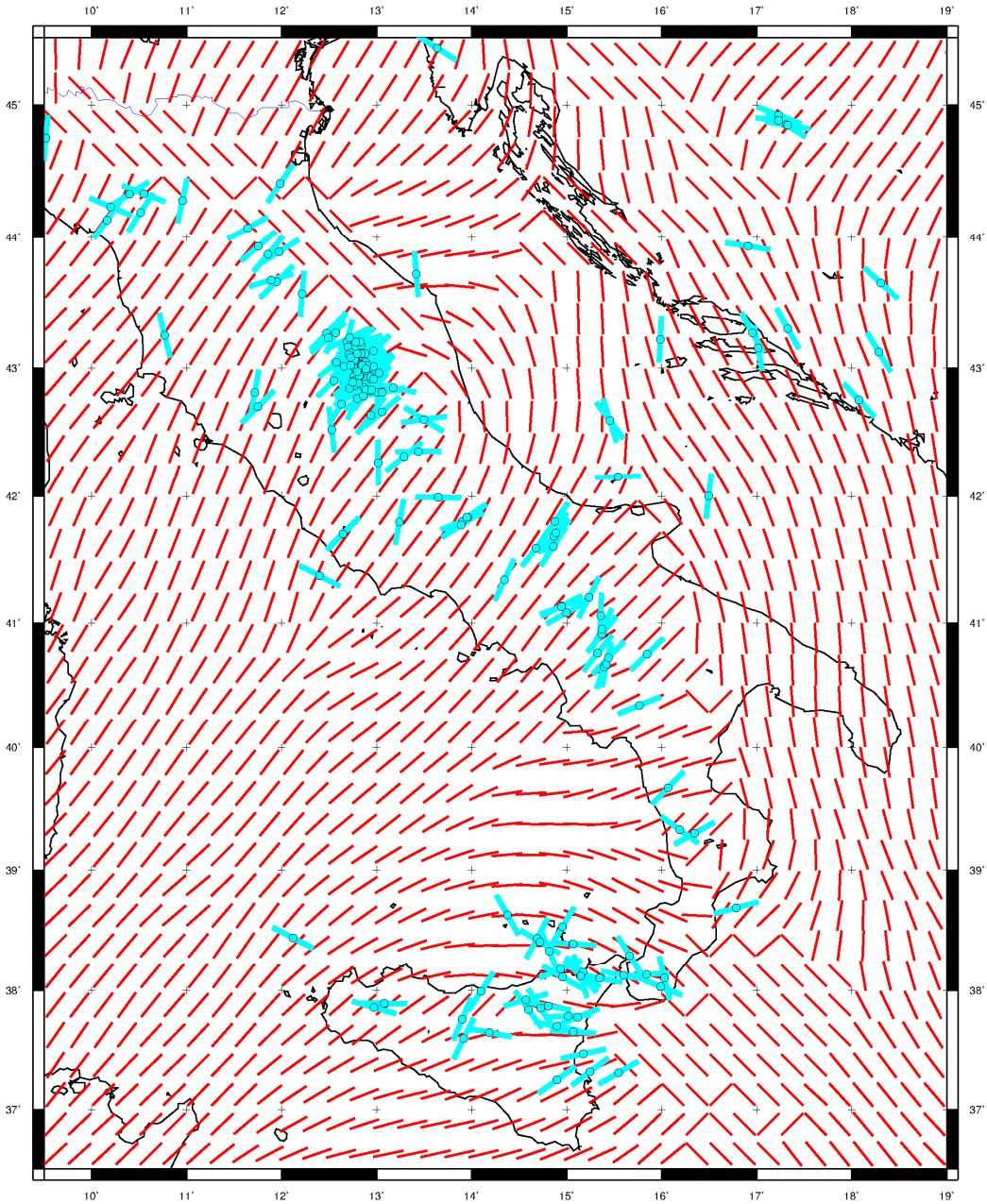


Рис.3. Апеннинский полуостров: Сравнение расчетного поля напряжений (красные линии – ориентировки максимальных осей тензоров) и наблюдаемых данных (линии цвета морской волны – проекции на горизонтальную плоскость осей растяжения для сбросовых, сдвиго-сбросовых и сдвиговых режимов деформации по данным Мировой Карты Напряжений [6])

Критерием правильности рассчитанных моделей была принята степень соответствия расчетного поля напряжений данным Мировой Карты Напряжений [6].

Результаты

Качественная картина распределения напряжений в Европейском регионе была получена почти два десятка лет назад в работе [9], когда на основе визуального анализа первого выпуска Мировой Карты Напряжений [13] было установлено, что ориентировка осей главных сжимающих напряжений в Западной Европе имеет ориентировку от СЗ-ЮВ до ССЗ- ЮЮВ, в пределах Скандинавского полуострова она меняется на ЗСЗ-ВЮВ, в Панонском бассейне – на СВ-ЮЗ, а в Альпах - на почти субширотную (З-В). Ориентировка главных осей растяжения определялась как субмеридиональная для Эгейского моря и Западной Анатолии. Полученные позднее количественные оценки, основанные на статистическом анализе данных Мировой Карты Напряжений (напр., [5,10]) позволили

несколько уточнить характер распределения напряжений в данном регионе, в целом не опровергая первичной качественной оценки [9] *ориентировки* главных осей напряжений.

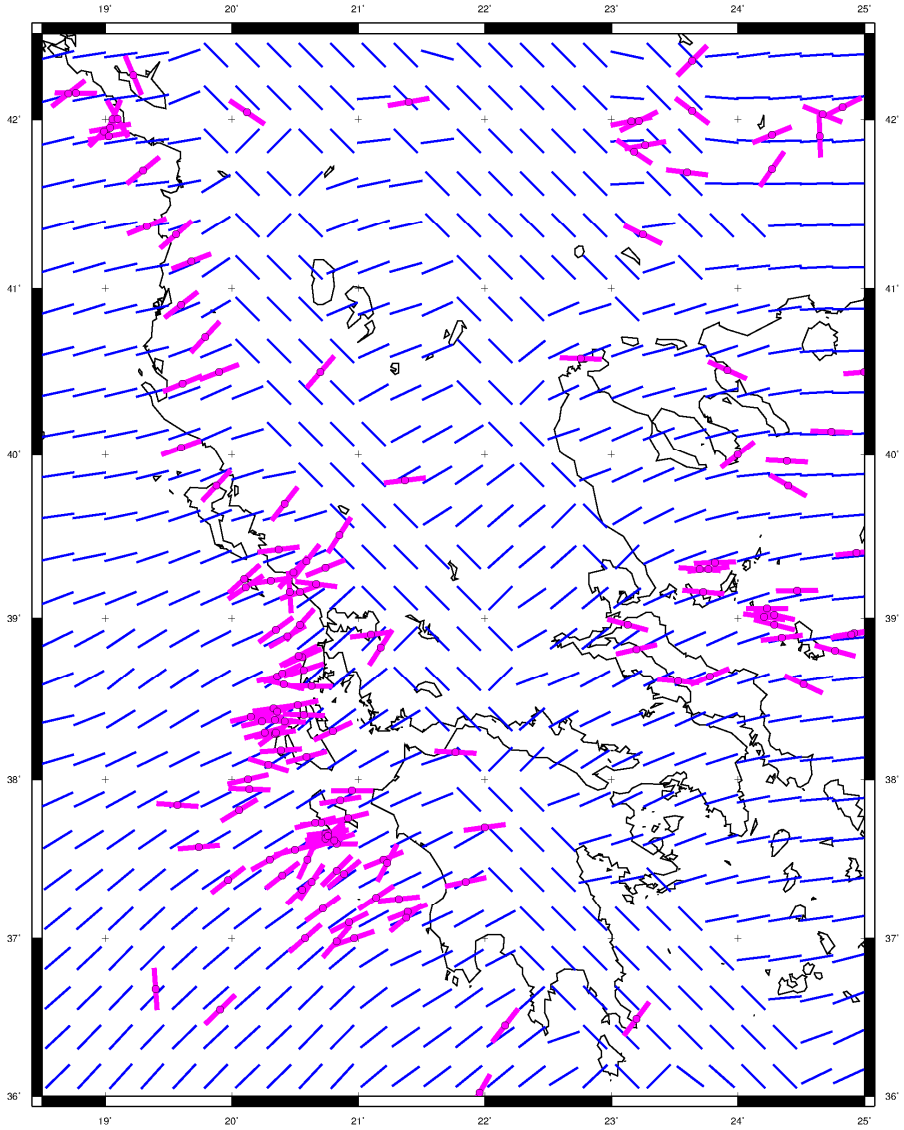


Рис.4. Южная часть Балканского полуострова: Сравнение расчетного поля напряжений (синие линии – ориентировки минимальных осей тензоров) и наблюдаемых данных (фиолетовые линии – проекции на горизонтальную плоскость осей сжатия для взбросовых, сдвиго-взбросовых и сдвиговых режимов деформации по данным Мировой Карты Напряжений [6])

Для рассчитанного в рамках настоящей работы модельного распределения напряжений характерна *ориентировка* главных осей, в целом хорошо согласующаяся с полученной в результате визуального [9] и количественного [10] усреднения данных Мировой Карты Напряжений. Что касается распределения *режимов* деформаций, то оно не противоречит предлагаемому в работе [10]: в пределах континентальной части Европы в целом преобладают близкие к сдвиговым растягивающие деформации, обстановка растяжения проявлена в горных поясах Пиренеев и Альп, Эгейском море и Апеннинском полуострове, а сжатия – в Тирренском, Адриатическом и Ионическом морях.

На рис.3 показано распределение расчетных и наблюдаемых напряжений на Апеннинском полуострове. В пределах данного района, как говорилось выше, имеет место обстановка растяжения, поэтому на данном рисунке показаны ориентировки *максимальных* осей расчетных тензоров напряжений (растяжение при вычислениях полагалось положительным). Преимущественно СВ-ЮЗ простирание этих

осей на самом полуострове переходит в ВСВ-ЗЮЗ до субширотного на острове Сицилия. В качестве фактических данных, используемых в данном случае для сравнения, выступают ориентировки проекций на горизонтальную плоскость растягивающих осей для замеров из Мировой Карты Напряжений, которым соответствуют режимы деформаций, не имеющие в своем составе взбросовой компоненты (сбросы, сдвиго-сбросы, сдвиги). Визуальное сопоставление этих данных позволяет говорить об очень хорошем соответствии модельных напряжений данным конкретных замеров для материковой части показанного на рис.3 района.

Восточная часть Ионического моря, омывающая юго-западный берег Балканского полуострова, характеризуется достаточно высокой сейсмической активностью, причем большая часть механизмов землетрясений в данном районе взбросовые, что указывает на обстановку регионального сжатия. Ориентировка проекций на горизонтальную плоскость осей сжатия этих механизмов имеет СВ-ЮЗ простирание, перпендикулярное простиранию береговой линии. Ориентировки главных минимальных осей рассчитанных тензоров напряжений (сжатие при вычислениях полагалось отрицательным) демонстрирует практически точное совпадение с главным направлением сжатия по фактическим данным (рис.4).

Таким образом, даже в таком сложном с тектонической точки зрения регионе как Европа при детальном учете достаточного количества входной информации компьютерное моделирование может дать хорошо согласующиеся с наблюдаемыми данными результаты.

Литература

1. *Коптев А.И.* Компьютерная модель напряженного состояния в литосфере Земли // Материалы XLIII Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя». Москва. МГУ. 2-5 февраля 2010 г. т. 1. 356-359 с.
2. *Коптев А.И., Ершов А.В.* Количественная модель термальной мощности литосферы Земли. Тезисы международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хаина "Современное состояние наук о Земле". 1-4 февраля 2011 г. Москва. МГУ.
3. *Коптев А.И., Ершов А.В.* Роль гравитационного потенциала литосферы в формировании глобального поля напряжений // Физика Земли. 2010. №12. с. 66-81.
4. *Bassin C., Laske G., Masters G.* The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America // EOS Trans AGU. 2000. 81. F. 897.
5. *Heidbach O., Tingay M., Barth A., Reinecker J., Kurfeß D., Müller B.* Global crustal stress pattern based on the World Stress Map data base release 2008 // Tectonophysics. 2010. V. 482. P. 3-15.
6. *Heidbach O., Tingay M., Barth A., Reinecker J., Kurfeß D., Müller B. (eds.)* The World Stress Map – Release 2008. Commission for the Geological Map of the World. 2008. Paris.
7. *Koptev A.I., Ershov A.V.* Modelling of global lithospheric stress field on the spherical Earth // 3rd World Stress Map Conference. Potsdam. 15-17 October 2008. P. 77.
8. *Mooney A., Laske G., Masters G.* Crust 5.1: a global crustal model at 5x5 degrees // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 727-747.
9. *Müller B., Zoback M.L., Fuchs K., Mastin L., Gregersen S., Pavoni N., Stephansson O., Ljunggren C.* Regional patterns of tectonic stress in Europe // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 11783-11803.
10. *Olaiz A.J., Muñoz-Martín A.,DeVicente G., Vegas R., Cloetingh S.* European continuous active tectonic strain-stress map // Tectonophysics. 2009. V. 474. P. 33-40.
11. *Rybach L., Buntebarth G.* Relationships between the petrophysical properties:density,seismic velocity,heat generation and mineralogical constitution // Earth Planet Sci. Lett. 1982. Vol. 57. P. 367-376.
12. *Tesauro M., Kaban M. K., Cloetingh S.A.P.L.* EuCRUST-07: A new reference model for the European crust // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. L05313. doi:10.1029/2007GL32244.
13. *Zoback M.L.* First and second order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 11703-11728.

ГЕОХИМИЯ ЛИТОСФЕРЫ КАК СРЕДЫ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ СИСТЕМ ПРИАМУРЬЯ

Копылов М.И., Пустовойтова И.В.

ФГУП «Дальгеофизика» г. Хабаровск (khain2011@gmail.com)

Проблема вопроса изучение геохимии литосферы

Изучение рудоносных систем невозможно без анализа геохимии литосфер как среды формирования рудоносных систем (РС). Определение особенности в распределении породообразующих и рудных элементов позволяют, в какой-то мере понять сущность процессов рудообразования и их роль при образовании месторождений. Кроме того, геохимические исследования в комплексе с геофизическими позволяют более точно идентифицировать породы и определять неоднородность слоев слагающих глубинные слои литосферы, состав верхний мантии.

Одним из важнейших факторов в образовании рудоносных систем и месторождений является миграция элементов в эндогенных и экзогенных условиях. Процесс миграции элементов весьма многообразен, в результате разрушаются сложившиеся и возникают новые геологические образования в структуре коры и литосферы. Глубинная миграция элементов прямым образом связывается с энергией теплового поля Земли, вызывающей магматические, тектонические процессы с образованием интрузивных, вулканических пород, рудоносных флюидов. Способность элементов к миграции определяется строением их атомов, размерами атомных и ионных радиусов и готовностью к созданию кристаллохимических решеток. Другим фактором являются их способность к химическим взаимодействиям, характеризуемая, в первую очередь, сродством с галоидами, кислородом и серой. Важным фактором также являются особенности физико-химических (плотность, электроотрицательность, растворимость, температуры плавления и кипения и др.) свойств атомов элементов. Из внешних факторов миграции особенное значение придается характеру остывания магмы и эволюции ее свойств: вязкости, диффузионной особенности, вещественного состава и проницаемости вмещающих пород, тектонической и геологической обстановки [1, 2, 3, 4; 5].

Одним из важнейших следствий глубинной миграции элементов является образование рудоносных систем и месторождений. О том, что миграции элементов в этом процессе принадлежит основная роль, указывают развитие магматогенных структур и связанных с ними полей геохимических ореолов. Содержание элементов в ореолах и в рудах значительно превышает кларк этих элементов. В условиях тесного смешения всех элементов в первоначальном исходном материале любое обособление тех или иных элементов внутри подобной среды невозможно без миграции. Таким образом, рудоносные системы и месторождения нужно рассматривать как продукты глубинной и поверхностной миграции элементов.

Методика работ

Для характеристики геохимии литосферы Приамурья как среды формирования РС были использованы данные химических анализов (более 1000 сделанных в процессе геологических съемок и, частично, авторами), спецанализов и спектральных (более 3000 в большей мере по рудным районам). По данным спектральных, химико-спектральных, атомно-абсорбционный анализов произведена характеристика рудных рассеянных и концентрированных элементов в пределах рудных районов, узлов, полей интрузивных комплексов и в целом по литосфере Приамурья. По данным статистического анализа

установлены средние содержания основных породообразующих и рудных элементов в литосфере Приамурья по геотраверсу (в полосе около 100 км): г. Свободный – Комсомольск-на-Амуре, Иннокентьевка – Татарский пролив, представленного единым непрерывным профилем около 1000 км.

Создание геохимической модели литосферы

По результатам химическим анализов произведена характеристика литосферы по 12-ти породообразующим элементам: O, Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti, P, H. Количество анализов по литологическим разностям представлено: по осадочным породам – 218 (песчаники – 66, алевралиты – 65, глинистые сланцы – 35, доломиты – 24, известняки – 28), по вулканическим – 309 (риолиты – 30, дациты – 40, андезиты – 77, диабазы – 21, базальты – 61, долериты – 15, туфы риолитов, дацитов, андезитов – 65), метаморфическим – 114 (кристаллические сланцы – 31, кварциты – 18, гнейсы – 27, гранито-гнейсы – 28, мафиболиты – 8, эклогиты – 2) и магматическим – 386 (граниты – 154, гранодиориты – 69, диориты – 34, габбро-диориты – 12, габбро – 45, габбро – норит – 12, норит – 7, перидотиты – 5, дуниты – 3, сиениты – 21, пироксениты – 17, гипербазиты – 5, серпентинизированный оливинит – 2).

Геохимическая модель литосферы строилась на предварительно построенной сейсмогравитационной модели литосферы по профилю г. Свободный – Татарский пролив. По совокупности определенных величин Vp и σ для литосферных слоев и их блоков, результатов петрофизических измерений, по образцам пород проводилась идентификация пород слагающих каждый блок. По величине скоростных и плотностных характеристик с учетом геологических данных уточнялся преимущественный вещественный состав пород каждого блока в слое по геотраверсу. Согласно произведенной идентификации для каждого типа пород (чаще всего смешанного), определялось осредненное содержание каждого геохимического элемента с вычетом доли кислорода, согласно валентности соединения. Средняя величина содержаний элемента определялась по его преимущественному вкладу в данный тип породы с учетом величины скорости и плотности (рис. 1).

Следует признать проблему неоднозначности определений соотношений разных типов пород в пределах гранитно-метаморфического, гранулито-базитового и, особенно, надастеносферного слоев. В осадочном слое по данным подсчета по геологическим картам масштаба 1:200000 и 1:2500000, в пределах геотраверса преимущественным распространением пользуются осадочные породы мезозоя составляя 37 %; рыхлые – 20 %; палеозойские кристаллические сланцы – 17 %; интрузивные – 25 %, из них граниты – 21 %, гранодиориты – 3 %, диориты – менее 1 % и габбро 0,3 %; вулканические – 21 %, в том числе андезиты – 2 %, риолиты – 5 %, дациты – 2 %, базальты – 12 % от общего объема. В гранитно-гнейсовом слое распределение гранитов и гранодиоритов, гранитов и гранито-гнейсов по их вкладу производилось по величине скорости и плотности, последняя определялась по корреляционной кривой между Vp и σ по измерению на образцах. Величина породообразующего элемента определялась по сумме идентифицированных пород с учетом их вклада в величину плотности, при этом использовались корреляционные зависимости плотности и породообразующих элементов имеющих обратную (O, Si, K, Na, H) и прямую (Al, Mg, Mn, Ca, Ti, Fe, P) зависимости. Соотношение гранитов и гранодиоритов в пределах верхнего «гранитного» слоя изменяется от 3:1 до 7:1, гранитов и гранито-гнейсов 1:1 до 3:1, доля основных пород составляла 2–5 %. В нижнем гранитно-метаморфическом слое резко уменьшается доля гранитов (3–7 %), гранито-гнейсов (3–10 %), возрастает роль гранодиоритов (5–20 %) и особенно диоритов (50–60 %). В гранулито-базитовом слое, в верхней части преобладают габбро (50–70 %), доля диоритов уменьшается до 10–15 %, габбро-

диоритов составляет 20–30 %, базальтов10–20 %. В нижней части гранулито-базитового слоя возрастает роль основных пород: базальтов (30—50%), пироксенитов (20–50 %), перидотитов (10–15 %) и уменьшается роль габбро (10–15 %), норитов (10–20%), амфиболиты составляют 3–5 %.

Литосферная мантия, в большей мере, представлена перидотитами (30–50 %), пироксенитами (10–30 %), эклогитами (5–10 %), гранат-пироксенитами (10–15 %), гранат-перидотитами (10–20 %), штпинель-перидотитами (10–15 %), оливинитами (5–10 %), дунитами (3–10 %), роль базальтов (10–20 %) снижается. На построенных авторами 12 моделях (по каждому элементу) отражена закономерность изменений каждого породообразующего элемента в литосферных слоях, гранитно-метаморфическом, гранулито-базитовом и надастеносферном, и, в целом, по литосфере (рис.1.). Динамика закономерностей, управляющих миграцией элементов породообразующих рассеянных и концентрированных в процессе эволюции земной коры затронута лишь частично, так как для каждого элемента миграционный путь представляет собой самостоятельное исследование.

На 12-ти построенных моделях отражена закономерность изменений каждого элемента в литосферных слоях (рис. 1). В верхней части земной коры наиболее высокие концентрации характерны для O, Si, Na и K, в средней – Al, Mn, P, H и нижней для- Fe, Ca, Ti и Mg, последний является типичным представителем мантии. Приведенные геохимические модели по основным породообразующим элементам не являются жестко фиксированными из-за недостаточно четких критериев по распределению количественных соотношений между различными типами пород в гранито-метаморфическом, гранулит-базальтовом и верхнем мантийном литосферном слоях. Вместе с тем, наблюдается закономерное нарастание основных и ультраосновных пород в гранулит-базальтовом и надастеносферном слоях с преобладанием перидотитов над другими типами ультрабазитовых пород. Под Буреинским массивом верхняя мантия представлена в основном деплетированными гранатовыми перидотитами, а под Сихотэ-Алинской областью недеплетированными шпинелевыми перидотитами [5, 6].

Металлогеническая специализация рудоносных систем

Геохимический спектр элементов в пределах геотраверса, весьма широк, представлен более чем 50 элементами. Мерой количественного накопления элементов служила величина коэффициента концентрации, определяемая отношением среднего содержание элемента для серии пород к кларку его содержаний в земной коре. По величине коэффициента (К) для каждого элемента в пределах серии пород автором определялась возможность участии этих серий в формировании РС. Их характер и металлогеническая специализация приведена в таблице .1.

Таблица 1. Концентрация рудных элементов относительно кларков в рудоносных системах различной металлогенической специализации

№	Уровень концентрации	Отношение ср. содержаний к кларку	Металлогеническая специализация рудоносных систем	Типы месторождений
1	Очень низкий	3-5	Si, Al, K, Na, Ca, Fe,	Кварциты, алуниты, железорудные
2	Низкий	6-30	Ti, Mn, S, V, Mg, P, Rb	Титаномагнетитовые, марганцевые, апатитовые
3	Умеренный	31-300	Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Cr, TR, Th, U, Zr, Nb, Y, Yb, Sc, Pd, Ta	Медноникелевые, полиметаллические, рассеянные
4	Высокий	301-10000	Sn, As, W, Be, Li, Hf, Tl, Mo, Au,Ge, Ga, Ag, Pt, Ir, Rh, In, Os	Оловорудные, золоторудные, редкометальные,
5	Очень высокий	10001-20000 и >	Bi, Sb, Re, Hg, Cd	Сульфидные

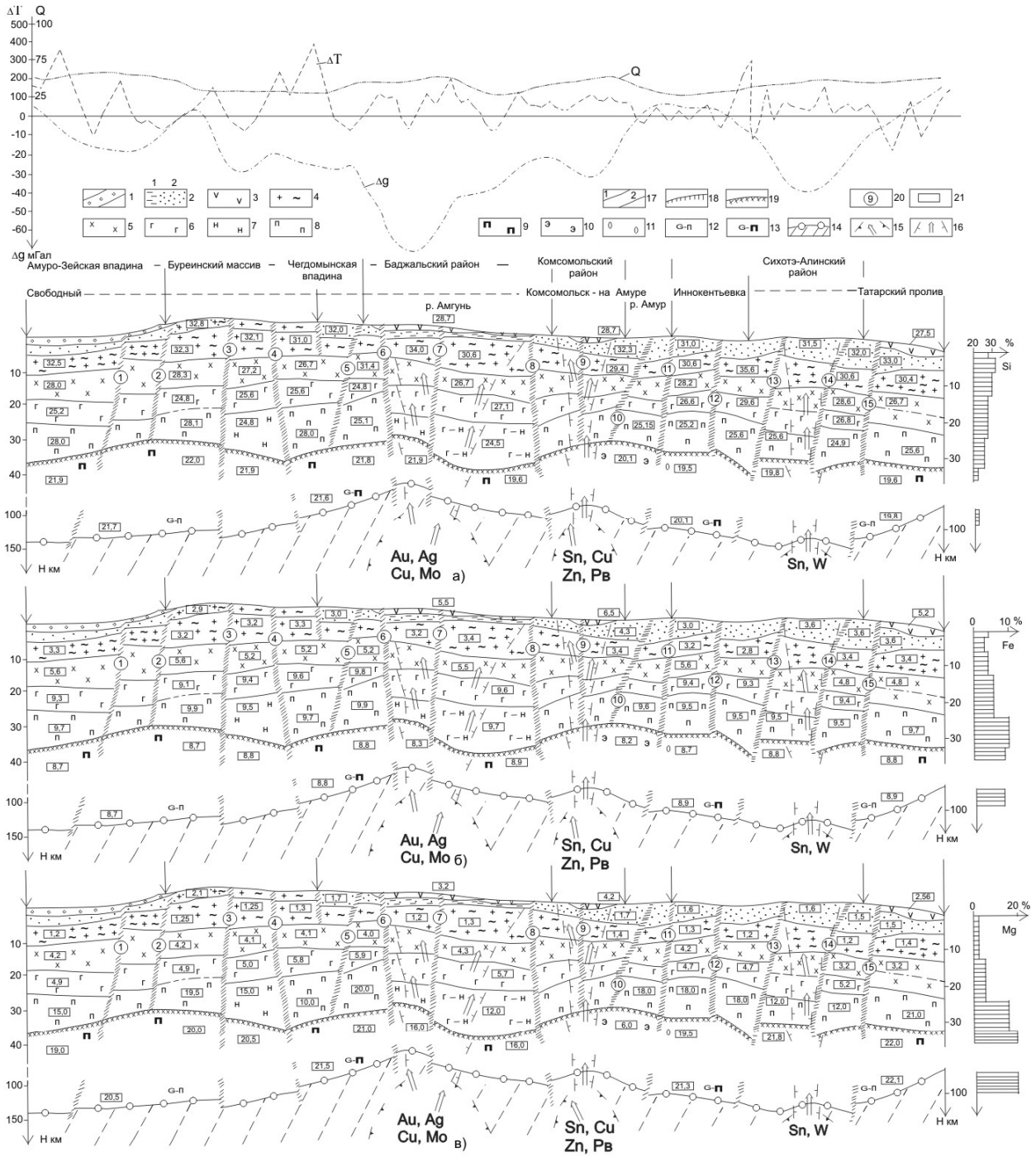


Рис. 2.1. Геохимическая модель литосферы Приамурья. Геотрансект Свободный-Комсомольск-на -Амуре-Иннокентьевка-Татарский пролив. При составлении использованы данные ГСЗ, Δg, ΔT, петрофизические параметры и химические анализы основных породообразущих окислов. Вещественный состав литосферы. «Гранитный» слой 1-8: 1-рыхлые отложения впадин, 2-осадочные отложения (песчаники, глинистые сланцы, алевролиты), 3-вулканические образования (риолиты, дациты, андезиты и их туфы), 4- образования гранитного слоя (граниты, гнейсы, сланцы), 5-образования среднего диоритового слоя (гранодиориты, диориты, андезиты), базальтовый слой 6-8: 6-габбро, 7-нориты, 8-базальты, пироксениты, амфиболиты; надастеносферный слой 9-12: 9-перидотиты, пироксениты,10-эклогиты, 11-оливиниты, дуниты, 12-гранат-пироксены; 13-гранат-перидотиты; 14-астеносфера; 15-плюм несущий рудную минерализацию Sn,Cu,Zn,Au,Fe и др; 16-границы оловорудных и золоторудных рудоносных систем; границы литосферных слоев; 17-20: 17-осадочно-вулканического, 18-гранито-гнейсового, 19-Мохо; 20-коромантийные разломы: 1-Харбинский, 2-Туранский, 3-Мельгинский, 4-Буреинский, 5-Ургальский, 6-Куканский, 7-Хинганский, 8-Курский, 9-Комсомольский, 10-Ульбанский, 11-Амурский, 12-Торомский, 13-Ц.Сихотэ-Алинский, 14-Катенский, 15-В.Сихотэ-Алинский, 21-содержание породообразующих элементов Si-а, Mg-б, Fe-в

Высокая дисперсия предельных коэффициентов химических элементов обусловлена их разной способностью к миграции и содержанием в литосфере. Так при формировании РС для элементов 1–2 групп требуется гораздо меньше энергии, чем для 3–5 групп, в связи с этим последние образуются многоэтапно и длительным путем. Согласно приведенной геохимической характеристике литосферы как среды формирования РС в пределах консолидированной коры при всем многообразии химических элементов круг минералов, принимающих участие в образовании РС весьма ограничен. К таким минералам относятся: кварц, полевые шпаты, слюды, амфиболы и пироксены. При широких вариациях их содержаний и количественных соотношений в целом, можно говорить о количественной однородности среды формирования РС.

Заключение

В целом, следует отметить качественную зависимость образования РС от величины кларкового коэффициента и, соответственно, от распространенности элементов в земной коре.

Но здесь могут быть различные отклонения от предполагаемого правила, так, например титан, никель, кобальт, хром могут формироваться в рудоносных системах в первом уровне при раннем магматическом, ликвационном их образовании.

При анализе концентраций рудных элементов в пределах исследуемого геотраверса по Приамурью наиболее предпочтительными для образования являются – оловянная, медная, вольфрамовая, марганцевая, полиметаллическая и золоторудная рудоносные системы. Из этого положения следует, что при воздействии гидротермальных, кислотных и щелочных растворов на качественно однородный субстрат, процессы вещественного и минерального его преобразования должны иметь много общих черт.

Литература

1. *Беус А.А.* Геохимия литосферы. Недра.Москва.1972,С.12-50.
2. *Виноградов А.П., Лаврухина А.К.* Происхождение изотопов редкоземельных элементов в веществе солнечной системы.// Ядерная химия.Недра.М.1965. С.202-229.
3. *Войткович Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г.* Краткий справочник по геохимии. Москва, Недра,1977,С.18-51.
4. *Дортман Н.Б.* Справочник. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М.: Наука, 1984. С. 10–135.
5. *Копылов М.И.* Геофизические и геохимические аспекты формирования гранитоидных батолитов в оловорудных областях юга Дальнего Востока. //Граниты и эволюция Земли. Улан-Удэ. 2008. С.187-190.
6. *Копылов М.И. ,Захаров В.А.* Особенности тектонического строения и металлогения Сихотэ-Алиня. //Строение и эволюция Востока Азии. Хабаровск, 1999. С. 86-95.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РФ

Копылов М.И., Пустовойтова И.В.

ФГУП «Дальгеофизика» г. Хабаровск

Введение

При создании моделей литосферы были использованы данные глубинных геофизических (ГСЗ, МОВЗ, МТЗ, Δg, ΔТ) и петрофизических (υ, ρ, J_n, n%, σ) исследований, проводимых в пределах юга ДВ ФГУП «Дальгеофизика», ИТиГ и другими производственными и научными организациями. В качестве ориентиров при построении моделей рассматривались уже существующие плотностные [1, 2, 3, 5, 6] геологические и комплексные модели коры и литосферы в т.ч. и по югу Дальнего Востока (ДВ) России.

По данным исследований изотопов гелия и неона в базальтах, из «горячих точек» Гавайев и Исландии, предполагается наличие доменов протопланетного вещества в нижней мантии [2]. Неоднородность строения различных уровней коры, мантии и ядра Земли определяют некоторую условность их деления на отдельные слои с учетом различной природы их границ (фазовые переходы, возможные различия вещественного состава и физического состояния). Одновременно неоднородность уровней, так же как и сложные пространственно-временные взаимоотношения, во многом определяют нелинейный характер развития процесса глубинной дифференциации. В пределах внутреннего строения диссипативной системе Земли, отчетливо выражена тенденция нарастания снизу вверх градиентной неоднородности.

Глубинное строение и модели литосферы юга ДВ

Для характеристики глубинного строения литосферы строились параметрические модели (Δg, ΔТ, $V_ρ$, ρ) юга ДВ с использованием карт Δg в редукции Буге с различными вариациями радиусов осреднения, трансформаций, карт ΔТ, профильных ГСЗ, МТЗ, МОВЗ и петрофизических исследований. Модели литосферы юга ДВ строились как многослойные на основе существующих концепций [1; 5] с учетом выявленных в последнее время неоднородностей Земли в целом как по латерали, так и по вертикали.

Литосфера Дальневосточного региона, по данным глубинных геофизических исследований, разделена на три реологических слоя: «гранитный», «базальтовый» (консолидированная кора) и литосферной мантии. Кроме того, в верхней части консолидированной коры выделяются вулканогенно-осадочный чехол и метаморфический слой, которые играют также заметную роль в строении литосферы. По данным МОВЗ, МТЗ по профильным исследованиям для окраины Азии установлено залегание астеносферы на глубинах 80-170 км. Она характеризуется низкими скоростями и высокой электрической проводимостью. Минимальное погружение ее фиксируется, в зонах восходящих плюмов в пределах Куканского и Торомского глубинных разломов, где она проявлена на глубинах 90 км и выше. Астеносфера наиболее четко выделяется в пределах Сихотэ-Алинской ГС, под Буреинским массивом она картируется отдельными фрагментами, что, вероятно, связано с интенсивными процессами деструкции среды.

Литосфера Дальневосточного региона помимо тектонореологической расслоенности характеризуется слоисто–блоковой (фрактальной) дискретностью, проявляющейся в резкой горизонтальной изменчивости физических параметров консолидированной коры и осадочного чехла, приуроченного к межблоковым структурам. Блоковая дискретность строения исследуемого региона была выявлена авторами при анализе его тектоники по геофизическим (Δg, ΔТ, ГСЗ, МТЗ), геологическим и морфометрическим данным, лежащим в средней области спектра 25–60 км. Площадь блоков варьирует в

широком диапазоне от 2500 кв.км до 1000000 кв.км и более. Ранжирование тектонических блоков в зависимости от их размерности выполнено по шести уровням, отличающимся в известной степени автономностью в строении и развитии. За нижний уровень делимости блоков приняты блоки размером 2500 кв.км, второй уровень 5000 кв.км, третий 10000 кв.км, четвертый –20000 кв.км, пятый–50000 кв.км, шестой–100000 кв. км и более.

В плотностной модели гравитационные аномалии в региональном плане отражают изменение строение земной коры, при этом наиболее существенный вклад в величину поля вносит фундамент кристаллических пород, нижняя кора с поверхностью Мохо и литосферная мантия. Анализ гравитационных аномалий позволил выявить плотностные неоднородности в литосфере региона. На графике Δg на приведенной модели, наиболее интенсивный минимум силы тяжести приурочен к Баджальскому, менее интенсивные к Сихотэ-Алинскому и Комсомольскому оловорудным районам (рис.1). Региональные экстремумы на графиках Δg фиксируют соответственно литосферные и коровые неоднородности, представляющие собой тектонические системы и крупные структурные элементы земной коры (прогибы и поднятия) в регионе. Аномалии Δg более высоких порядков соответствуют менее крупным неоднородностям отдельных слоев земной коры. В плотностной модели положение гранито-метаморфического и гранулит-базитового слоёв определялось по корреляционной зависимости плотности и скорости. В связи с этим изменение плотности с глубиной, может быть апроксимировано линейной зависимостью $\sigma=\sigma_o+Kh$, где σ_o –плотность на глубине h, К-вертикальный градиент плотности. Оценить его величину можно для каждого слоя, но в целом, для консолидированной коры его можно определить, исходя из средней плотности 2,7 г/см^3 для верхней части коры и 3,0 г/см^3 на границе Мохо. При средней мощности коры 35 км вертикальный градиент составит 0,008 г/см^3. При определении плотности при росте давления с глубиной для химически однородного вещества, использовалось уравнения Адамса -Вильямса [3].

В сейсмической модели для Дальневосточного региона пределы колебания скорости на границе кристаллического фундамента, по данным ГСЗ, составляют 5,9–6,3 км/с. Таким скоростям должны соответствовать плотности для интрузивных пород–2,58–2,73 г/см^3, для метаморфических–2,69–2,80 г/см^3. В этом интервале скоростей выделяется низкоскоростной слой консолидированной коры со скоростью 5,9–6,1 км/с и высокоскоростной 6,0–6,3 км/с и отвечающие им соответственно плотности 2,72 и 2,75 г/см^3. Инверсная сейсмическая зона между границами $К_1$ и $К_2$ может быть связана с вещественным (гранитизация, серпентинизация) составом, хрупкой деструкцией пород в условиях повышенных температур и аномальных градиентов в тектонически напряженных слоях. На границе Мохо отмечается резкий скачок скорости, вероятно, обусловленный разным состоянием пород, выше они находятся в хрупко-дилатансионном, ниже– в пластическом в состоянии.

На построенной сейсмической модели выделено три сейсмических слоя в консолидированной коре: верхний, промежуточный и нижний. Они разделены границами $К_1$ и $К_2$. В верхнем слое скорость нарастает до границы $К_1$, которая ведет себя как граница второго рода, затем резко падает, часто наблюдается инверсия скорости. Граница $К_1$, или Ферча, является волноводом, обусловленным системой наклонных выполаживающихся зон, которые выше его вертикальны [3,6]. Для исследуемого региона граница $К_1$ фиксируется для жестких массивов на глубинах 8-10 км с граничной скоростью 5,9-6,3 км., выделяется она не повсеместно. От границы $К_2$ вновь происходит нарастание скорости до границы Мохо, почти с таким же градиентом, как в верхнем слое. Промежуточный слой отображается зоной пониженных скоростей, но фиксируется он не во всех регионах. Так в США [3], этой зоны нет в разрезах земной коры: Берегового хребта, Сьера Невада, плато Колорадо, отсутствует она и в Узбекистане.

По мнению В.Н. Николаевского [7], волноводы это псевдопластичные слои, которые чередуются с хрупкими слоями, образуя слоистую реологическую структуру, обусловленную дилатансионным механизмом разрушения горных пород. При этом процесс образования слоистости, наиболее мобильный при наличии жидких и газовых включений, формирует новые текстурные и структурные формы вещества, отличные от наблюдаемых на поверхности. В связи с этим, скачки скорости сейсмических волн не обязательно должны соответствовать скачкам плотности.

В магнитометрической модели выполненные расчеты глубин залегания верхних и нижних кромок магнитовозмущающих тел Дальневосточного региона дают сведения о насыщенности магнитными массами, в основном в верхней части гранитно-метаморфического слоя земной коры, залегающих на глубине 5–15 км. В пределах Буреинского массива нижние кромки магнитоактивных тел предположительно соответствуют подошве верхней коры (границе Конрада). Аномальное магнитное поле региона разделено на ряд областей, отличающихся своими магнитными характеристиками, степенью насыщенности консолидированной коры магнитными телами.

Геоэлектрическая модель литосферы базируется на данных МТЗ. При магнитотеллурических исследованиях, при построении глубинных геоэлектрических разрезов используется параметр электропроводности, получаемый в результате интерпретации кривых кажущегося сопротивления, в связи с этим возникает проблема удельных и интегральных характеристик среды. Согласно построенным диаграммам электропроводность пород весьма существенно зависит от температуры и давления внутри Земли. Ещё сильнее электрическая проводимость реагирует на изменение фазового состояния вещества, в частности, на переход твердой породы в расплав. В связи с этим, глубинная электрическая модель тесно связана с метасоматическими и флюидными процессами, происходящими в недрах Земли.

В пределах континентальной части Востока РФ, Сахалина и Камчатки в земной коре и верхней мантии на глубине 20-40, 100-150 км и ориентировочно 400 км выделяются токопроводящие слои. Верхний из них имеет преимущественно локальное развитие, второй характерен для всей Азиатско-Тихоокеанской активной окраины, третий относится к числу планетарных явлений. Второй слой воздымается по направлению к Тихому океану, от глубины 100-120 км в пределах континентальной части до 70-80 км, под Южными Курильскими островами. Токопроводящие слои выделяются также под Японскими островами и прилегающими к ним акваториями Японского моря. Глубина залегания верхнего слоя варьирует от 50 км до 200 км.

По данным глубинных геофизических исследований и анализа сейсмоактивных зон, в юго-восточной части Буреинского массива имело место развитие континентальных рифтов – это активизированная зона Тан-Лу. Протяженность зоны составляет более 2500 км, она контролирует развитие горстов и грабенов в Китае и на юге Дальнего Востока Рифт зарождался на юге Китая, на границе северной и южной платформ [6] о чем свидетельствует его веерообразное строение в пределах Северо-Восточного Китая и Буреинского массива. Наибольший интерес представляет морфология палеорифтовой зоны Тан-Лу (Куканская) по данным МОВЗ и МТЗ на востоке Хинганского рудного района. На построенной авторами модели Хинганского района по конфигурации изолиний ρ (МТЗ) и инверсных границ выделяется Кульдуро-Биджанская ослабленная зона до глубины 80 км. На разрезах ρ(h), построенных методом трансформации Молочного–Ле Вьета, удельное сопротивление изменяется от 20 до 100 Ом·м. Западная его часть ограничивается Кульдурской, Восточно-Курской зонами глубинных разломов (входящих в рифтовую систему Тан-Лу), ширина зоны около 75 км. Столбообразная форма изолиний ρ (h) электропроводящей зоны, подчеркивает ее диапировый характер. Природа зон

подобного типа, многими исследователями связывается с ионной электропроводностью, обеспечиваемой флюидами, которые могут выделяться при дегидратации или иметь мантийное происхождение в результате субдукции океанической коры и последующей релаксации и «всплывания» магматических растворов.

Выделяемая плюмовая структура согласно приведенной градации по S-проводимости может быть отнесена к области слабо или умеренно развитой астеносферы. Восточный фланг на глубине 40–60 км выполаживается, и она обособляется на две коромантийные диапировые структуры. Первая (Биджанская) имеет высокие сопротивления, а вторая (Кульдурская) непосредственно находящаяся под восточной окраиной Хингано-Олонойской вулкано-тектонической структуры (ВТС), отмечается низкими значениями сопротивлений. В первом случае это «отмирающий» канал, во втором – действующий, по которому происходило движение рудно-магматических растворов. По своей морфологии и набору структурно-формационных элементов первая может представлять собой зону субдукции. На геологической карте масштаба 1:2500000 здесь выделяются: внешняя дуга, представленная андезитами, междуговой Бирский прогиб, внутренняя вулканическая дуга (андезиты), слабовыраженный тыловой прогиб и краевой Хингано-Баджальский вулканический пояс.

Геотермическая модель характеризует тепловой поток режима земной коры и верхней мантии, его взаимосвязи с геофизическими полями и составом литосферы, позволяет понять механизм формирования тектонических, сейсмических, вулканических, метаморфических и др. глубинных процессов. Исследуемый регион включает разнообразные по возрасту, тектоническим преобразованиям и геодинамическому режиму геологические структуры. Для молодых осадочных бассейнов (Средне-Амурской, Удыль-Кизинской, Партизанской и др.) характерны пониженные значения теплового потока (25--50 мВт/м2) и относительно высокие значения геотермического градиента (25-40º С/км). На северо-западе региона по субмеридиональному профилю п.Тыгда - п.Горный - оз. Токо выявлены аномально высокие значения теплового потока (80-90 мВт/м2), возможно связанного с формированием рифта на сочленении Евразийской плиты и Амурской микроплиты. В целом юг Дальневосточного региона характеризуется невысоким ТП, за исключением зоны Татарского пролива, Тумнинской геотермальной зоны, Верхнебуреинского прогиба и наиболее погруженной части Амуро-Зейской впадины, обусловленной резко нестационарным тепловым режимом литосферы. Средняя величина теплового потока для Приамурья составляет 51 мВт/м^2, Сахалина-76 мВт/м^2,Охотского моря-79 мВт/м^2 [4]. Значение температур в земной коре на глубине до 10 км изменяется от 150 ºС до 200ºС; по поверхности фундамента от 57-80ºС до 200ºС; температурный градиент – 30-40ºС. Особое место в геотермическом режиме региона занимает зона Татарского пролива с резко повышенной величиной теплового потока (75-200 мВТ/м^2), возможно связанного с проявлением здесь мантийного плюма.

Комплексная геолого-геофизическая модель литосферы юга ДВ (рис.1) носит обобщенный характер в отличие от плотностной, сейсмической, магнитометрической, геоэлектрической, геотермической и построена на большие глубины. Основной задачей при построении комплексной модели было наполнение ее вещественным составом, главным образом, литосферной, так как его состав изучен крайне слабо. По совокупности определенных величин Vp, σ, ρ литосферных слоев и результатам петрофизических измерений образцов, для литосферных слоев и их блоков проводилось идентификация пород, слагающих каждый блок.

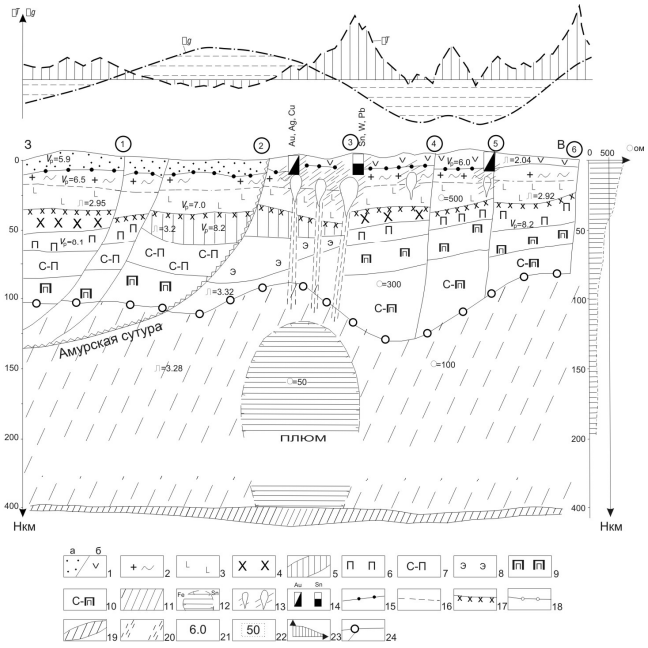


Рис.1. Комплексная геолого-геофизическая модель тектоносферы юга ДВ.
(с привлечением материалов Ю.Ф. Малышева. В.Я. Подгорного, В.Е.Кузнецова)
1-3-вещественный состав слоев консолидированной коры: 1-осадочно(а)-вулканический (б), 2-гранитно-гнейсовый, 3-базальтовый, 4-10-вещественный состав нижнего литосферного слоя: 4-шпинель-перидотитовый, 5-гранат-шпинель-пироксеновый, 6-пироксеновый, 7-гранат-пироксеновый, 8-эклогитовый, 9-перидотитовый, 10-гранат-перидотитовый, 11-астеносфера, 12-плюм, несущий рудную минерализацию fe, au, sn, cu и др.13- зоны проницаемых флюидных, магматических потоков, 14-рудоносные системы: а-оловоносные, б-золотоносные, 15-18-границы литосферных слоев: 15-осадочно-вулканического, 16-гранито-гнейсового (конрада), 17-мохо, 18-астеносферы, 19-зоны фазовых переходов (пироксен>гранат и оливин >рингвудит >мейджорит), 20-предполагаемые каналырудоносных систем, 21-средние значения vp км\с для слоя, 22-среднее значение р для слоя (по данным мтз), 23-кривая распределения р с глубиной по данным мтз, 24-глубинные разломы и их названия: 1-куканский, 2-западно-сихотэ-алинский, 3-центрально-сихотэалинский, 4-верхне-анюйский, 5- восточно-сихотэалинский, 6-татарский.

По величине скоростных и плотностных характеристик с учетом геологических данных и общих представлений уточнялся преимущественный вещественный состав пород каждого блока слоя.

На построенной комплексной геолого-геофизической модели литосферы юга ДВ характерно проявление слоистости с выделением осадочно-вулканического, гранитно-гнейсового, базальтового слоев и литосферной мантии. Последний, имеющий значительную мощность, представлен серией слоев: шпинель перидотитового, гранат-шпинель-пироксенового, пироксенового, гранат-пироксенового, эклогитового и перидотитового состава.

Заключение

Слоистый характер литосферы усложняется серией глубинных разломов, выделенных по данным комплексных геофизических исследований и она приобретает слоисто-блоковый характер. Граница между Тихоокеанским (ТП) и Центрально-Азиатским (ЦАП) поясами наиболее четко находит отображение в сейсмических разрезах МОВЗ, ГСЗ и частично МТЗ. На изолиниях плотности точек обмена, где инверсные сейсмические границы образуют пакет горизонтальных границ, нарастающих на глубину (до 150 км) в сторону Буреинского массива. По развитию инверсных границ, сочленение ТП и ЦАП происходит по серии листрических разломов, представляющих собой сутуру. Кроме того, структура литосферы усложняется наличием плюмов, которые вносит изменения не только в структуру литосферы, но астеносферы. В объемной модели литосферы юга ДВ доминирует слоистая структура, с проявлением террейнов, поясов наложенных структур.

Литература

1. *Белоусов В.В.* Переходныезоны между континентами и океанами. М. Недра,1982.с.150.
2. *Блюман Б.А.* Основные геодинамические концептуальныеследствиянеоднородности Земли.//Тектоника и геодинамика континентальной литосферы.М. Геос,2003.С.40-43.
3. *Брянский Л.И.* Плотностная структура земной коры и верхней мантии Восточной окраины Азиатского континента. Владивосток. Дальнаука,1995.С92-110.
4. *Горнов П.Ю.* Тепловой режим земной коры Дальнего Востока России.//Закономерности строения и и эволюция геосфер.ХАБАРОВСК,1998.с86-69.
5. *Моисеенко Ф.С.* Геолого-геофизическая модель земной коры с учетом данных Кольской сверхглубинной скважины. Вестник ЛГУ. Сер.7.вып.4.1986. С.9-15.
6. *Копылов М.И.* Комплексные геолого-геофизические модели литосферы юга Дальнего Востока.//Актуальные проблемы геологии и геофизики. Ташкент «ФАН».2007.С.42-45.
7. *Николаевский В.П., Шаров В.И.* Разломы и реологическая расслоенность земной коры. //Изв. АН СССР.Физ.Земли.1985.№1.С.16-25.

О ВОЗРАСТЕ ГЛАВНЫХ ЭТАПОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ НОВОЙ ЗЕМЛИ (В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ ПО ГЕОХРОНОМЕТРИИ ЦИРКОНОВ)

Кораго Е.А.[а], Ковалева Г.Н.[а], Косько М.К. [а], Д.Джи[б], Гольцин В.Н.[в], Ларионов А.Н.[в], Н.Н.Соболев[3]

[а] *Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. Академика И.С.Грамберга Санкт-Петербург, Россия,*
[б] *Уппсальский университет, Департамент наук о Земле, Швеция,*
[в] *Всероссийский геологический научно-исследовательский институт им. А.П.Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия*

В геологической истории Новой Земли выделяются, по крайней мере, два этапа орогенеза [1,4]: предордовикский (тиманский) и постраннетриасовый (раннекиммерийский). Первый выражен на юге архипелага угловым и азимутальным несогласием между верхнепротерозойско-(нижнекембрийскими) и нижне-среднеордовикскими слоями, а также присутствием на юго-западе о. Северный гранитов, перекрытых силурийскими осадками и содержащих допалеозойские («тиманские») цирконы. U-Pb датирование детритовых цирконов юга Новой Земли показало [7], что наиболее молодые их зёрна из доордовикских отложений имеют возраст 520, а из отложений ордовика (выше несогласия) – 500 и 490млн. лет при пиках возрастов – 600-530 и 600-505млн. лет соответственно. Из этого как будто следует, что временной перерыв в осадконакоплении здесь был относительно незначителен. Однако поскольку доордовикские отложения по составу обломочного материала являются продуктами разрушения островных дуг и формировались в задуговом бассейне, а поставщиками обломочного материала могли быть только реликты островных дуг, известные в разрезах докембрия Пай-Хоя либо вскрытые бурением в Тимано-Печорской области, где неизвестно магматических пород со столь молодыми цирконами, то возникают сомнения в безоговорочной безгрешности метода и делать вывод о кратковременности перерыва в осадконакоплении преждевременно.

О раннекиммерийском орогенезе свидетельствует то обстоятельство, что в строении складчатых структур участвуют совместно деформированные палеозойские и нижнетриасовые образования. Вместе с тем, до настоящего времени спорными являются представления о возрасте допалеозойского фундамента и возрастном диапазоне проявления окончательного структурообразующего орогенеза, как и о времени проявления других более ранних предположительно структурообразующих этапов. Полученные данные по изотопному датированию цирконов из магматических и осадочных пород вместе с имеющиеся ранее неопубликованными результатами геохронометрического датирования позволяют внести некоторые коррективы в устоявшиеся представления.

I. О возрасте допалеозойского фундамента.

После проведения на Новой Земле группового среднемасштабного геологического картирования и сопутствующих тематических исследований (1978-1990 годы) сложилось мнение, что в строении фундамента архипелага участвуют два разновозрастных блока: Южный позднебайкальский (тиманский) и Северный более древний [5]. Граница блоков линейная, хорошо выражена в потенциальных геофизических полях; имеет северо-западную ориентировку, совпадая с т.н. Байдарацким глубинным разломом. Если в Южном блоке четко проявлено предордовикское несогласие с выпадением части кембрия, то в Северном блоке присутствует (и, предположительно, в полном объеме) фаунистически охарактеризованный кембрий. При этом, на крайнем севере Новой Земли он, как будто, без видимого углового несогласия

перекрывает докембрийские терригенные толщи, близкие таковым юга архипелага. Кроме того, на юго-западе о. Северный в губе Сев. Сульменёвой известен небольшой тектонический блок пород, регионально(?) метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации. U-Pb возраст этих пород (аналитик А.П. Чухонин, ВСЕГЕИ, 1985г; метод термо-ионной эмиссии из микронавесок циркона) составляет 1550±80 и 1490±100 млн. лет, а прорывающих и насыщающих их гранитоидных даек и инъекций - 1300±90 млн. лет. Исходя из приведённых сведений возраст всего блока, находящегося севернее продолжения Байдарацкого разлома был принят условно досреднерифейским (?). K-Ar возраст мусковита из этих же гранитов составляет 584±27млн. лет (И.А. Загрузина, ВСЕГЕИ, 1985г).

На Тектонической карте Баренцева моря и севера Европейской части России [6] северный блок включен в состав Свальбардской плиты с гренвильским основанием. Позднее В.В. Орго [3], а затем И.Ю. Винокуровым с соавторами [2] была представлена модель, согласно которой фундамент Новой Земли состоит из трёх разновозрастных блоков (террейнов) – Южного (в тех же границах и того же возраста, что и в прежних схемах), Центрального, охватывающего бóльшую часть архипелага к северу от продолжения Байдарацого разлома, с гренвильским (или готским?) возрастом, и Северного, включающего северную оконечность Новой Земли приблизительно севернее 76°с.ш. Возраст фундамента Северного блока, как части Карского блока, принят дорифейским, а также на том основании, что здесь «фиксируется непрерывный разрез осадков… от *среднего* рифея по пермь» [2]. Следует заметить, что никаких сведений о присутствии в разрезе отложений древнее позднего рифея-венда (наши сборы, определения микрофоссилий Н.С. Михайловой, ИГиГД, Ленинград) нет.

Последующие геохронометрические определения, выполненные из метаморфических пород и прорывающих их гранитоидов района губы Сев. Сульменёвой различными методами, помимо единичных гренвильских и более древних возрастных пиков дают преимущественно байкальские (тиманские) возраста. Интересен и тот факт, что из заведомо фанерозойских по геологическим данным образований (например, из жил гранитов, прорывающих и метаморфизующих верхнедевонские вулканогенно-осадочные образования и силлы долеритов района губы Сев. Сульменёвой, а также из самих силлов, насыщающих верхнедевонские слои в районе губы Машигина) получены только тиманские датировки цирконов. Цирконы из упомянутых выше гранитоидов Митюшева Камня, перекрытых аркозовыми псефито-псаммитовыми осадками силура, возможно, с корой выветривания в основании, также имеют тиманские возраста. Несмотря на то, что эти граниты расположены севернее Байдарацкого разлома, т.е. в пределах более древнего (как ранее предполагалось) Северного блока, ранее мы связывали их внедрение с тиманской орогенией Южного блока. Более того, K-Ar возраст ксенолита пироксенитов из молодого (1.6млн. лет) вулкана на востоке о. Северный оценен И.А.Загрузиной (ВСЕГЕИ, 1985г) в 600млн. лет.

В свете изложенных выше данных по геохронометрии цирконов, возраст фундамента Северного блока следует считать преимущественно байкальским (тиманским). Вместе с тем, скорее всего, в него впаяны блоки более древнего, в частности, гренвильского, субстрата, иначе сложно объяснить отсутствие видимого углового несогласия между кембрийскими и подстилающими их допалеозойскими отложениями на крайнем северо-западе архипелага в районе залива Иностранцева. В связи с этим, встаёт вопрос о границах допалеозойских Свальбардской (гренвильской) и Тимано-Печорской (предордовикской) плит. Первая из них была существенно переработана каледонской орогенией. По-видимому, её крайним восточным форпостом (микроконтинентом?) в Баренцевом море является Адмиралтейское поднятие, которое, уже начиная с кембрия, поставляло обломочный материал в более восточные районы, что запечатлено в осадочных разрезах центральных областей

Новой Земли. Так, в отложениях ордовика-силура мыса Сахарова присутствуют единичные цирконы с каледонскими датировками, а из гранитоидного валуна конгломератов силура юго-запада Северного острова Новой Земли получена датировка циркона 479млн. лет. Имеющиеся скудные данные по Земле Франца-Иосифа (Ar-Ar возраст слюды из филлитов, резко несогласно перекрытых отложениями карбона) указывают на байкальский возраст фундамента. Соответственно, в первом приближении, граница Свальбардской плиты проходит западнее Новой Земли, вероятно включая и часть акватории, отвечающей Восточно-Баренцевскому мегапрогибу, и далее следится к западу? от Земли Франца-Иосифа, а Байдарацкий разлом в этой части разграничивает байкалиды (тиманиды) Тимано-Печорской области и байкалиды Северного блока с многочисленными блоками более ранней консолидации.

II. О возрастном диапазоне проявления окончательного структурообразующего орогенеза.

Относительный диапазон проявления окончательного структурообразующего орогенеза в Пайхойско-Новоземельской складчатой системе устанавливается на основании перекрытия на Пай-Хое деформированных совместно с палеозоем триасовых слоёв субгоризонтально залегающими чехольными осадками средней-верхней юры. Более узкие возрастные рамки устанавливаются по геохронометрии цирконов из коллизионных гранитов и постколлизионных даек, а также по Ar/Ar и K/Ar датированию пород и минералов. Тела молодых гранитоидов известны вдоль восточного и западного побережий о. Северный. Их внедрение на востоке архипелага проходило в две фазы, датированные U-Pb методом по циркону соответственно (ЦИИ ВСЕГЕИ, А.Н.Ларионов, SIMS): Iфаза (2010г) - 251±2 и IIфаза (2006г) -249±1.1млн. лет, т.е. границей перми-триаса и индским веком. Ar/Ar возраст биотитов из гранитов IIфазы (П.Копленд, Хьюстон, США, 1996г) несколько более молодой - 244±0.8млн. лет. Ещё более молодые возраста получены K/Ar методом (ВСЕГЕИ, И.А.Загрузина, 1985г) - 196±11млн. лет по валу и 213±11млн. лет по биотиту.

Ar/Ar возраст гранитов запада Новой Земли по калиевому полевому шпату (П.Копленд, Хьюстон, США, 1996г) -, а K/Ar датировки по валовому составу гранитов (ВСЕГЕИ, И. Полевая, 50-ые годы XX века) – от 240-230 до 180млн. лет. Наиболее молодая Ar/Ar датировка из посторогенных даек щелочных габброидов севера о. Южный – 218.8±1.4млн. лет.

Заметим, что нередко при заключении об U-Pb возрасте образцов из пород губы Сев. Сульменёвой и Митюшева Камня аналитики приводят помимо байкальских и молодые датировки (от 235±11 до 189±22, а, в одном случае, даже 89±42 млн. лет). Эти молодые датировки аналитик И. Уолкер (Хьюстон, США), как правило, сопровождает комментарием: «могут не иметь геологического значения». Из одной пробы гранита (район Митюшева Камня, залив Енисей), визуально близкого по облику гранитам, прорывающим фаунистически охарактеризованные нижнедевонские известняки, помимо байкальских (от 719.9±3.3 до 725.7±3.2 млн. лет) цирконов, присутствуют единичные цирконы с возрастом 215-220млн. лет. Такая заражённость палеозойских и мезозойских магматических пород центральных районов архипелага байкальскими цирконами лишний раз свидетельствует в пользу вывода о преимущественно байкальском возрасте фундамента.

Возрастной диапазон проявления окончательного структурообразующего орогенеза в Пайхойско-Новоземельской складчатой системе, принимая во внимание изложенные выше сведения и K-Ar датировки торасовейского монцонит-сиенитового комплекса на Карском побережье Пай-Хоя (272-218млн. лет по валовому составу и 250±9, 244±5, 239±9 и 230±9млн. лет по биотиту), охватывает интервал от 260-255 до 230-190 (?) млн. лет. Вместе с тем, кульминация орогенических событий, судя по U-Pb датировкам восточного берега о. Северный, была достаточно кратковременной (возраст I-гранитов - 251±2, а S-гранитов -249±1.1млн. лет). K-Ar датировки, как правило, чутко

реагируют на все последующие тектоно-термальные события и позволяют оценивать возрастной диапазон орогенеза вплоть до конца триаса, тем более, что на западе архипелага в зоне т.н. Главного Новоземельского разлома проявлены и многочисленны молодые тектонические подвижки с зонами милонитизации и катаклаза, в том числе, - и в гранитоидах, прорывающих верхний палеозой.

Однако Ar/Ar возраст гранитов (256±2млн. лет) запада Новой Земли не вписываются в представления об общем направлении коллизии с востока на запад. К тому же недавно из этих же гранитов, прорывающих и метаморфизующих нижнедевонские известняки и не отличимых от гранитов, рассекающих в зоне этого же разлома отложения вплоть до пермских, была получена U-Pb датировка (А.Н. Ларионов, 2010г) 382±3млн. лет. Это время (самый конец живета и ранний фран) на Новой Земле ознаменовалось базальтовым существенно толеитовым магматизмом (близким магматизму Канино-Тиманском региона), который фиксировал рифтогенный этап и заложение в Пайхойско-Новоземельском регионе новой структурно-формационной зональности с превалированием в западных районах – карбонатного, а в восточных районах карбонатно(с родохрозитами)-кремнисто-глинистого осадконакопления, сменившегося в середине перми флишем, а затем (в самом конце перми- начале триаса) молассоидами. Если доверять этой цифре, то появление на крайнем западе Новой Земли позднекаледонско-элсмирских гранитов объяснить очень трудно.

Выводы

1. Данные по геохронометрии цирконов из допалеозойских и более молодых образований свидетельствуют о преимущественно байкальском возрасте фундамента на Новой Земле. Байдарацкий разлом разделяет Южный байкальский (тиманский) блок и более Северный также байкальский блок, но содержащий многочисленные мелкие блоки преимущественно гренвильской консолидации.

2. Граница гренвильской Свальбардской плиты, существенно переработанной каледонскими событиями, и более западной Баренцево-Южнокарской плиты с гетерогенным, но преимущественно байкальским фундаментом, проходит, вероятно, западнее Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Из этого следует, что если рассматривать участки отсутствия гранито-метаморфического слоя в этом мегапрогибе в качестве реликтов древнего океана (что, с нашей точки зрения, неверно), то эти реликты океана байкальского (тиманского) возраста.

3. Судя по U-Pb возрасту цирконов из двухфазного гранитоидного массива на востоке о. Северный Новой Земли пик коллизионных событий был кратковременен – не более 2млн. лет, а время последующих менее значительных структурообразующих событий, выраженных тектоно-термальными преобразованиями K-Ar систем, охватывало значительный возрастной диапазон – до 50млн. лет.

4. Ряд данных U-Pb датирования цирконов вызывает сомнения в «безгрешности» метода SHRIMP; в частности получения возрастов цирконов, не имеющих возрастных магматических аналогов в природе, но основании чего, например, делаются выводы о сравнительной кратковременности предордовикского перерыва в осадконакоплении на Новой Земле и этот перерыв коррелируется по времени с перерывом внутри низов палеозоя Северной Земли [7].

Литература

1. *Бондарев В.И.* Пайхойско-Новоземельская складчатая система// Тектоника Европы. М., 1964. С. 255-259.
2. *Винокуров И.Ю., Каленич А.П., Егоров А.С.* Особенности глубинного строения и геодинамики Баренцево-Карского региона// Свзь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы XIV междунар. конференции. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. 1часть. 2008. С. 95-98.
3. *Каленич А.П., Орго В.В., Соболев Н.Н. и др.* Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минерагения/ СПб, ВНИИОкеангеология. 2004. 174с.

4. *Ковалёва Г.Н.* История становления тектонической структуры Южного острова Новой Земли. – Автореферат кандид. дисс. М., 1984. 16с.
5. *Кораго Е.А., Ковалёва Г.Н., Ильин В.Ф., Павлов Л.Г.* Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли. СПб, Недра. 1992. 196с.
6. Тектоническая карта Баренцева моря и Севера Европейской части России/ Ред. Н.А.Богданов, В.Е. Хаин. М., ИЛ РАН. 1996. 101с.
7. *Pease V., Scott R.A.* Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Paleozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr// Journal of the Geological Society, London. Vol. 166, 2009/ pp. 517-527.

«ЖИВОЕ ВЕЩЕСТВО» КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ ЭЛЕМЕНТНЫХ СОСТАВОВ ЛИТОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

Корж В.Д.

Учреждение Российской Академии Наук Институт Океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Россия (okean41@mail.ru)

В работе [1] В.И.Вернадский писал: «Биосфера включает в себя земную тропосферу, океаны и тонкую пленку в континентальных областях, уходящую на глубину не менее, чем на три километра. Человек стремится увеличить размеры биосферы. Биосферу определяют как область жизни, однако более точно ее следует определить как оболочку, в которой могут происходить изменения, вызванные приходящим солнечным излучением. Вещество, составляющее биосферу, существенно неоднородно, и мы различаем косное и живое вещество. Косное вещество резко преобладает по массе и объему. Происходит непрерывная миграция атомов из косного вещества биосферы в живое и обратно.…**Живое вещество** охватывает и регулирует в области биосферы все или почти все химические элементы. Они все нужны для жизни и все попадают в состав организма *не случайно*. Нет особых, жизни свойственных элементов. Есть господствующие. ***Жизнь есть планетное явление* и определяет основным образом химизм, миграцию химических элементов верхней земной оболочки – биосферы, *миграцию всех химических элементов*».**

Определение элементного состава и свойств биосферы является одной из наиболее актуальных и сложных проблем, сформулированных В.И.Вернадским [1]. Ключевым моментом исследования специфики формирования элементного состава биосферы является определение закономерностей перераспределения средних концентраций элементов между различными фазами: твердой - жидкой - газообразной (литосфера - гидросфера - атмосфера), происходящего в результате глобального непрерывного процесса переработки косной материи живым веществом. Наша задача - исследовать такой процесс в системе литосфера - гидросфера с учетом интегрального участия в этом процессе живого вещества. При этом необходимо учитывать, что различие между элементными составами протолитосферы и биосферы возможно определить лишь при условии нахождения закономерностей эволюции элементного состава биосферы.

В последние годы появились работы по исследованию эволюции геологических процессов в истории земли [2, 12, 13], эволюции морских осадков и осадочных пород [9, 11], химической эволюции гидросферы [10]. Наша работа по исследованию эволюции элементного состава биосферы (литосферы, гидросферы) является первой попыткой решить эту проблему, используя современные методологические принципы [4].

Элементный состав мы рассматриваем как целостную систему, обладающую собственным уровнем организации и эмерджентностью, т.е. несводимостью свойств системы к сумме свойств элементов ее составляющих. Проходя через «живое вещество», косная материя изменяется в сторону уменьшения хаоса и образования новой структуры. В этом процессе особую роль играет совокупность взаимоотношений элементов структуры (системы). Следовательно, используемая методология предполагает подчиненность элементов системы общим законам эволюции системы.

А.П. Виноградовым опубликованы данные о содержании химических элементов в главных типах пород земной коры и в каменных метеоритах [3], которые легли в основу наших построений. Графический способ сопоставления среднего элементного состава каменных метеоритов и литосферы, представленный на рис.1 приводит к выявлению следующих групп элементов: $C_{мет.} >> C_{лит.}$ - всего 11 элементов, $C_{мет.} \sim C_{лит.}$ - 18 элементов и $C_{мет.} << C_{лит.}$ – 42 элемента. Коэффициент корреляции между

представленными в логарифмической форме концентрациями элементов в протопланетном веществе и в литосфере для 71 изученного химического элемента равен 0,87. Тангенс угла наклона регрессионной прямой равен 0,75. Это численное значение тангенса является количественной оценкой фактора нелинейности общего процесса эволюции элементного состава в системе протолитосфера – «живое вещество» – биосфера

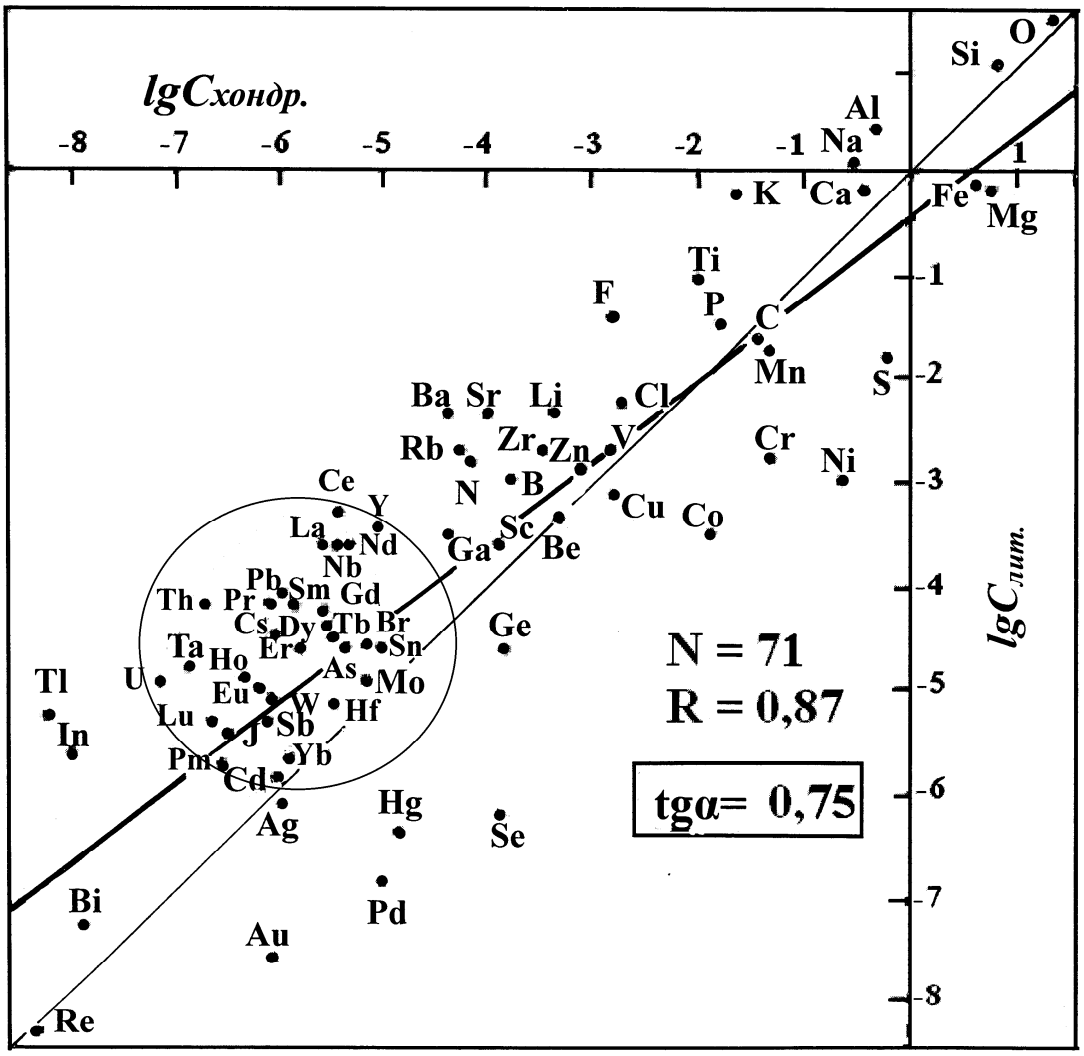


Рис. 1. Соотношение между концентрациями элементов в хондритах и литосфере

Установленная закономерность позволяет количественно оценить тенденцию процесса переработки косной материи «живым веществом» на поверхности Земли. Этот процесс приводит к общему относительному увеличению в твердой фазе концентраций химических элементов по мере уменьшения их распространенности в окружающей среде [8, 14]. Следовательно, перевод химических элементов в менее растворимое соединение - это общая специфическая реакция "живого вещества" на дефицит их концентраций в среде обитания.

Новый подход к исследованию элементного состава литосферы позволил объяснить закономерность, выявленную А.П.Виноградовым [2]: изотопы, содержащиеся в меньших концентрациях в изотопной смеси, в общем более активно "накапливаются в породах, лежащих ближе к поверхности Земли". Элементный и изотопный составы поверхности литосферы закономерно отличаются от таковых в глубинных ее слоях. На это указывал В.И.Вернадский в работе "О геохимическом

равновесии биосферы". Поскольку изученность элементного состава поверхностного слоя литосферы значительно превосходит изученность глубинных слоев, есть основание полагать, что средний элементный состав литосферы, представленный в работе Виноградова [3], отвечает в основном среднему составу биосферы.

При изучении закономерностей формирования элементного состава гидросферы воспользуемся, так же как и в случае исследования литосферы, методологией синергетического подхода. Оставив в стороне вопрос о процессах в отдельных частях системы, будем оперировать только понятиями "вход-выход". Океан мы рассматриваем как сложную открытую саморазвивающуюся систему с процессами трансформации вещества, на геохимических барьерах река-море и океан-атмосфера (места «сгущения жизни» [5-7].

График зависимости среднего элементного состава океанской и речной воды представлен на рис.2. При количестве изученных элементов, равном 64, коэффициент корреляции равен 0,94. Линия, соответствующая уравнению, полученному методом линейной регрессии, составляет с осью абсцисс угол 34°, tg α = 0,67. Обращает на себя внимание тот факт, что все элементы расположены по одну сторону от линии (или на самой линии), образующей с осью абсцисс угол, тангенс которого равен 0,70.

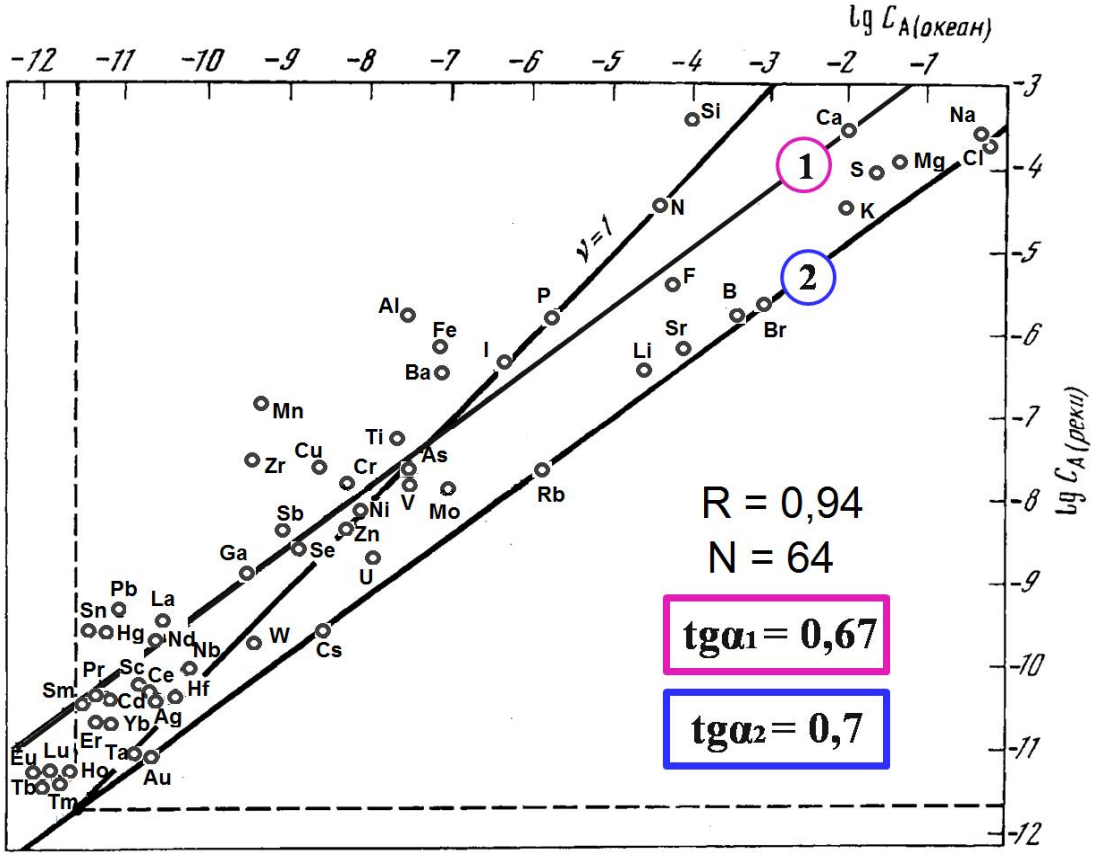


Рис. 2. Соотношение средних концентраций элементов в океане и речном стоке

Было установлено, что линия, проходящая через Cl, Na, B, Br, Sr, Li, Rb, Cs, Tl и Au , объединяет элементы с большими различиями их химических и физических свойств общим законом трансформации и миграции вещества на геохимическом барьере океан-атмосфера [5, 6]. Характерной особенностью элементов, расположеннных на этой линии, является сбалансированность их потоков в системе океан - континент - океан. Она описывается уравнением: $C_{A(реки)} = 10^{-3,4} C^{0,7}_{A(океан)}$.

Практическое равенство тангенса угла наклона линии, полученной методом линейной регрессии, и линии, отражающей

закономерность трансформации и миграции вещества на барьере океан-атмосфера (рис.2), свидетельствует о равенстве констант нелинейности процессов перераспределения средних элементных составов между растворенной и твердой фазами на абсолютно разных геохимических барьерах океан-атмосфера и река-море. Принципиальная общность геохимических барьеров состоит в том, что они являются местами «сгущения жизни». Регрессионный анализ позволил выявить общую тенденцию относительного увеличения концентраций микроэлементов в твердой фазе (и соответствующего уменьшения в растворе) в результате переработки косной материи «живым веществом» как в литосфере, так и на геохимических барьерах океан-атмосфера и река-море. Выявленный нами общий нелинейный характер зависимости процессов перераспределения средних элементных составов между растворенной и твердой фракциями в веществе, проходящем через барьеры литосфера – «живое вещество» - гидросфера; река – «живое вещество» - море; океан – «живое вещество» - атмосфера от их исходных концентраций приводит к принципиально важному выводу. Биогеохимическое поведение элементов, находящихся в природе в микроконцентрациях в общем случае не повторяет поведение их химических аналогов, содержащихся в литосфере и гидросфере в макроконцентрациях. Иначе говоря, перераспределение элементов в биосфере между растворенными и не растворенными формами, проходящее с участием «живого вещества», зависит не только от их химических свойств, но в большой мере от их распространенности. Особенно важно это учитывать при решении экологических проблем, а также при исследовании поведения радиоактивных изотопов в биосфере.

Заключение

1. Найдены общие закономерности перераспределения средних элементных составов в биосфере между твердой и жидкой фазами, проходящего при участии «живрго вещества». Этот процесс наиболее активен на биогеохимических барьерах, т.е. в местах «сгущения жизни», и проходит по ранее неизвестному **нелинейному закону.**

2. Установлено, что результатом этого процесса является общее относительное увеличение в твердой фазе концентраций химических элементов по мере уменьшения их распространенности в окружающей среде.

3. Следовательно, перевод химических элементов в менее растворимые соединения - это общая специфическая реакция «живого вещества» на дефицит их концентраций в среде обитания.

4. Этот процесс, проходящий в разных геосистемах имеет практически один и тот же показатель нелинейности (v), равный приблизительно 0,7 (протолитосфера - «живое вещество» - осадочные породы v = 0,75; река – «живое вещество» – океан v = 0,67; океан – «живое вещество» - атмосфера v = 0,7). Для современного уровня знания фактического материала эти оценки показателя нелинейности практически неразличимы.

5. Таким образом, удалось установить существование и получить количественную оценку **универсальной константы нелинейности процесса эволюции элементного состава биосферы.**

Литература

1. *Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы и ее окружения. М.:Наука.2001.376 с.
2. *Виноградов А.П.* Химическая эволюция Земли. М.: Изд. АНСССР. 1959. 44 с.
3. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. N.7. С. 555- 571.
4. *Князева Е.Н., Курдюмов С.П.* Основания синергетики. С.-Пб. «Алетейя». 2002. 414 с.
5. *Корж В.Д.* Геохимия элементного состава гидросферы. М.: Наука. 1991. 243 с.
6. *Корж В.Д.* Биогеохимические аспекты формирования элементного состава вод Мирового океана. // Проблемы биогеохимии и геохимической экологии.

Труды Биогеохимической лаборатории. Т. 23. Москва: Наука. 1999. С. 6-37.
7. *Корж В.Д.* Геохимические критерии оценки экологического состояния гидросферы// Сибирский экологический журнал. 2001. Том 8. N.2. С. 223-230.
8. *Корж В.Д.* Специфика формирования элементного состава биосферы // Докл. РАН, 2003. Т. 392, № 4, С. 517-520.
9. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука. 1978. 392 с.
10. *Посохов Е.В.* Химическая эволюция гидросферы. Л.: Гидрометеоиздат. 1981. 286 с.
11. *Ронов А.Б.* Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли.// Геохимия. 1972. №2, С. 137 – 148.
12. *Тугаринов А.И., Бибикова Е.В.* Эволюция химического состава земной коры // Геохимия. 1976. №8, С. 1151 – 1159.
13. Эволюция геологических процессов в истории земли.// Труды совещания, проведенного в Москве 23-24 апреля 1991 г. М.: Наука. 1993. 240 с.
14. *Korzh V.* The general laws in the formation of the elemental composition of the Hydrosphere and Biosphere.// J. Ecologica. 2008. Vol. XV. P. 13-21.

ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СИСТЕМЫ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГИДРОСФЕРЕ

Корж В.Д.

Учреждение Российской Академии Наук Институт Океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Россия
(okean41@mail.ru)

Аннотация: Элементный состав морей и океанов является результатом процессов миграции и трансформации вещества на биогеохимических барьерах река-море и океан-атмосфера, т.е. в местах "сгущения жизни". Стабильность этих процессов – главное условие стабильности экосистемы гидросферы. Построена Система химических элементов в гидросфере, которая выявила зависимость между тремя основными геохимическими характеристиками растворенных форм элементов. Она может быть использована в качестве экологического эталона естественного геохимического состояния гидросферы.

Современные проблемы нахождения допустимых пределов воздействия техносферы на биосферу, оптимизации взаимодействия техносферы и биосферы, прогнозирования экологических последствий инцидентов в техносфере и организации реабилитации в послеаварийный период предъявляют качественно новые требования к знаниям. Решение этих актуальных проблем требует разработки новых методологических основ изучения глобальных геохимических циклов, создания моделей глобальных процессов массообмена и трансформации веществ, построения геохимических систем элементов. Громадная инерционность океана, сложность его системообразующих связей делают проблему реабилитации гидросферы, в случае глобального нарушения экологического равновесия, практически неосуществимой. Следовательно, стратегия использования и преобразования гидросферы должна учитывать необходимость экологической профилактики, упреждения возникновения глобальных химико-экологических проблем. Это возможно лишь при условии создания геохимических систем растворенных форм химических элементов, обладающих достаточной прогностической способностью.

Количественные исследования элементного состава океанской воды имеют длительную историю связанную, в частности, с именами таких выдающихся ученых, как Бойль, Лавуазье, Гей-Люссак, Ленц и др. [1, 3, 9, 10, 12]. Согласно В.И.Вернадскому, элементный состав океанской воды - это геохимическая константа нашей планеты [2]. Детальные исследования выявили также постоянство характера распределения концентраций отдельных химических элементов в океане. Определены три основных типа распределения концентраций элементов [6]:

1) консервативный – элементы имеют одинаковую и неизменную во времени и пространстве концентрацию, отнесенную к общей солености;

2) биогенный – содержание элементов в поверхностных водах уменьшается вплоть до полного исчезновения в результате процессов потребления и удаления растительными организмами;

3) литогенный – сложный характер распределения концентраций элементов, которые, попадая в океан с речным стоком и эоловым материалом, выводятся практически полностью в осадок.

Ключевым моментом исследования специфики формирования элементного состава биосферы является определение закономерностей перераспределения средних концентраций элементов между различными фазами - твердой - жидкой - газообразной (литосфера - гидросфера - атмосфера), происходящего в результате глобального непрерывного процесса переработки косной материи живым веществом [2, 4, 7, 8, 11]. Наша задача - исследовать такой процесс в системе литосфера - гидросфера с учетом интегрального участия в этом процессе живого вещества ("живых пленок и сгущений"). Удалось доказать, что процесс формирования элементного состава океанской воды практически полностью

определяется соотношением скоростей трансформации и массопереноса растворенного вещества [4, 5-7, 11]. Химический состав морей и океанов является результатом процессов миграции и трансформации вещества на биогеохимических барьерах река-море и океан-атмосфера, т.е. в местах "сгущения жизни". Стабильность этих процессов – главное условие стабильности экосистемы гидросферы.

Нами разработана методология синергетического подхода к изучению закономерностей формирования элементного состава гидросферы [5-8]. Моря и океаны мы рассматриваем как сложные саморазвивающиеся открытые системы с бесчисленными процессами трансформации вещества, проходящего через геохимические барьеры. Результатами этих процессов являются: средний элементный состав океана, средний элементный состав донных осадков и т.п. При этом элементный состав необходимо рассматривать как целостную систему, а не сумму отдельных элементов [5-8, 11].

Для выявления общих закономерностей таких процессов необходимо включить в рассмотрение все исследованные химические элементы. Графическая форма представления эмпирического материала здесь наиболее удобна и продуктивна. Значения концентраций различных элементов в гидросфере находятся в пределах двенадцати порядков. Поэтому при графическом сопоставлении концентраций их следует выражать в логарифмической форме. Таким способом впервые удалось обнаружить, что характер распределения растворенных форм элементов в океане раскрывается через отношение их средних концентраций в океанской и речной воде [6, 7], а именно (рис.1):

Консервативный тип распределения в океане - $C_{A(ок)} > C_{A(реки)}$

Биогенный тип распределения в океане - $C_{A(ок)} \sim C_{A(реки)}$

Литогенный тип распределения в океане - $C_{A(ок)} < C_{A(реки)}$

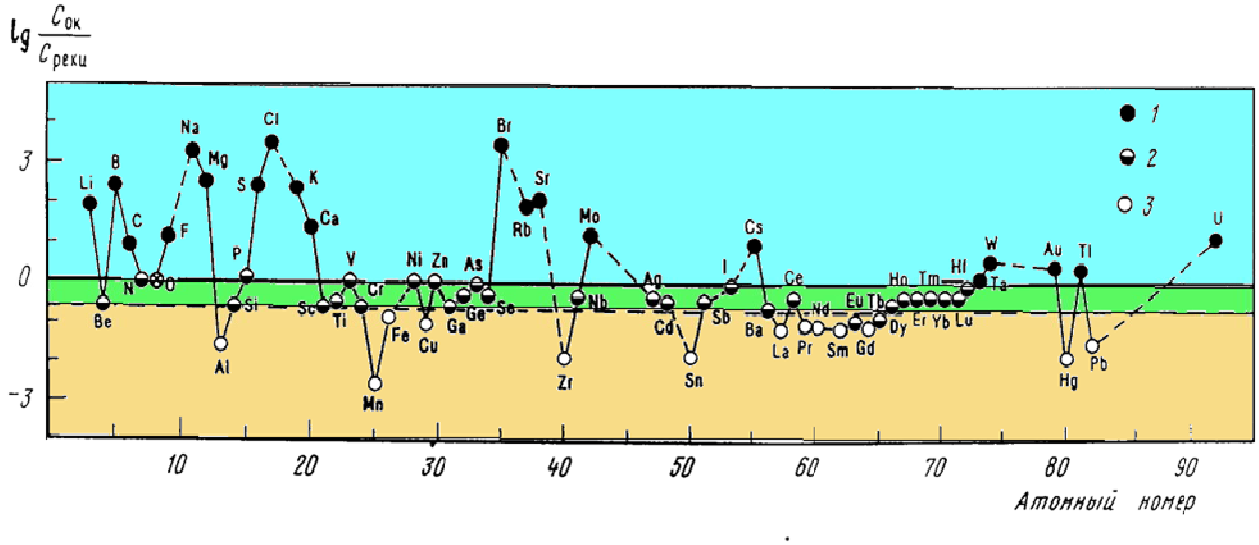


Рис. 1. Отношение средних концентраций растворенных форм химических элементов в океанской и речной воде и типы их распределения в океане: 1 — консервативный, 2 — биогенный, 3 — литогенный

Новая системная методология привела к постулату: <u>геохимическая особенность каждого элемента определяет своеобразие зависимости между его содержанием (средней концентрацией) в океане и интенсивностью процессов его миграции через барьерные зоны гидросферы</u> [6,7]. Графический способ представления постулата обладает наибольшей информативностью в случае, когда сопоставление интенсивности глобальных процессов переноса элементов в барьерных зонах гидросферы с их средними концентрациями в океане осуществляется на плоскости **lg $C_{ок}$ - lg $t_{ок}$** (рис.2), где **$C_{ок}$** - концентрация элементов в океане (моль/л);

$t_{ок}$ – время пребывания элементов в океане, определяемое как частное от деления общего количества элемента, растворенного в океане, на его количество вносимого в океан с речным стоком (в растворенной форме) за год.

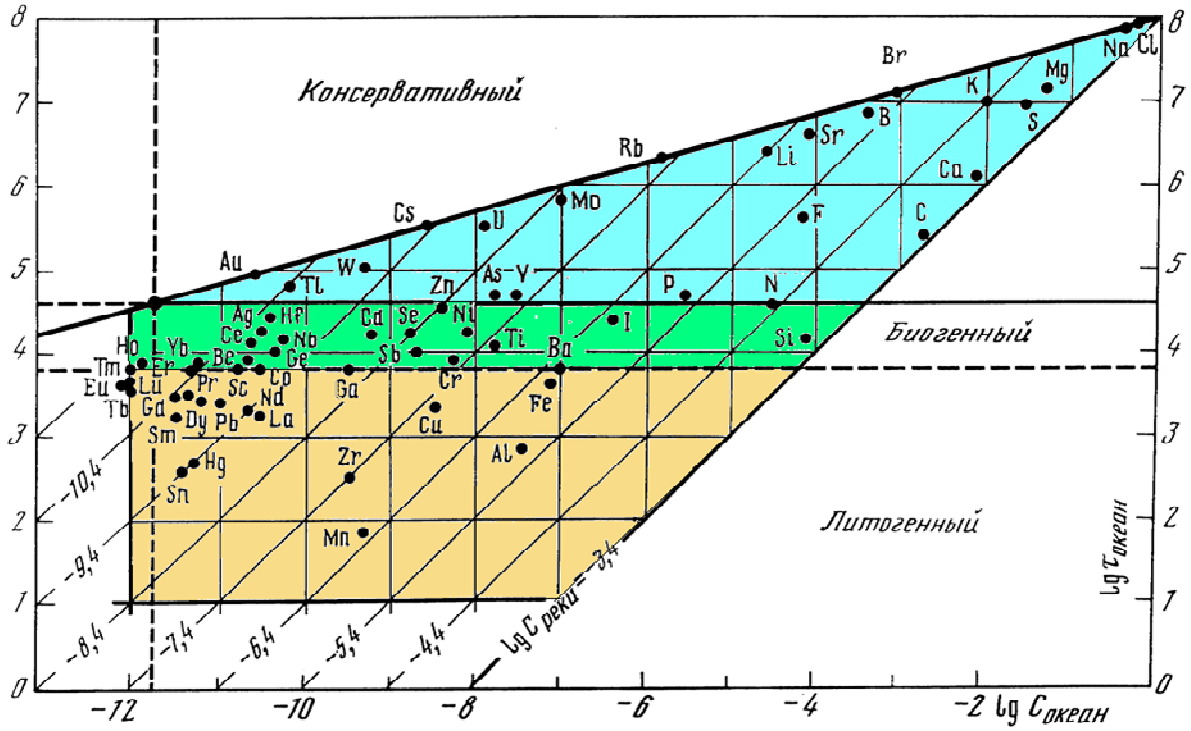


Рис. 2. Система химических элементов в гидросфере

На графике представлены основные геохимические сведения о растворенных формах элементов в гидросфере. Линии, параллельные оси ординат, позволяют определить концентрации в океане растворенных форм химических элементов. Линии, параллельные оси абсцисс, позволяют определить время пребывания растворенных форм элементов в океане и являются геометрическим местом точек, для которых отношение концентрации элементов в океане к их средним концентрациям в речном стоке - величина постоянная. Линии, проходящие под углом 45° к осям абсцисс и ординат, выявляют средние концентрации элементов в речном стоке (моль/л) в растворенной форме.

Элементы на этом системном графике (рис.2) образуют группировки, отражающие общность их геохимических свойств. Линия, проходящая параллельно оси абсцисс через t = **40000 лет** (время пребывания воды в океане), разделяет консервативно и не консервативно распределенные в океане элементы. К этой линии примыкают элементы, имеющие в океане биогенный тип распределения, что выявляет характерную особенность таких элементов - приблизительное равенство их средних концентраций в океанской и речной воде. Геохимическая система элементов выявила также группу элементов, условно названных литогенными, характерной особенностью которых является потеря большей части их речного стока на барьере река-море. Прямая, объединяющая Cl, Na, Br, B, Sr, Li, Rb, Mo, U, Cs и Au выявляет элементы, главную роль в геохимической судьбе которых играют процессы их циклического переноса в системе океан-атмосфера-континент-океан [5, 6].

Система позволила определить зависимость между тремя основными геохимическими характеристиками растворенных форм элементов в гидросфере: средние концентрации в океане, в речном стоке и тип распределения в океанской воде. Таким образом, мы получили возможность использовать две из трех указанных геохимических характеристик для теоретического определения (предсказания) третьей.

Прогностические свойства Системы

рассмотрим на примере следующих элементов: Be, Tl, Au, P, V, I и Zn. Содержание Be и Tl в океанской воде достаточно изучено. Однако до недавнего времени отсутствовали данные о среднем содержании этих элементов в речном стоке. Бериллий отнесен к группе элементов биогенного типа распределения концентраций в океане. Следовательно, в геохимической Системе бериллий должен находиться среди элементов такого типа распределения, что приводит к выявлению величины его средней концентрации в речном стоке в интервале $(2\text{-}14)\cdot10^{-11}$ моль/л. Таллий имеет консервативный характер распределения в океане. Средняя величина его концентрации в речном стоке, согласно геохимической системе, должна находиться в интервале концентраций $(1\text{-}6)\cdot10^{-11}$ моль/л. Содержание золота в океанской и речной воде изучено, и такие данные опубликованы. Однако вопрос о характере распределения его концентраций в океане оставался нерешенным. Система позволила определить, что золото в океане имеет консервативный характер распределения. Последующие исследования подтвердили наши предсказания [12].

Явное несоответствие расположения в геохимической Системе цинка среди литогенных элементов и его биогенным типом распределения в океане позволило нам определить, что оценка средней концентрации цинка в речном стоке, по прежним оценкам в 100 раз превышает ее истинную величину. В работе [12] мы нашли хорошо обоснованное подтверждение правильности сделанного нами вывода о том, что естественная природная средняя концентрация цинка в речном стоке на два порядка ниже, чем величина, приведенная в прежних работах. Таким же образом, используя геохимическую Систему элементов, удалось доказать, что превышение современной оценки средних концентраций в речном стоке фосфора, ванадия и йода [10] соответственно в 5, 12 и 40 раз по сравнению с более ранней оценкой [3] не является результатом антропогенного влияния, а обусловлено в основном несовершенством прежних способов отбора и подготовки проб к анализу, а также нерегулярностью исследования и недостаточной представительностью прежних данных по содержанию фосфора, ванадия и йода в речных водах.

Система создана в рамках современных знаний о содержании химических элементов в океане и речном стоке. Уточнение этих знаний, а также знаний процессов обмена элементами на всех геохимических барьерах гидросферы, приведет к ее развитию и совершенствованию. Уже в настоящее время с ее помощью удалось с большой точностью предсказать величину ежегодной поставки в океан речным стоком в растворенной форме Be, C, N, Ge, Tl, Re, исправить и уточнить эту оценку для P, V, Zn, Br, I, определить характер распределения в океане W, Au и U. В дальнейшем будет возрастать роль Системы как экологического эталона естественного, нормального геохимического состояния гидросферы.

Литература

1. *Брусевич С.В.* О солевом составе вод Мирового океана и его изменении во времени// Океанология. 1965. Т.5. Вып.2. С.193 - 205.
2. *Вернадский В.И.* Живое вещество и биосфера. М.: Наука.1994. 672 с.
3. *Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. М.: Наука.1967. 215 с.
4. *Лебедев В.Л., Айзатулин Т.А., Хайлов К.М.* Океан как динамическая система. Л. Гидрометеоиздат, 1974. 200 с.
5. *Корж В.Д.* Закономерность фракционирования химических элементов в процессе их выноса из океана в атмосферу// Докл. АНСССР. 1987. Т.292. N. 4. С. 822 - 827.
6. *Корж В.Д.* Геохимия элементного состава гидросферы. М.: Наука. 1991. 243 с.
7. *Корж В.Д.* Биогеохимические аспекты формирования элементного состава вод Мирового океана// Проблемы биогеохимии и геохимической экологии. Труды Биогеохимической лаборатории. Т. 23, М.: Наука. 1999. С. 6-37.
8. *Корж В.Д.* Специфика формирования элементного состава биосферы // Докл. РАН, 2003. Т. 392, № 4, С. 517-520.
9. *Хорн Р.* Морская химия. М.: Мир. 1972. 400 с.

10. *Bruland K.W*. Trace elements in sea-water, Chemical Oceanography. London: Academic Press. 1983. Vol.8. Chapter 45. P. 157 - 220.
10. *Korzh V*. The general laws in the formation of the elemental composition of the Hydrosphere and Biosphere.// J. Ecologica. 2008. Vol. XV. P. 13-21.
11. *Nozaki Y*. Trace Elements in Seawater: the mean concentrations and North Pacific profiles// J. Chikue Kagaku. Jpn. 1992. Vol. 26. P. 35-39.

ОСОБЕННОСТИ ОПОЛЗНЕОБРАЗОВАНИЯВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ИССЫК-КУЛЬСКОЙКОТЛОВИНЫ, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Корженков А.М., Абдиева С.В., Керимбаева Д., Фортуна А.Б., Чаримов Т.А.

Институт сейсмологии НАН КР, Бишкек (amkor61@yandex.ru)

Южная часть Иссык-Кульской впадины никогда не рассматривалась как сейсмически опасный район. На последней карте сейсмического районирования Кыргызской Республики 1996 года IX-балльная зона, имеющая место в ЮЗ и ЮВ Прииссыккулье, здесь разорвана. Подобный факт объясняется отсутствием сильных землетрясений в период инструментальных сейсмологических наблюдений, а также недостаточной изученностью имеющихся здесь палеосейсмодислокаций.

Нами были произведены полевые исследования скальных оползней в долинах р. Тоссор и Чон-Кызылсуу, а также оползней в полускальных и рыхлых отложениях в бассейне р. Актерек-Восточный Южного Прииссыккулья.

Было установлено, что тело Тоссорского оползня (площадью более 1 кв. км) состоит из двух значительных и приблизительно равных по объему частей: А) недезинтегрированный блок, претерпевший лишь короткую транспортировку и остановившийся близ плоскости отрыва и Б) раздробленная и уже частично перемытая часть, претерпевшая длительную транспортировку и свалившаяся в долину сухого сая Тегерек (левого притока р. Тоссор). К югу от оползневой массы – на правом склоне долины сухого ручья Тегерек выявлен сейсморов – выход древнего сейсмического разрыва на поверхность. По всей видимости, именно подвижки по этому разрыву привели к схождению Тоссорского скального оползня, как впрочем, и других - меньших по масштабу оползней в бассейне Тегерек-Сая. Вышеперечисленные дислокации составляют эпицентральную зону древнего землетрясения, выявленного нами впервые.

Также было установлено, что свальные массы, находящиеся на правом склоне долины р. Чон-Кызылсуу являются так называемыми «мобилизированными моренами» – отложениями древнего оледенения, сорванными во время голоценового землетрясения и сброшенными вниз – в долину вышеназванной реки. Данный завал подпрудил русло реки Чон-Кызылсуу, что вызвало образования кратковременного озера позади дамбы и накопление озерных отложений. Нами было установлено наличие трех горизонтов сейсмогенных конволюций в вышеупомянутых озерных накоплениях – свидетельств сильных афтершоков.

В совокупности с вышеперечисленными дислокациями, были выявлены другие разновозрастные оползни, развитые в скальных, полускальных и рыхлых породах зоны Пред-Терскейского краевого разлома. Некоторые из них, возможно, сформировались во время Кебинского землетрясения 1911 г. (M=8,2; I=X-XI баллов).

Вышеперечисленные данные свидетельствуют о высоком сейсмическом потенциале Южного Прииссыккулья, что должно послужить изменению исходной балльности на новой Карте сейсмического районирования Кыргызской Республики 2011 года: соединению ветвей IX-балльной сейсмогенерирующей зоны, находящихся в ЮЗ и ЮВ Прииссыккулье.

Исследования скальных оползней на южном побережье озера Иссык-Куль были проведены при финансовой поддержке гранта МНТЦ КР-1668.

ПАРАМЕТРЫ СИЛЬНЫХ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВДОЛЬ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОГО РАЗЛОМА, КЫРГЫЗСКИЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Корженков А.М., Раст Д., Тибальди А., Абдиева С.В.

Институт сейсмологии НАН КР, Бишкек (amkor61@yandex.ru)

Мы собрали полученные нами абсолютные датировки палеоземлетрясений, произошедших вдоль зоны Таласо-Ферганского разлома, и объединили их с данными, опубликованными в литературе. Всего было собрано 55 датировок в 14 урочищах, относящихся к позднему плейстоцену-голоцену. Анализ этих данных привел нас к выводу, что зона Таласо-Ферганского разлома по особенностям латерального распространения землетрясений в целом может быть разделена на три звена. Первое - северо-западное звено начинается от долины р. Куркуреусуна самом западе Кыргызстана и протягивается где-то до долины р. Сары-Булак в Кетмень-Тюбинской впадине. Второе – центральное звено простирается к юго-западу от долины р. Сары-Булак до долины р. Урумбаш (Казарманская впадина) включительно. Третье – юго-восточное звено начинается от долины р. Кылдау и заканчивается в районе южной государственной границы Кыргызской Республики. Из-за неравномерной изученности и скудности существующих материалов очень осторожно следует говорить о сегментации зона Таласо-Ферганского разлома. По имеющимся данным мы выделяем 13 сегментов: 3 – в СЗ звене разлома, 5 или 6 в центральном звене и 4 или 5 в ЮВ звене дизъюнктива.

Анализ и сопоставление полученных материалов позволили нам выявить 18 палеосейсмических событий, из них 17 имели место во второй половине голоцена. Нами определялись также расстояния между урочищами, где были определены абсолютные возрасты сейсмогенных смещений, произошедших (предположительно) во время одного сейсмического события. Эти расстояния нами были условно приняты как минимальные длины сейсмогенных разрывов.

Некоторые экстремальные значения длин разрывов, такие как 270 км и 220 км для землетрясений, произошедших 4530 г. и 1980 лет назад, вызывают и у нас естественное сомнение. Хотя такая протяженность сейсмогенных разрывов теоретически возможна, однако, известные сильнейшие исторические землетрясения Тянь-Шаня демонстрируют нам максимальную длину разрыва, едва достигающую 200 км: например, Кебинское землетрясение 1911 г. Возможно, что в данных (и возможно некоторых других) случаях имело место искусственное объединение различных землетрясений, произошедших в разных частях разлома, но в близких временных рамках. Тем не менее, не исключена возможность последовательного вспарывания многих сегментов вдоль почти всей плоскости Таласо-Ферганского разлома (при обоих землетрясениях объединились 11 сегментов во всех трех зонах дизъюнктива). Примером такого вспарывания на Тянь-Шане является все то же Кебинское землетрясение, во время которого произошло близкое по времени вспарывание 6 сегментов разлома.

Распределение палеоземлетрясений по Таласо-Ферганскому разлому во времени (за исключением отдельных "выскоков") имеет явную выраженность. В интервале 6000 – 4500 лет назад сильные землетрясения имели место в северо-западном звене разлома. Затем сейсмическая активность перекинулась на юго-восточное звено разлома: 4500 – 2500 лет назад. В интервале 2500 – 1500 лет назад сильные землетрясения имели место в центральном и юго-восточном звеньях разлома. Затем сейсмическая активность концентрируется в северо-западном и центральном звеньях

разлома: 1500 – 250 лет назад. Как себя поведет разлом далее не ясно. Тут, по-видимому, может быть два варианта развития событий: 1) сейсмическая активность будет продолжаться в северо-западном и центральном звеньях разлома или 2) скорее всего, перекинется на его юго-восточное звено, где сейчас располагается так называемая "сейсмическая брешь": последнее сильное землетрясение здесь было аж 1720 лет назад!

Важным вопросом в деле долгосрочного предсказания времени проявления сильных землетрясений является их повторяемость. Мы определили интервалы между сильными землетрясениями по Таласо-Ферганскому разлому во второй половине голоцена, где представительность землетрясений является более полной. Они ранжируют от 145 до 850 лет. Таким образом, средняя рассчитанная повторяемость землетрясений по все зоне Таласо-Ферганского разлома составляет 375 лет. Однако среднее арифметическое не всегда является лучшей характеристикой природных явлений. Сопоставление числа сильных землетрясений по разлому с интервалами их проявления, позволило выявить три явных пика проявления землетрясений во второй половине голоцена, разделенных интервалами в 300 лет.

Учитывая все вышесказанное, мы можем предположить, что следующее сильное землетрясение (M>7), скорее всего, произойдет приблизительно через 25 лет: 300 лет минус 275 лет (возраст последнего сильного палеоземлетрясения) в юго-восточном звене Таласо-Ферганского разлома.

Наши расчеты показали, что по палеосейсмологическим данным вдоль зоны Таласо-Ферганского разлома возможны землетрясения с магнитудой M>7, а при объединении многих сегментов (до 11) максимальная магнитуда может достигать и M=8. Не исключено, однако, что вдоль разломной зоны имело место два или более независимых землетрясения, разделенных коротким интервалом времени. Этот интервал мы не можем выявить из-за значительных ошибок радиоуглеродного метода датирования. Возможно, что имела место кластеризация землетрясений по одной сейсмогенной зоне. В истории сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня подобная кластеризация имела место в конце XIX – начале XX веков. Здесь вдоль так называемой Северотяньшаньской сейсмической зоны всего за 26 лет произошло 4 сильнейших землетрясения: Беловодское 1885 г. с M_{LH} = 6,9; Верненское 1887 г. с M_{LH} = 7,3; Чиликское 1889 г. с M_{LH} = 8,3 и Кебинское 1911 г. с M_{LH} = 8,2. Если палеосейсмологи будут изучать последствия этих землетрясений в 3010 году, используя радиоуглеродный метод, то из-за ошибки метода для них это будут различные сегменты Северотяньшаньской сейсмогенерирующей зоны одновременно активизировавшиеся в 1900 г. плюс-минус 50 лет…

Таким образом, мы понимаем всю условность и приблизительность вышеприведенных попыток произвести сегментацию разломной зоны Таласо-Ферганского разлома и расчетов магнитуд палеоземлетрясений с использованием столь скудных имеющихся данных вдоль зоны разлома длиною 350 км лишь на территории Кыргызстана. Однако надо с чего-то начинать. Последующие материалы по абсолютному возрасту смещенных элементов рельефа, полноценные палеосейсмологические траншеи, которые пересекут всю зону разлома, помогут уточнить вышеприведенные цифры.

Проведенные исследования вдоль зоны Таласо-Ферганского разлома были проведены при финансовой поддержке гранта МНТЦ № КР-1281, а также НАТО № 983142 (программа «Наука для мира»).

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ КАЧИНСКОГО ПОДНЯТИЯ ГОРНОГО КРЫМА (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)

Корнейко А.А., Веселовский Р.В.

Московский Государственный Университет имени М.В.Ломоносова, Геологический факультет
(ramzesu@ya.ru)

Геологическая история и, в особенности, тектоническая эволюция территории современного Горного Крыма до сих пор остаются предметом жарких дискуссий. В настоящее время всё большую популярность приобретает складчато-надвиговая модель формирования горного сооружения Крыма, описанная, например, в работе В.В.Юдина [4]. При разработке этой модели важную роль играют результаты палеомагнитных исследований, которые позволяют количественно судить о масштабах горизонтальных перемещений отдельных тектонических блоков (террейнов) современного Крыма и, как следствие, оценивать амплитуду надвиговых смещений. Следует заметить, что в мировой практике палеомагнитный метод уже давно широко и успешно используется при исследовании тектонической истории и построении палеотектонических реконструкций складчато-надвиговых и сдвиговых областей.

История палеомагнитных исследований магматических и осадочных комплексов Горного Крыма насчитывает уже более четырёх десятков лет, однако на сегодняшний день обращает на себя внимание отсутствие чётко разработанной схемы палеомагнитной изученности Крыма, не существует базы палеомагнитных определений. Поэтому использование палеомагнитных данных для построения палеотектонических реконструкций Крыма резко ограничено. В работах Д.М.Печерского с соавторами [1, 2] представлены результаты детальных исследований магматических и осадочных образований Горного Крыма, однако они, в большей степени, посвящены объектам, расположенным вдоль южного берега Чёрного моря. В тоже время в пределах второй гряды Крымских гор широко развиты проявления многофазного интрузивного магматизма – дайки, силлы и штокообразные тела диоритов, внедрённые в толщу триасово-юрских пород и, согласно последним данным (ссылки в [3]), не испытавшие впоследствии существенных деформаций. Палеомагнитные исследования этих объектов носили фрагментарный и бессистемный характер [5, 6], хотя надёжные палеомагнитные данные по ним могут иметь важное значение для развития моделей тектонической истории Крымского полуострова. Получение новых палеомагнитных определений по магматическим объектам Крыма особенно ценно, учитывая, что формирование магматических образований Крыма могло происходить в три существенно разнесённые по времени стадии (с позднего триаса по среднюю юру), о чём свидетельствуют, в том числе, полученные недавно результаты трекового датирования цирконов из мезозойских терригенных комплексов Крыма [3].

Поэтому основной целью настоящего исследования является восстановление тектонической эволюции Горного Крыма на основе имеющихся и новых палеомагнитных данных. В рамках данной работы приведены предварительные результаты палеомагнитных исследований нескольких интрузивных тел, выходы которых расположены в пределах Качинского поднятия Горного Крыма.

Летом 2010 г. в ходе рекогносцировочных работ нами был опробован ряд интрузивных тел (большинство из которых не

исследовались ранее палеомагнитным методом) и, в меньшем количестве, эффузивных пород (туфов и туфопесчаников), обнажающихся в долине р.Бодрак, на северной окраине с.Соколиное (левый борт долины р.Коккозка) и в карьере на южной окраине с.Счастливое. Интрузия микродиоритов, вскрытая Первомайским карьером, опробовалась в 8 сайтах (по 2-3 образца), из остальных объектов образцы (по 10-15 штук) отбирались в одном сайте. Обработка палеомагнитной коллекции проводилась по стандартной методике в лабораториях ИФЗ РАН и МГУ с применением детальной температурной магнитной чистки, число шагов которой достигало 14.

Магнитная чистка образцов показала наличие в большинстве из них палеомагнитного сигнала хорошего качества. Первичная интерпретация позволяет считать практически все опробованные объекты перспективными для детального палеомагнитного опробования и дальнейших исследований. Наблюдается согласие направлений выделенных компонент намагниченности с результатами, полученными предыдущими исследователями [1, 2].

Результаты измерений анизотропии магнитной восприимчивости образцов из интрузий долины р.Бодрак показывают, что наблюдаемое распределение осей эллипсоидов анизотропии (длинные оси ориентированы параллельно субмеридиональной плоскости, совпадающей с направлением простирания даек) может свидетельствовать о первичности залегания этих тел, что является дополнительным подтверждением отсутствия значительных дислокаций указанных тел после их внедрения.

Запланированные детальные палеомагнитные исследования этих и других магматических объектов, расположенных в пределах второй гряды Крымских гор, позволят повысить надёжность результатов проведённых рекогносцировочных работ и существенно пополнят базу палеомагнитных данных по Крымскому полуострову.

Литература

1. Печерский Д.М., Диденко А.Н., Сафонов В.А. и др. Петромагнитная и палеомагнитная характеристика среднеюрского вулканизма Горного Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №3. С. 85-104.
2. Печерский Д.М., Сафонов В.А. Палинспастические реконструкции положения Горного Крыма в средней юре – раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника 1993. №1. С. 96-105.
3. Соловьёв А.В., Рогов М.А. Первые трековые датировки цирконов из мезозойских комплексов полуострова Крым // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. №3. С. 74-82.
4. Юдин В.В. Новая модель геологического строения Крыма // Природа. 1994. №6.
5. Юдин С.В. Палеомагнитные исследования Бодракского субвулканического комплекса Горного Крыма и его геодинамическая интерпретация. В сб. Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Сб. докл. III Межд. конф. «Крым-2001»: Крым, Гурзуф, 17-21 сентября 2001 г. Симф.: Таврия-Плюс. 2001. С. 191-193.
6. Юдин С.В. Предварительные результаты палеомагнитных исследований Бодракского субвулканическогокомплекса Горного Крыма. В сб. Геология Крыма: уч. зап. кафедры исторической геологии. Вып. 2. Под ред. В.В.Аркадьева. – СПб.: НИИЗК СПбГУ. 2002. С. 127-130.

К ПРОБЛЕМЕ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА

Короновский Н.В., Демина Л.И.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(koronovsky@dynamo.geol.msu.ru, lidem06@rambler.ru)

Внутриплитная тектоническая активность и связанный с ней магматизм являются одними из важнейших проблем современной геодинамики. Для объяснения внутриплитного магматизма часто привлекается концепция мантийных плюмов, известная также под названием ***плюм-тектоники*** или ***тектоники плюмов.*** В настоящее время многими исследователями ей придается огромное значение, своего рода альтернативы тектоники литосферных плит. Все большее число проявлений магматизма связывается именно с плюмами. В то же время существование реальных плюмов нельзя считать однозначно доказанным.

Во-первых, существуют определенные трудности в обнаружении корней плюмов методами сейсмической томографии. Прежде всего, не ясно, чем обусловлено отклонение плотностных характеристик вещества в некоторых объемах мантии на десятые доли или первые проценты. Помимо температуры, это может быть разнообразный химический состав, различная степень насыщенности глубинными флюидами, неоднородности напряженного состояния вещества и многое другое. Современные геофизические модели реологии мантии основаны на линейной, ньютоновской зависимости вязкости только от температуры (чем выше температура, тем ниже вязкость). В то же время некоторые исследователи полагают, что реология вещества мантии определяется нелинейными процессами, в которых вязкость сильно зависит от напряженного состояния [4]. Более высокие скорости сейсмических волн могут быть следствием повышенного содержания железа и пониженного магния. Например, в субдуцирующей океанической литосфере отношение Fe/Mg заметно выше, чем в мантии.

Большинство исследователей полагают, что мантийные плюмы зарождаются или в нижней мантии или в слое D", расположенном на ее границе с ядром. Вблизи этой границы обнаружены крупные неравномерно распределенные области разогретой мантии. Однако, магматиты Исландии и Гавайских островов, традиционно считающиеся эталонами плюмовых образований, формировались далеко за пределами контуров проекций на земную поверхность областей разогретой мантии вблизи ядра [7].

Во-вторых, до сих пор не выявлен вещественный индикатор нижнемантийных плюмов в составе магматических пород. Информацию о составе плавящегося источника в первую очередь несут изотопные отношения элементов в магматитах, поскольку считается, что они не изменяются при процессах частичного плавления субстрата и дифференциации магматических расплавов. Систематика магмогенерирующих резервуаров основана на изотопных соотношениях стронция, неодима и свинца, при этом широко используется тетраэдр, вершинами которого являются экстремальные компоненты: DM HIMU; EM1 и EM2. Для одного из этих компонентов (EM1) допускается первичная плюмовая природа [15]. К наиболее вероятным индикаторам плюмов относятся компоненты, выделяемые внутри тетраэдра: PREMA и FOZO Д.В. Рундквист и др. [7] в результате исследования большой выборки изотопных составов океанических базальтов выделили компонент F – фокальный компонент, близкий по составу к PREMA, и показали, что он равномерно распределен по всем районам океанов и во всех типах базальтов в количестве от 20 до 40%. Продукты плавления источника F + DM распространены преимущественно в срединно-океанических хребтах и абиссальных котловинах и существенно

преобладают в базальтах Исландии и Гавайских островов. Границы распространения источника F + EM1 в целом совпадают с контурами расположенной в южном полушарии аномалии DUPAL, причем данный компонент характерен как для островов, так и для срединно-океанических хребтов. Базальтами источника F + HIMU сложены многочисленные острова в северных широтах, а также о. Буве, расположенный к югу от аномалии DUPAL. Вопрос «существует ли универсальный Sr-Nd-Pb изотопный индикатор нижнемантийных плюмов?» Д.В. Рундквист и др. [7] оставляют открытым.

В свою очередь происхождение конечных мантийных компонентов также является предметом дискуссий. В настоящее время оно связывается именно с субдукционными процессами [23]. Считается, что компонента HIMU возникла за счет преобразования в зоне субдукции океанической литосферы. При смешении HIMU с небольшим количеством субдуцированных пелагических осадков (5%) формируется компонент EM1, а с терригенным материалом – EM2.

Из других глобальных мантийных компонентов для выяснения генезиса магматитов используется первичный гелиевый изотопный резервуар (PHIR). Изотоп ^{4}He представляет собой промежуточный продукт распада урана и тория, в то время как изотоп ^{3}He имеет космогенную природу. В геохимии используется соотношение R/R_a, где R – измеренное отношение $^3He/^4He$, а R_a - отношение $^3He/^4He$ в современной атмосфере, которое является постоянным и составляет $1{,}4\cdot10^{-6}$ [2] Считается, что чем выше R/R_a в породах, тем более их источники отражают первичный изотопный состав гелия Земли, сохранившийся в ядре или нижней мантии. Максимальные значения R/R_a установлены для растущего подводного вулкана Лоихи, расположенного к юго-востоку от Гавайской цепи островов, который, однако, не обнаруживает глубоких корней и извергает наиболее истощенные в отношении некогерентных элементов базальты (рис. 1). В то же время действующие вулканы Гавайских островов

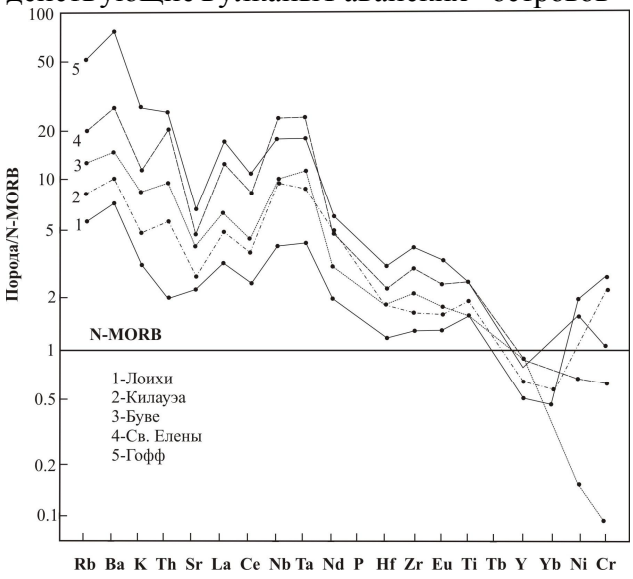


Рис. 1. Состав базальтов океанических островов. Данные по [13]. N-MORB по [21]

Мауна-Лоа и Килауэа характеризуются значительно более низкими отношениями R/R_a, хотя и относятся к тому же плюму, что и вулкан Лоихи.

Палеонтологическое и палеомагнитное изучение разнообразных пород, добытых при бурении на четырех гайотах Императорского хребта, показало, что в позднем мелу гавайская горячая точка находилась более чем в 2000 км севернее, а с 80 до 43 млн. лет передвигалась на юг со скоростью (30-50 мм/год), вполне сопоставимой со скоростью перемещения плит [9]. Кроме того излом Гавайско-Императоской вулканической цепи, произошедший около 45 млн. лет назад, не соответствует времени смены направления движения Тихоокеанской плиты [10].

Альтернативная точка зрения на происхождение линейных вулканических цепей, в пределах которых происходит постепенная смена времени проявления магматизма, связывается с так называемыми «бегущими трещинами» – разрастающимися разломами литосферы, на острие которых из-за декомпрессии и проявляется магматизм (propagating fracture model). В свою очередь возникновение подобных трещин требует объяснений.

Одним из них является гипотеза мембранной тектоники [22]. Образование бегущих трещин с проявлениями магматизма объясняется также перестройкой плитных границ, вызывающей условия растяжения [20].

А.А. Пейве [5] считает, что в основе формирования большинства линейных внутриплитных вулканических поднятий в океанах лежат тектонические процессы в литосфере. Размер вулканических цепей, их протяженность и интенсивность вулканизма определяются полем напряжения в океанической плите. В частности непараллельность вулканических цепей в пределах одной плиты, незакономерное изменение возраста вулканизма обусловлено возникновением сигмоидальных трещин.

Связь разломной тектоники литосферы с локализацией горячих точек на поверхности Земли выражается в приуроченности их к тройным сочленением рифтовых зон океанов (Буве в Атлантическом, Родригес в Индийском) и континентов (Афар в Африке), к пересечением рифтовых зон трансформными разломами (Исландия, Ян-Майен в Атлантике, Амстердам и Сен-Поль в Индийском, Пасхи в Тихом). В Индийском океане Восточно-Индийский и Мальдивский хребты протягиваются параллельно крупным трансформным разломам. На континентах горячие точки тяготеют к рифтовым зонам (Эйфель в Европе, Байкальская в Азии). Замечено, что кимберлитовые трубки и дайки, относящиеся к проявлениям внутриплитного магматизма, часто приурочены к узлам пересечения крупных разломов, или в виде цепочек протягиваются вдоль них на некотором расстоянии. Маймеча-Котунская щелочно-ультраосновная формация юго-восточного фланга Тунгусской синеклизы приурочена к крупному Котуйскому разлому. Как отмечают В.Е. Хаин и М.Г. Ломизе [10] большинство горячих точек связано с глобальной системой рифтовых зон Земли. Следует отметить, что Императорский и Восточно-Индийский хребты образуют тройные сочленения с двумя зонами субдукции.

Д. Андерсон [12] для объяснения вулканических цепей выдвинул гипотезу дрейфующего очага плавления в астеносфере. Некоторые авторы не исключают возникновение плюмов при столкновении Земли с крупными метеоритами, поскольку прослеживается определенная временная связь между возрастанием числа их падения с начальными стадиями разделения континентов, обусловленными плюмами [8, 17]. Возникновение океанического плато Онтонг Джава также связывается с падением крупного метеорита. Кстати, базальты плато резко обеднены REE и другими микроэлементами по сравнению с N-MORB (рис. 2), что указывает на их выплавление из деплетированной океанической литосферы.

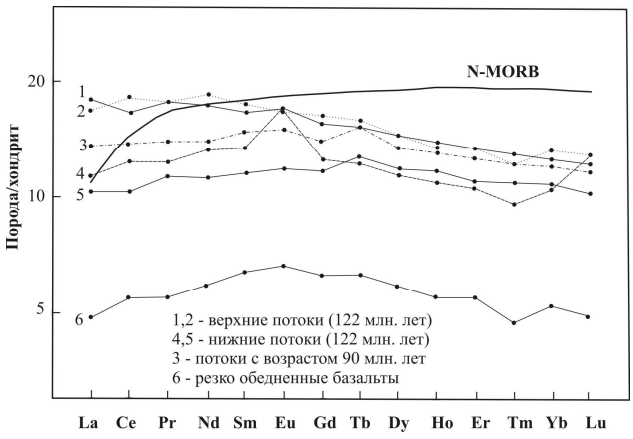


Рис. 2. Спектры REE толеитовых базальтов плато Онтонг Джава. Анализы по [18], хондрит по [14]

К факторам, вызывающим образование плюмов при ударе метеоритов, относятся упругая отдача после падения, изостатическая компенсация, фазовые превращения вещества и растрескивание. Возникновение крупного кратера приводит к понижению давления в мантии, что вызывает переход более плотных фаз в менее плотные, создавая тем самым восходящий поток в ослабленную (растрескавшуюся) зону литосферы.

Плюм-тектоника, как проявление глубинной геодинамики Земли, базируется

на том, что основной энергетический импульс, обуславливающий процессы в тектоносфере, идет снизу от горячего ядра к относительно холодной литосфере. Существует также и противоположная точка зрения, согласно которой ведущая роль отводится охлаждению мантии Земли сверху в результате субдукции холодной литосферы, при этом мантийные плюмы являются ответной реакцией на достижение субдуцирующими слебами границ верхней и нижней мантии или нижней мантии и ядра [11, 16]. Действительно, субдуцированное вещество оказывается в термодинамически неравновесном состоянии с окружающей мантией, что инициирует процессы его переработки (согласно новым PT параметрам) и отторжения некоторой части в верхние оболочки Земли. При наличии ослабленных зон, создаваемых тектоническими условиями в литосфере, материал частично расплавляется и вновь извергается на поверхность, внедряется в толщи коры или подслаивает ее снизу.

Такую природу, вероятно, имеют сибирские траппы, резко преобладающие толеитовые базальты которых обнаруживают отчетливую отрицательную Ta-Nb или Ta аномалию – память от предшествующих субдукционных процессов, протекавших при закрытии Палеоазиатского океана (рис. 3).

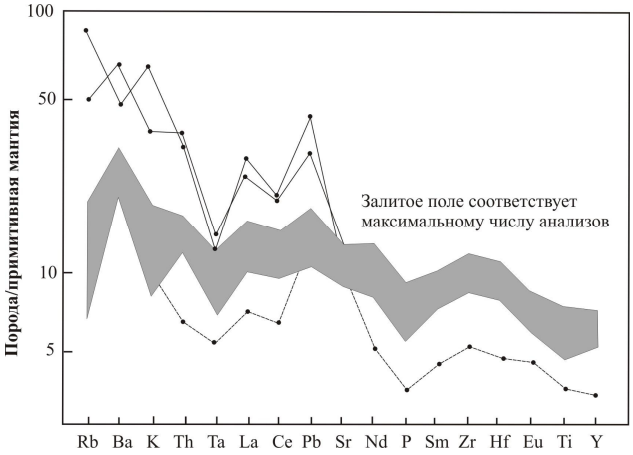


Рис. 3. Мультиэлементные спектры низкотитанистых базальтов сибирских траппов [19]

Земля в целом как система находится в неустойчивом состоянии. Сильно разогретое вещество ее недр всегда имеет тенденцию к подъему из-за сверхадиабатического градиента температур. Однако достижению им поверхности Земли часто препятствует относительно мощная литосфера. Если создаются определенные тектонические условия, например раскол литосферы, разогретое вещество начинает подниматься в виде глубинных мантийных плюмов.

Безусловно, плюм-тектоника и плейт-тектоника теснейшим образом взаимосвязаны. Действие тектоники плит ограничено только верхними оболочками Земли, в то время как плюм-тектоника отражает процессы глубинной внутренней геодинамики, которые в свою очередь не могут не влиять на возникновение, движение и взаимодействие литосферных плит. Ровно, как и при движении плит, могут создаваться условия (растрескивание литосферы) для проникновения разогретого подлитосферного вещества в верхние оболочки Земли, что вызывает их интенсивное плавление и, как следствие, магматизм.

В настоящее время с позиций ротационной геодинамической модели Земли в литературе обсуждается возможность «всплывания» более легкого материала из центра планеты к внешним оболочкам планеты за счет центробежных сил и гравитации. Подобное явление названо сепаратогенезом, и ему отводится главная роль в разделении Земли на сферические оболочки [3]. В поднимающихся объемах вещества мантии литостатическое давление непрерывно понижается, что приводит к фазовым переходам минералов в менее плотные модификации. Этот процесс носит экзотермический характер и способствует разогреву и частичному плавлению мантийного субстрата [1]. А.А. Пейве считает, что из-за ротационной компоненты возникают смещения плит относительно подстилающей мантии, что является дополнительным источником тепла (> 100ºС) за счет трения [5].

Таким образом, можно констатировать многообразие и противоречивость

различных точек зрения на природу внутриплитного магматизма. Для снятия хотя бы части противоречий необходимо выработать единые критерии к определению плюма, месту его зарождения, состоянию и составу вещества плюма и др. [6]. В противном случае чуть ли не все проявления магматизма будут связываться с плюмами, что и наблюдается в современной геологической литературе.

В то же время изучение внутриплитного магматизма очень важно как в практическом (с ним связаны крупные и уникальные месторождения алмаза, апатита, вермикулита, исландского шпата, железа, платины, титана, ванадия, олова, ниобия, тантала, циркония, стронция, редкоземельных элементов, медно-никелевых и полиметаллических руд с Au, Ag, Se и др.), так в теоретическом плане, поскольку он является грандиозным геологическим явлением, отражающим на поверхности Земли в том числе и процессы глубинной (подлитосферной) геодинамики в отличие от тектоники литосферных плит.

Литература

1. *Кутолин В.А., Широких В.А.* Петрологические и металлогенические следствия конвекции вещества мантии // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т.1. М.: ГЕОС, 2005. С. 372-374.
2. *Мамырин Б.А., Толстихин И.Н.* Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 224 с.
3. *Мельников О.А.* О некоторых глобальных проблемах геотектоники и их решении // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т.1. М.: ГЕОС, 2005. С. 425-429.
4. *Меляховицкий А.А.* Реология верхней мантии Байкальской рифтовой зоны по данным изучения мантийных ксенолитов в базальтах // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М.: ГЕОС, 1996. С. 95-97.
5. *Пейве А.А.* Линейные вулканические поднятия в океанах – возможные механизмы образования // Геотектоника, 2007. № 4. С. 40-37.
6. *Пучков В.Н.* «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника, 2009. №1. С. 3-22.
7. *Рундквист Д.В., Ряховский В.М., Миронов Ю.М., Пустовой А.А.* Существует ли универсальный Sr-Nd-Pb изотопный индикатор нижнемантийных плюмов // Геохимия, 2000. Т.370, №2. С. 223-226.
8. *Сейферт К.К.* Мантийные плюмы и горячие точки // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. С.19-38.
9. *Сухов А.Н., Богданов Н.А., Чехович В.Д.* Геодинамика и палеогеография Северо-Западного обрамления Тихого океана в позднем мелу // Геотектоника, 2004. №1. С.73-86.
10. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.:КДУ, 2005. 560 с.
11. *Anderson D.L.* Superplumes or supercontinents? // Geology, 1994. V.22, pp. 39-42.
12. *Anderson D.L.* The eclogite engine: chemical geodynamics as a Galileo thermometer // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 2007. V.430, pp. 47-65.
13. *Floyd P.A.* Oceanic islands and seamounts // Oceanic basalts. Blackie. Glasgow and London, 1991. PP. 174-218.
14. *Haskin M.A.* Rare earth abundansen in some basic rocks // J. Geophys. Res., 1968. V. 73, pp. 6085-6097.
15. *Mahoney J.J., Spencer K.J.* Isotopic evidence for the origin of the Manihiki and Ontong Java oceanic plateaus // Earth Planet. Sci. Lett., 1991. V.104, pp. 196-210.
16. *Maruyama Sh.* Plume tectonics // J. Geol. Sol. Japan, 1994. V. 100, N1, pp. 24-34.
17. *Morgan W.J.* Deep mantle convection plumes and plate motions // Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull., 1972. V.56, pp. 203-213.
18. *Neal C.R., Mahoney J.J., Kroenke L.W. et al.* The Ontong Java Plateau // Large Igneous Provinces. Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volkanism. Washington: American Geophis. U., 1997. PP. 183-216.
19. *Sharma M.* Siberian Traps // Large Igneous Provinces. Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volkanism. Washington: American Geophis. U., 1997. PP. 273-295.
20. *Smith A.D.* A plate model for Jurassic to Recent intraplate volcanism in the Pacific Ocean Basin // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 2007. V. 430, pp. 471-497.

21. *Tarney J., Sanders A.D., Mattey D.P., et al.* Geochemical aspects of back-art spreading in the Scotia See and western Pacific // Phil. Trans. R. Soc, London, 1981. V.A300, pp. 263-285.
22. *Turcotte D.L.* Membrane stresses // Roayl Astron. Soc. Geophis. J., 1974. V.36, pp. 33-42.
23. *Weaver B.L.* The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constrains // Epsl., 1991. V.104, N 2-4, pp. 381-397.

СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ОБРАЗАХ

Костюченко С.Л.

ГФУП «ВНИИГеофизика», Москва, Россия (kostgeo@mail.ru)

К континентальным структурам относится широкий спектр тектонических элементов земной коры, расположенных в пределах материков, континентального шельфа, склона и окраинных морей, образовавшихся на краю континентальной плиты. Многообразие их геометрических параметров, внутреннего строения и вещественного наполнения свидетельствует об образовании в результате одноактного или, чаще всего, многоактных проявлений различных геодинамических процессов, реализованных в появлении разновозрастных тектонических структур, движениях и деформациях. В.Е.Хаин [11-14 и др.] в своих монографических работах привел развернутую характеристику не только континентальных, но и океанических структур Земли, и сформулировал основные проблемы тектоники и геодинамики.

Современные возможности сейсморазведки, гравиметрии, магниторазведки, электроразведки, изучения теплового потока и других геофизических методов обеспечивают получение базовых сведений о состоянии (термодинамических условиях) и глубинном строении недр. Применение их результатов позволяет устанавливать количественные и качественные характеристики физических неоднородностей геологической среды, интерпретация которых приводит к выделению структурообразующих элементов, прогнозу их вещественного состава, типизации и механизмов формирования (табл.1). Любые полученные геофизические данные могут быть определены термином «геофизические образы». В силу своей индивидуальной физической природы, различной степени достоверности (доверительности), образности (представительности), зависимости от теоретических, технологических и аппаратурно-методических возможностей использованного метода, а также субъективных причин (создание и восприятие моделей) «геофизические образы» отражают разные свойства составных частей изучаемого объекта, ассоциаций слагающих его элементов и предмета в целом. Разные геофизические методы представляют разные образы. Даже модификации одного метода могут один и тот же геологический объект характеризовать различными образами. Например, результаты глубинных сейсмических зондирований рефрагированными и широкоугольными отраженными волнами (ГСЗ кмпв-мов) раскрывают скоростные свойства, а сейсмические наблюдения близвертикальными отраженными волнами (МОГТ) - рефлекторные свойства и их производные (интервальные и эффективные скорости; эффективную жесткость, поглощение, плотность и др.). Планетарный геофизический раздел Мохоровичича, отождествляемый с нижним ограничением земной коры, не «виден» в данных электроразведки и теплометрии. С большими допусками он прогнозируется по результатам интерпретации потенциальных полей, но фиксируется преломляющей границей со скоростями от 7,8 км/с до 8,6 км/с и более по данным ГСЗ, а в большинстве образов МОГТ проводится между зоной повышенной отражательной способности в низах коры и почти прозрачной верхнемантийной средой.

Наиболее слабым информационным звеном в «геофизических образах» является временной фактор и прогнозирование по ним последовательности геологических событий. Формально результаты подавляющего большинства геофизических методов отражают свойства среды на момент проведения исследований и их

экстраполяция на продолжительные (в геологическом измерении) временные интервалы всегда содержит существенные допущения. К исключению можно отнести факт установления тектонических перемещений, реконструируемых по результатам анализа взаимоотношений выделенных структурообразующих элементов.

Таблица 1. Методы изучения и основные «геофизические образы»

Геофизические методы	«Геофизические образы»	Результаты геологической интерпретации
Сейсморазведка:		
ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование по технологии КМПВ и МОВ).	Скоростные неоднородности по продольным (P) и поперечным (S) волнам, коэффициент P/S, добротность (Q), преломляющие и отражающие границы.	Структура среды; состав горных пород и их ассоциаций; анизотропные эффекты; разломные зоны; зоны дезинтеграции и тектонического расслоения.
МОВЗ (метод обменных волн землетрясений).	Геометрическая структура среды, границы обмена сейсмических волн, участки рассеивания волн.	Структура среды, разломные зоны, участки дезинтеграции,
МОГТ (метод общей глубинной точки).	Отражательные (рефлекторные) свойства разреза: регулярная и хаотическая запись, «яркие и «прозрачные» пятна, зоны и слои с различной ориентировкой осей синфазности и др. Производные сейсмической записи: интервальные и эффективные скорости; эффективная жесткость, поглощение, плотность; дисперсия амплитуды, фазы и др.	Структура среды; сейсмокомплексы и геологические комплексы; текстурные (внутренние) особенности комплексов; эффекты термодинамических условий; разломы; зоны тектонического расслоения.
Гравиразведка	Гравитационное поле и его трансформации, плотностные неоднородности и их распределение в пространстве.	Районирование, распределение плотностных неоднородностей в 3D измерении, прогноз вещества на основе эмпирических зависимостей, литостатическое давление.
Магниторазведка	Магнитное поле и его трансформации, параметры намагниченности и распределение магнитоактивных масс.	Районирование, распределение магнитоактивных тел в 3D измерении, прогноз вещества, палеомагнитные реконструкции.
Электроразведка	Распределение проводимости, высокоомные и низкоомные горизонты.	Геологические неоднородности с различной проводимостью, структура среды, насыщенность флюидами; наличие графитсодержащих толщ.
Теплометрия	Величина теплового потока, градиенты и распределение температуры по разрезу.	Тепловой режим, изменение свойства пород, очаги плавления.
Геохимическая, в т.ч. гелиевая съемка	Содержание и распределение редких, редкоземельных и др. геохимических элементов, геохимические аномалии.	Химический состав комплексов, прогноз палеогеодинамических обстановок, активные глубинные разломы.

Наибольшую сложность вызывает применение геофизических данных для расшифровки глубинного строения структур архейской и более древней коры. Связано это с тем, что физические свойства слагающих ее породных комплексов сближены вплоть до гомогенизации процессами высокотемпературного метаморфизма, перекристаллизации, многократных метасоматических изменений,

фазовых переходов вещества, последующего твердопластичного течения и других событий самоорганизации геологической среды в условиях нелинейности природных законов. Для земной коры раннепротерозойского возраста в геофизических образах уверенно распознаются структуры, которые содержат яркие индикативные элементы: комплексы палеорифтов, параплатформенного чехла, гранулиты, разломы и др., наличие и генетическая природа которых установлены прямыми геологическими методами. Информативность и эффективность интерпретации геофизических образов возрастает по экспоненте от позднепротерозойских структур в диапазоне от раннего до позднего палеозоя и достигает своего максимума для структур мезозойского и кайнозойского возраста, в подавляющем большинстве случаев в последствии выступающих типовыми глубинными геофизическими образами тектонических элементов.

Проблема геологической интерпретации данных одного геофизического метода или комплекса методов осложнена многообразием физических полей, степенью теоретического обоснования методов, аппаратурно-процедурных технологий и субъективизмом исследователей. Зачастую именно эти обстоятельства приводят к многовариантности и неоднозначности решений, созданию гипотетических, дискуссионных и альтернативных геологических моделей. Каждый геофизический метод в настоящее время углубленно изучает свой предмет и имеет специальную терминологию, в результате чего полученные результаты в силу своей «узкой» специфичности часто становятся непонятными и игнорируются для применения в другой области. Еще в 1980 г. В.В.Белоусов [10, стр.4] предложил технологический выход из этой ситуации: «…следует не просто взять результаты, полученные разными методами, надо научится геологу, геофизику, геохимику работать совместно и добиться того, чтобы разнородные методы вросли друг в друга, превратились в объединенный, геономический подход к природным явлениям».

До настоящего времени доминирует представление, что комплексное изучение недоступных для прямого наблюдения геологических объектов заключается в том, что бы результаты, полученные разными методами, дополняли и не противоречили друг другу, соответствовали эмпирически установленным линейным законам взаимообращения физических полей и свойств, в итоге, превращаясь в устойчивые атрибуты конкретного геологического объекта. Сложность и неоднозначность сопоставления разнометодных «геофизических образов», а иногда их противоречивость, свидетельствуют в пользу рассмотрения геологических объектов, происходивших и продолжающихся в них процессов с позиции открытых нелинейных самоорганизующихся и саморазвивающихся систем или нескольких взаимодействующих систем [8, 13]. Такая концепция допускает появление объектов со свойствами, отличающимися от отдельных свойств слагающих его элементов.

Классификация континентальных структур включает тектонические элементы различного порядка (ранга), при этом переход к более высокому рангу подразумевает увеличение степени изученности и детальности отображения объекта. Геофизические образы разных методов характеризуются различным масштабом и степенью детальности отражения геологического разреза в зависимости от субъективно заданных параметров исследований, обрабатывающих процедур и профессионального уровня обработчика и интерпретатора.

Основным геофизическим признаком континентальных структур является маркируемая планетарным разделом Мохоровичича увеличенная по отношению к структурам океанических областей мощность земной коры, которая практически повсеместно превышает 30 км. Вариации мощности для основных структур 1-го и более высокого порядка в ранге подвижных поясов и тектонически устойчивых областей (платформ), включающих щиты, антеклизы,

синеклизы, рифтовые элементы и др. приведены в табл. 2. Рассматриваемые структуры могут быть разнесены в четыре группы, различающиеся не столько особенностями тектонического строения, сколько проявлениями геодинамических процессов: I - орогенные складчатые (1), II - орогенные эпиплатформенные (2), III – платформенные (3-5) и IV – активного растяжения или прогибания, сопровождаемого интенсивным осадконакоплением (6-8).

Наиболее разработанные типовые модели структур на основе распределения в земной коре скоростных параметров по результатам работ ГСЗ составлены Н.И.Павленковой [6] и В.Муни (W.Mooney) [17]. В этих моделях подразумевается использование результатов геологической интерпретации геофизических образов посредством выделения осадочного, условного «гранитно-метаморфического», «промежуточного» и «нижнего» (базальтового) слоев земной коры. Различные соотношения мощности четырех «опорных» слоев позволяют детализировать классификацию континентальных структур на основе изменений общей мощности коры, но в силу ограниченного количества элементов, отсутствия внутрислойной информации и генетических индикаторов не раскрывают всего многообразия существующих тектонических образований и механизмов их формирования.

Таблица 2. Вариации мощности земной коры основных континентальных структур

Структуры и тектонические элементы 1-го и более высокого порядка		Мощность земной коры (км)									
		30		40		50		60		70	
1.	Горно-складчатые области					■	■	■	■	■	■
2.	Орогенные эпиплатформенные					■	■				
3.	Щиты древних платформ			■	■	■	■	■			
4.	Плиты древних платформ*			■	■	■					
5.	Плиты молодых платформ*			■	■						
6.	Глубокие и сверхглубокие впадины		■	■							
7.	Рифты, рифтовые системы		■	■							
8.	Окраинноморские области		■								

*- включая антеклизы и синеклизы

К особому типу структур относятся расположенные внутри континента и в акваториях окраинных морей сверхглубокие впадины (Прикаспийская, Южнокаспийская, Баренцевоморская, Вилюйская, Мексиканского залива и др.) с осадочным слоем достигающим 15-20 км и мощностью консолидированной части коры 10-15 км переходного от континентального к океаническому типу [2]. Не вписывается в классификацию [6, 17] Коротаихинский прогиб, располагающийся на северо-востоке Тимано-Печорской провинции, и Пур-Гыданский прогиб на севере Западно-Сибирской плиты. В их пределах мощность осадочного комплекса достигает 12-14 км, но не наблюдается встречного подъема границы Мохоровичича (она испытывает погружение), а вся консолидированная часть коры мощностью до 30 км и более сложена высокоскоростными породами, по всей вероятности основного состава [5, 7]. С большими допущениями находит в ней место модель строения коры рифта Мидконтинент в р-не оз. Верхнее (США), генезис которого связывается с мантийным плюмом [15].

Положения тектоники плит и геодинамики позволяют перейти от детерминированной классической типизации континентальных структур по «набору» основных геофизических параметров к привлечению сведений геодинамического характера, полученных в результате интерпретации «геофизических образов». По аналогии с понятием «геологические комплексы-индикаторы геодинамических обстановок», использованным Л.П.Зоненшайном и М.И.Кузьминым [1], эти сведения могут быть названы «геофизическими образами-

индикаторами». Для их получения необходим комплексный анализ максимального количества разносторонних результатов не только геофизических, но и геологического и геохимического методов. В этом процессе геофизические образы сейсморазведки МОГТ и ГСЗ могут быть отнесены к категории необходимых, поскольку в сочетании с производными из них данными (см. табл.1) обладают значительной информативностью и наилучшей на настоящее время разрешающей способностью для освещения глубинного разреза коры.

По мере изучения геолого-геофизических материалов становится очевидным, что в земной коре континентальных тектонических объектов присутствуют элементы континентальных, океанических и переходных обстановок, а сложная внутренняя структура коры и изменения ее общей мощности часто напрямую зависят от происходивших геодинамических процессов. Например, формирование тонкой (от 36 км до 42 км) кристаллической коры Лапландско-Кольского сегмента Балтийского щита в определенной мере может быть связано с денудацией ее верхней части, обеспечившей поступление огромных масс терригенного материала в Баренцевоморский бассейн. Но основную причину логичнее связывать с раннепротерозойским циклом геодинамической активности, охватившим этот регион и объединившим все основные стадии и типы геодинамических обстановок от континентального рифтогенеза и раскрытия океанического бассейна до субдукции, формирования задуговых бассейнов и завершающей коллизии континентальных микроплит [4]. Область аномально мощной коры до 60 км в финской части Балтийского щита возникла в результате поддвига и последующей коллизии Карельского архейского мегаблока с Свекофеннским палеопротерозойским (1,9±0,03 млн.л.) доменом [16]. «Корни гор» до 50-55 км и более под раннепротерозойскими складчатыми структурами Украинского щита [9] отвечают тектоническому скучиванию в коллизионных зонах. В пределах древних и молодых платформ установленное геофизическими методами локальное увеличение мощности осадочного чехла, появление в его основании дополнительного (промежуточного) сейсмокомплекса, а также утонение мощности консолидированной части коры за счет погружения поверхности фундамента и подъема границы Мохоровичича свидетельствует о рифтовых геодинамических условиях. Последующее пострифтовое погружение и структурообразование в основном вызывается изменениями термического режима и связанными с ними глубинными фазовыми превращениями [3]. Проявления плюмовой тектоники прогнозируются по наличию в основании коры или между корой и мантией под глубокими и сверхглубокими осадочными впадинами высокоскоростных комплексов пород [7]. Геофизические доказательства аккреционной и покровно-надвиговой структуры земной коры при наличии «корней гор» отражают коллизионные обстановки окраинно-континентальных и внутриконтинентальных горно-складчатых поясов.

Заключение

«Геофизические образы», как результаты разнометодных геофизических исследований, и их комплексная интерпретация свидетельствуют, что в земной коре континентальных тектонических структур присутствуют элементы, образовавшиеся в континентальных, океанических и переходных обстановках, а сложная внутренняя структура коры и изменения ее общей мощности часто напрямую зависят от происходивших геодинамических процессов.

Литература

1. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М., Наука, 1993. 192 с.
2. *Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н., Егоркин А.В.* Особенности структуры и физических полей земной коры и верхней мантии отдельных регионов Евразии. В кн.: Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. Под ред. А.Ф.Грачева. М. ПРОБЕЛ. 2000. С.291-308.

3. *Лобковский Л.И., Исмаил-Заде А.Т., Наймарк Б.М., Никишин А.М., Клутинг С.* Механизм погружения земной коры и образования осадочных бассейнов. ДАН, 1993, т.330, №2, с. 256-260.
4. *Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И.* Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М. Научный мир, 1996, 287 с.
5. *Объяснительная записка* к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири масштаба 1:2500 000. Отв. Ред. Н.А.Богданов и В.Е.Хаин. М., ИЛР АН, 1998. С.48-63.
6. *Павленкова Н.И.* Структура земной коры и верхней мантии по сейсмическим данным. В кн.: Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М., ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. С. 559-599.
7. *Петров О.В., Костюченко С.Л.* Глубокие осадочные впадины Сибири как следствие взаимодействия малых мантийных плюмов на литосферу Земли. Региональная геология и металлогения, 2002. 15. С. 58-74.
8. *Пущаровский Ю.М.* Линейновть и нелинейность в геологии. Вопросы нелинейной геологии и геодинамики. Материалы III семинара по нелинейной геологии и геодинамике. М., ГЕОС, 1998. С. 10-14.
9. *Соллогуб В.Б.* Земная кора Украины./ Геофизический журнал, 1982, Киев т.4, N 4, с. 3-25.
10. Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Киев. Наук. Думка, 1980. С. 3-4.
11. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника Внеальпийская Европа и Западная Азия. М. Недра, 1977. 359 с.
12. *Хаин В.Е.* Региональная тектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М. Недра, 1979. 356 с.
13. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М. Научный мир, 2001. 606 с.
14. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М., КДУ, 2005. 560 с.
15. *Hutchinson D.R., White R.S., Cannon W.F., Schulz K.J.* Keweenaw hot spot: geophysical evidence for a 1.1. Ga mantle plume beneath the Midcontinent rift system. J.Geophys.Res., 1990. V.95. P. 10869-10884.
16. *Korsman K., Korja T., Pajunen M., Virransalo P.*, and GGT/SVEKA Working Group. The GGT/SVEKA Transect: Structure and Evolution of the Continental Crust in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen in Finland. International Geology Review, vol. 41, 1999. P.287-333.
17. *Mooney W.D., Laske G., Masters T.G.* CRUST 5.1: A global crustal model at 5°x 5°. J.Geophys. Res., 1998, 103. P.727-747.

КАРТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАГНИТОАКТИВНЫХ МАСС В ЗЕМНОЙ КОРЕ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ МАСШТАБА 1:2 500 000 (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ 3D МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Костюченко С.Л. [а], **Алешина А.Ф.** [а], **Чупров А.И.** [б]

[а] *ГФУП «ВНИИГеофизика»*
[б] *«Зарубежгеология», Москва, Россия*
(kostgeo@mail.ru)

Геофизические методы обеспечивают получение базовых сведений о глубинном строении недр. Геологическая интерпретация аномального магнитного поля традиционно составляет основу вещественного прогноза и тектонического районирования перекрытого осадочным чехлом фундамента платформенных территорий и консолидированной коры в целом [2, 4, 5 и др.].

После публикации в 1979 году под редакцией Л.В. Булиной «Карты намагниченных образований территории СССР и дна прилегающих морей масштаба 1:5000 000» впервые по результатам 3D моделирования для Европейской части России составлена модель распределения магнитоактивных тел в земной коре, отражающая положение источников локальных аномалий, их размеры, глубину залегания верхних и нижних кромок и величину намагниченности. Особенностью построения модели является трехмерное решение прямой задачи магниторазведки для совокупности (группы) магнитоактивных тел, расположенных на значительных участках территорий.

Математическое решение моделирования реализовано в программе SAMAGN для конечных призм (рис. 1). Прототипом SAMAGN послужила программа MAGS, разработанная в «Зарубежгеологии» применительно к ПЭВМ и реализующая математические выражения Б.К.Бхаттачариа [1], и усовершенствованная в ГФУП «ВНИИГеофизика»

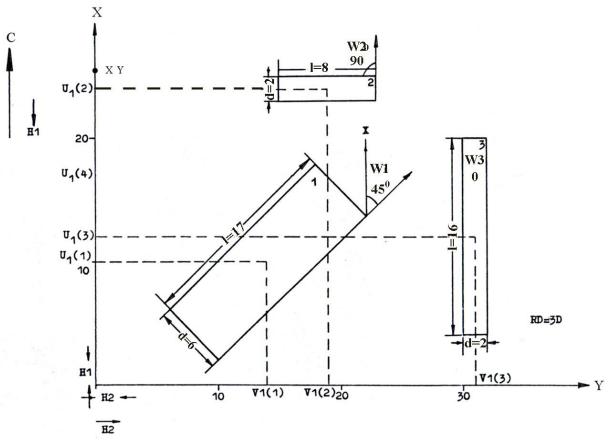


Рис.1. Определение параметров магнитоактивных тел для 3D моделирования
(ось X совпадает с направлением магнитного севера)

Аналитические положения, лежащие в основе обработки магнитометрических данных, подразумевают, что намагниченные тела могут быть аппроксимированы прямоугольными призмами с верхней и конечной нижней кромкой, расположены произвольно на площади исследований, намагничены однородно, а векторы их намагниченности направлены произвольно относительно геомагнитного поля. Результаты счета представляются значениями модуля напряженности магнитного поля dT в узлах равномерной сети, как сумма магнитного поля от всех тел. Радиус (R, км), в пределах которого вычисляется магнитное поле от единичного тела, как правило, в 2-3 раза превышает плановые параметры тела. Отображение результатов моделирования представляется в виде карт изолиний, положение, значение и форма которых сравниваются с наблюденным аномальным

полем (рис. 2). Количество итераций, выполняемых до максимально возможного совпадения расчетного и наблюденного магнитных полей, обычно составляет от 7 до 13-ти, иногда достигает 20-ти.

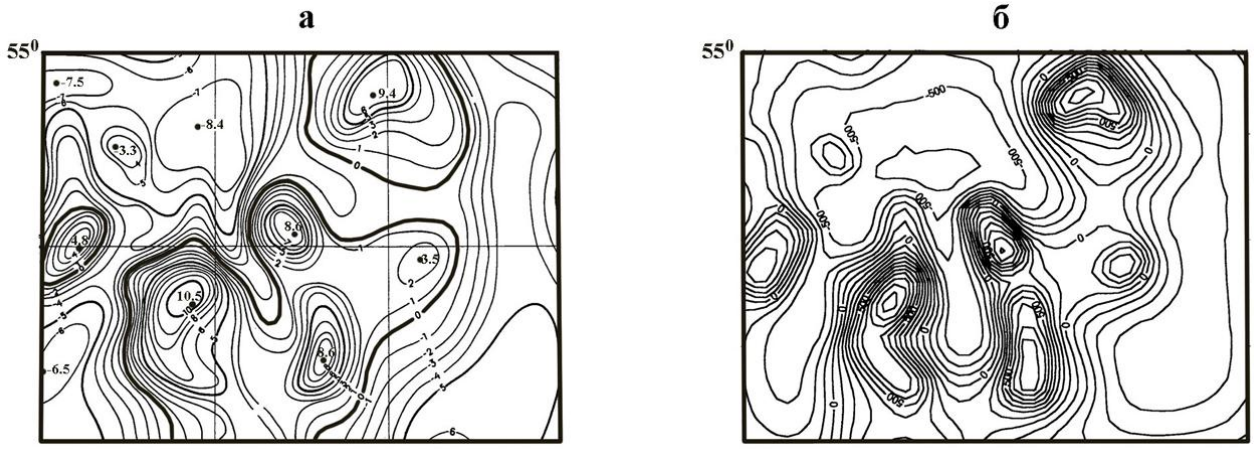


Рис. 2. Сопоставление наблюденного магнитного поля (а) с расчетным (б) по результатам3D моделирования на фрагменте листа N-37

Исходным материалом для построения модели послужили государственные карты аномального магнитного поля ΔT(a) масштаба 1:1000000 и 1:200 000. Определение верхних кромок магнитоактивных масс для исходной (нулевой) модели осуществлялось методом касательных в модификации В.К.Пятницкого (Л.Дж. Петерса) по аномалиям, снятых с карт. Значения верхней кромки по результатам 3D моделирования рассчитаны от высоты полета, которая в среднем по территории исследований составляет 250 м. Нижние кромки магнитных масс рассчитывались по эмпирической формуле Л.В.Булиной (1961г.): H = 2xmin─1,8(h−b). Пределы значений магнитной восприимчивости χ подбирались таким образом, чтобы результаты не противоречили известным или допустимым величинам для пород фундамента исследуемого района. Для максимальной сходимости наблюденного и расчетного полей корректировались параметры: l (длина), d (ширина), χ , h_1 и h_2 (глубина верхней и нижней кромок).

В процессе моделирования были оценены систематические погрешности, объединяющие колебания нулевого уровня и перекосы поля, вызванные условиями выполнения съемки, аппаратурными различиями, методикой и техникой полевых и камеральных работ отдельных исполнителей. Смещение нулевых уровней магнитного поля составляет от 50 нТл до 500 нТл. Эти погрешности осложняют интерпретацию региональных полей, но незначительно влияют на качественную и количественную интерпретацию локальных аномалий. При моделировании на площадь листа вводился «искусственный» магнитоактивный слой с восприимчивостью χ, отождествляемый с вмещающей горной средой в интервале глубин от среднего уровня верхних кромок локальных магнитных масс до их нижних кромок или несколько глубже. Необходимый региональный фон для расчетного участка подбирался, в основном, параметром χ и глубиной нижнего ограничения слоя.

В результате проведенных работ построена карта распределения магнитоактивных масс в земной коре платформенных территорий Европейской части России масштаба 1:2500 000. В зависимости от приуроченности к различным геологическим комплексам и разделам земной коры выделенные магнитные тела классифицированы на четыре категории: (1) проникающие в чехол, (2) выходящие на поверхность фундамента, (3) залегающие в кровле фундамента и (4) залегающие в консолидированной коре ниже поверхности

фундамента. Принципиальное отличие магнитоактивных тел, залегающих в кровле фундамента от выходящих на его поверхность, заключается в том, что последние могут представлять собой нижние корневые остатки магнитоактивных комплексов, верхняя часть которых была эродирована до формирования чехла.

Модельные расчеты, выполненные для магнитоактивных масс залегающих в консолидированной коре показали, что амплитуды создаваемых ими аномалий существенно зависят от залегания нижней кромки при ее размещении до глубины 10-15 км ниже дневной поверхности и изменяются незначительно при ее положении в интервале от 25 км до 50 км [3].

По степени магнитной восприимчивости (χ) магнитные тела классифицированы на (в $n \cdot 10^{-5}$ ед. СИ): (1) слабомагнитные: 0-750 и 750-1500; (2) среднемагнитные: 1500-3000, 3000-5000; (3) магнитные: 5000-10000, и (4) сильномагнитные: ≥10000 (рис. 3). К категории «обратно намагниченных» тел отнесены магнитоактивные объекты, создающие интенсивные отрицательные аномалии.

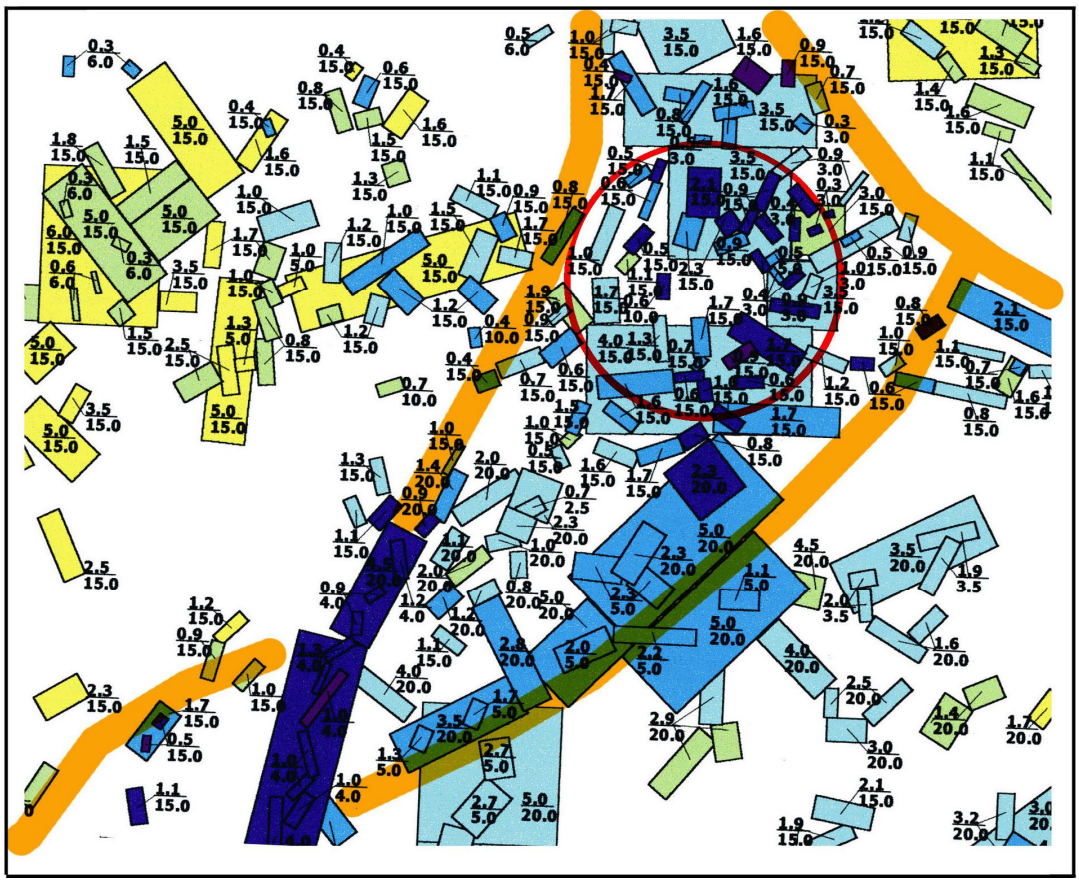


Рис. 3. Характер распределения магнитоактивных масс на территории Восточно-Европейской платформы (фрагмент) с элементами интерпретации (разломы, блоки и кольцевые структуры)

Характер объемного размещения магнитоактивных тел на площади и по глубине, их размеры, приуроченность верхних и нижних кромок к определенным гипсометрическим уровням, ориентировка длинных и поперечных осей тел, соотношение линейных размеров, изменения степени насыщенности земной коры магнитными телами на единицу площади и объема, а так же величина и направление их намагничения –

обеспечивают существенный приток информации для уточнения глубины залегания фундамента, тектонического районирования земной коры и выделения вещественных геологических образований.

По совокупности магнитных свойств в консолидированной части земной коры Восточно-Европейской платформы выделена Новгородская, Великолужско-Тихвинская, Среднерусская, включающая Нелидовско-Торжокский участок, Велижско-Московская, Московско-Кинешемская, Пачелмская, Воронежская, Токмовская и ряд других тектоно-магнитоактивных зон и полей, отражающих доменную и аккреционно-коллизионную структуру консолидированной коры кратона. Отдельные, как правило магнитные и сильно магнитные тела, маркируют железорудные образования. Линейные сильно магнитные массы отвечают основным и ультраосновным внедрениям в зонах глубинных разломов. Глубинные разломы разграничивают области (домены, блоки, террейны) с различным характером распределения и типами магнитоактивных тел (см. рис. 3).

Литература

1. *Бхаттачариа Б.К.* Магнитные аномалии, вызванные произвольно намагниченными призмообразными телами. Аэромагнитные методы в геофизике.- М.: Мир, 1966, с.69-83.
2. *Гафаров Р.А.* Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. Тр.ГИН АН СССР, 1963, вып. 85, 203 с.
3. *Костюченко С.Л., Чупров А.И.* Применение трехмерного магнитного моделирования для изучения глубинного строения закрытых территорий. Разведка и охрана недр. 1994, N 10, с. 21-24.
4. *Минц М.В., Филиппова И.Б., Судейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступрак В.М., Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А.* Восточно-Европейский кратон - палеопротерозойский аккреционно-коллизионный ороген. Тектоника земной коры. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т.1, М. ГЕОС, 2005. С. 452-456.
5. *Bogdanova S.V.* Segments of the East European Craton. /Europrobe symposium Jablonna, 1991, Warszawa, 1993, pp. 33-38.

РАННЕОРДОВИКСКИЙ МАГМАТИЗМ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (SHRIMP II)-ДАТИРОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ФАЗ КОГТАХСКОГО КОМПЛЕКСА

Котельников А.Д., Врублевский В.В.

Томский государственный университет, Томск, Россия (geokart@ggf.tsu.ru)

Раннекаледонские пликативные структуры Кузнецкого Алатау являются фрагментами Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), где проявлен полихронный и разноформационный магматизм. В юго-восточной части Кузнецкого Алатау распространены производные когтахского габбро-монцодиорит-сиенитового интрузивного комплекса, возраст формирования которого до последнего времени условно считался среднекембрийским [4,5]. В его петрографическом составе преобладают габброиды различного уровня щелочности и монцодиориты, соответственно представляющие две последовательных фазы становления комплекса. При этом пространственно сопряженные сиениты рассматриваются как значительно поздние и некомагматичные образования [3]. В легенде к Государственной геологической карте принято трёхфазное строение когтахского комплекса. Полученные нами данные U-Pb-изотопного датирования свидетельствуют о более молодом возрасте формирования габброидов когтахского комплекса на рубеже кембрий–ордовик и почти синхронном с ними внедрением сиенитов.

В качестве объекта для геохронологических исследований был выбран Бискамжинский интрузивный массив, который является одним из представителей когтахского комплекса (рис. 1). Он расположен на западном склоне Абаканского хребта, имеет штокообразную форму (~ 7 км^2) и концентрически-зональное строение [1]. В центральной части интрузива доминируют различные габброиды с фациальными переходами до щелочных разновидностей тералитового состава. По его периферии локализованы тела монцодиоритов второй фазы. Внутренняя структура массива осложнена дайками щелочных и нефелиновых сиенитов, по-видимому, представляющих третью фазу когтахского комплекса. Сходные по составу породы образуют отдельные ареалы севернее Бискамжинского массива.

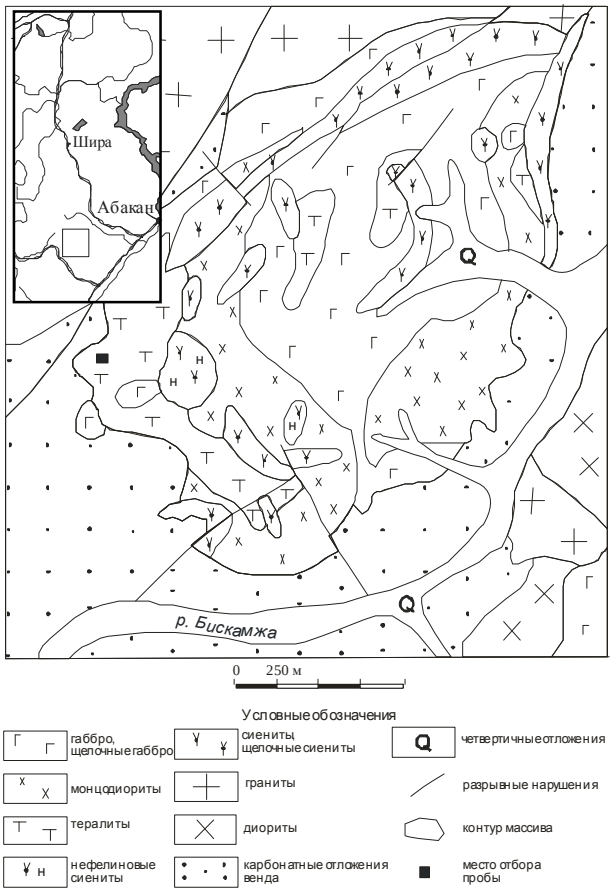
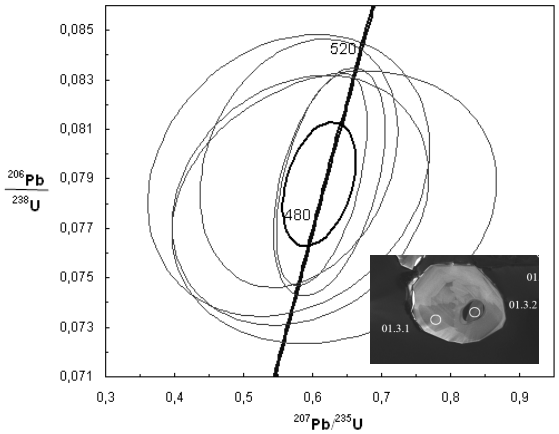


Рис. 1. Геологическая схема Бискамжинского массива

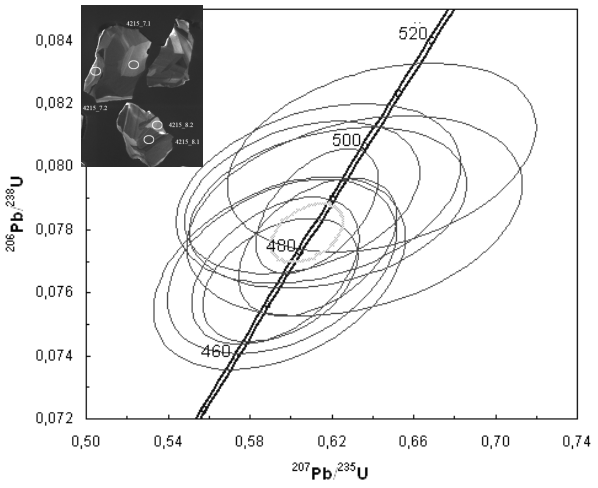
Щелочные габброиды типа тералитов широко распространены в пределах изученного плутона и обычно относятся к начальным производным когтахского комплекса [4]. В связи с этим нами предприняты изотопно-геохронологические исследования этих пород, входящих в состав Бискамжинского интрузива. U-Pb изотопное датирование выполнялось по

единичным зёрнам акцессорного циркона на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). Минерал представлен прозрачными светло-розовыми и бесцветными обломками зональных кристаллов дипирамидально-призматического габитуса. Его конкордантный возраст составляет T = 489 ± 10 млн. лет, что соответствует временному рубежу кембрий – ордовик (рис. 2). Аналогичное U-Pb датирование проведено для акцессорного магматического циркона из щелочных сиенитов третьей интрузивной фазы. По 11 зёрнам минерала установлен возраст пород T = 483,4 ± 3,7 млн. лет (рис. 3). Это указывает на практически одновременное формирование габброидов и сиенитов в процессе становления единого магматического комплекса.



T = 489 ± 10 млн. лет, СКВО = 0.27,

Рис. 2. U-Pb изотопная диаграмма с конкордией для циркона из тералитов Бискамжинского массива



T = 483.4 ±3.7 млн. лет, СКВО = 0.13,

Рис. 3. U-Pb изотопная диаграмма с конкордией для цирконов из сиенитов г. Каскылах

Таким образом, можно предполагать, что первая интрузивная фаза когтахского комплекса имеет более молодой раннеордовикский возраст, а установленная синхронность породообразования позволяет выделять его как габбро-монцодиорит-сиенитовый парагенез. Вместе с тем, в Мрасском секторе Кузнецкого Алатау выявлена ассоциация умеренно-щелочных габброидов с близким возрастом 490 ± 19 млн лет (Лужбинский ареал малых интрузий) [2,5]. Поэтому, нами не исключается возможность корреляции мафитов Бискамжинского интрузивного массива с этими магматическими образованиями.

Исследования поддержаны Федеральными целевыми программами «Экология и природные ресурсы России (2002–2010 гг.)», «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.» Министерства природных ресурсов и Министерства образования и науки РФ.

Литература

1. *Геря В.И.* Химизм породообразующих минералов и пород Бискамжинского интрузива щелочных габброидов //Рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск, 1991. С. 52-59.
2. *Изох А.Э., Гибшер А.С., Владимиров А.Г. и др.* Ордовикские габброидные ассоциации Горной Шории и Салаира и их геодинамическая интерпретация // Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк, 1995. С. 200-202.
3. *Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балыкин П.А.* Габбро-монцодиоритовая формация Кузнецкого Алатау // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. Отд-ние, 1979. С. 5-96.
4. *Халфин С.Л.*. Петрология когтахского габбро-монцонит-сиенитового комплекса (Кузнецкий Алатау). Новосибирск: Наука, Сиб. Отд-ние, 1965. 92 с.
5. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области // С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров, С.М. Борисов и др. [Гл. ред. А.Ф. Морозов]. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 187 с.

КАРТИРОВАНИЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ПОГРЕБЕННЫХ ФОРМ ФУНДАМЕНТА И ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ОМРА-СОЙВИНСКОГО ВЫСТУПА КОСМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НГП)

Котик И. С.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия
(ivkotik@gmail.com)

Площадь исследований располагается в старом нефтегазоносном районе, который расположен в пределах одноименной структуры II порядка – Омра-Сойвинской ступени (рис. 1).

Необходимо отметить, что наиболее крупные структуры в этом районе уже выявлены (Нижне - и Верхнее-Омринские месторождения) и поэтому основной задачей является поиск более сложно построенных литологических, структурно-тектонических и комбинированных ловушек.

Проведенное здесь структурное бурение было сосредоточено, преимущественно, в пределах выявленных месторождений, а сейсморазведочные работы, проведенные в прошлом веке, ограничивались лицензионными площадями и имели невысокую разрешающую способность и относительно редкую сеть профилей. В связи с этим решение задачи поиска локальных структур наряду с накопленными геолого-геофизическими материалами должно базироваться на новых методах геологических исследований.

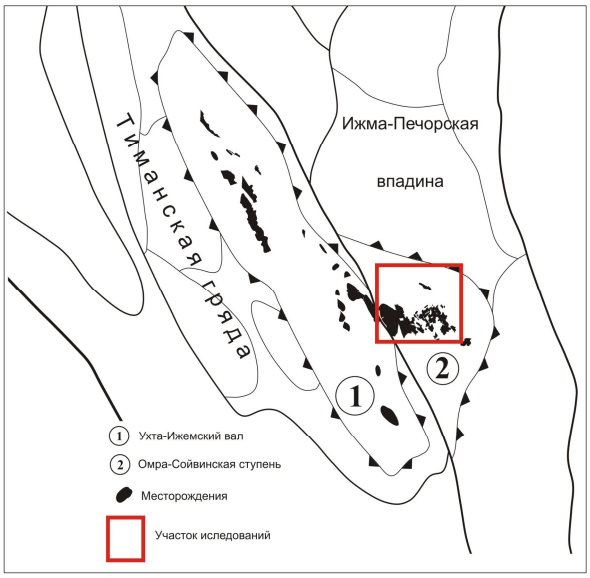


Рис. 1. Тектоническая схема района исследований

С этой целью данная территория была исследована с помощью высокоразрешающих многоспектральных и радиолокационных космических снимков.

Омра-Сойвинская ступень как положительная структура сформирована над крупным, наклоненным на восток блоком фундамента, сложенным преимущественно интрузивными породами. Характерной особенностью строения ступени и осложняющих ее локальных структур является, в основном, поперечное простирание по отношению к северо-восточному склону Тимана, сундучная форма и косая ориентировка локальных структур к оси ступени [1]. Проведенной геологической съемкой установлено, что тектоническое строение платформенного чехла находится в прямой зависимости от движений и структурных форм фундамента. Установлено, что стыкам двух соседних блоков или систем блоков, перемещающихся в вертикальном направлении относительно друг друга, в покрывающем фундамент осадочном чехле соответствуют флексуры, либо дизъюнктивные нарушения и значительные изменения мощностей нижних горизонтов осадочного чехла.

Кобруновым А. И. и др. (1997 г) в результате интерпретационных работ, обобщающих материалы сейсмических, гравиметрических и геологических работ было выявлено более сложное тектоническое строение территории. Моноклинальное погружение пород в северном направлении осложняется структурными носами, воздымающихся в южном направлении, осложненных локализующимися в их пределах небольшими локальными структурами. В простирании выделенных по данным сейсморазведки разрывных нарушений прослеживаются два основных направления: субмеридиональное и северо-

западное. Дизъюнктивные нарушения субмеридионального направления, характеризуются, по мнению авторов, конседиментационным развитием, а нарушения северо-западного простирания постседиментационным характером образования. Кроме того, дизъюнктивные дислокации образуют серии грабенообразных прогибов.

В результате проведенного структурно-тектонического анализа космических снимков были спрогнозированы ряд пликативных и дизъюнктивных объектов (рис. 2). Спрогнозированные объекты были сопоставлены со структурными построениями, выполненными по результатам сейсморазведочных работ (рис. 3). Для удобства изложения материала, выделенные прогнозные локальные структуры были определены по порядковому номеру.

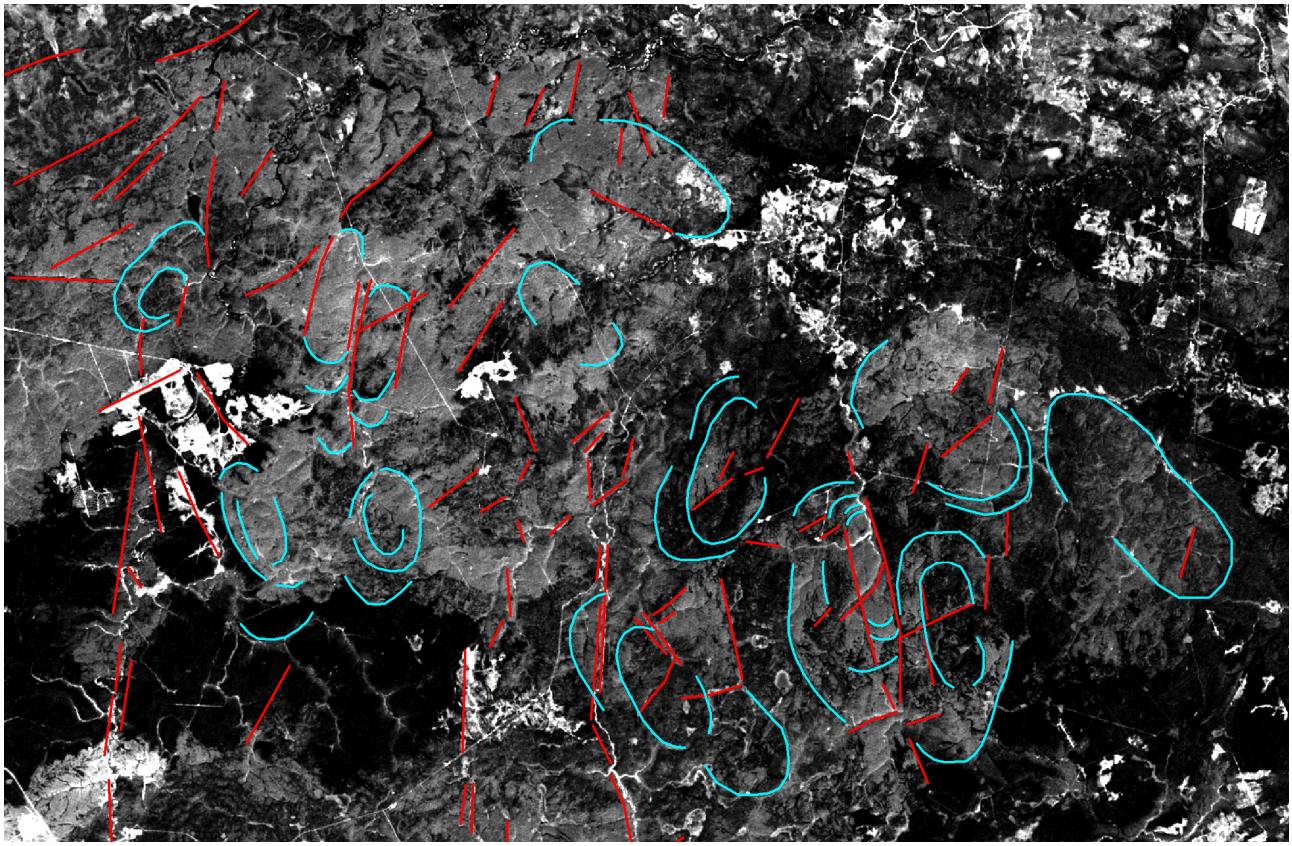


Рис. 2. Фрагмент снимка со спутника Landsat-7 и схема структурногодешифрирования

Прогнозные локальные поднятия №1 и №2 разделены грабенообразным прогибом, совпадающим с небольшим смешением с Нижне-Омринским-Сосновским грабеном, выделенным по отложениям среднего девона, протягивающегося в субмеридиональном направлении через всю площадь. По горизонтам осадочного чехла, выделенная структура субмеридионального простирания №2 приурочена к структурному выступу. Северо-западной периклинали Кадачской структуры, приурочена локальная структура №3, которая развернута относительно нее на северо-восток.

Располагающиеся западнее локальные структуры №4 и №5 имеют субмеридиональное простирание и осложнены на крыльях разрывными нарушениями. По подошве доманиковых отложений они располагаются в пределах относительного пологого выступа, однако, учитывая развитие по площади микрограбенов, а также на примере структур №1, 2 можно предполагать более сложное строение. Здесь, возможно, наличие микрограбена, либо приуроченность их к приразломным складкам.

Фиксируемое на материалах сейсморазведочных работ крупное разрывное нарушение, осложняющее структурный выступ, отражается на материалах космических съемок.

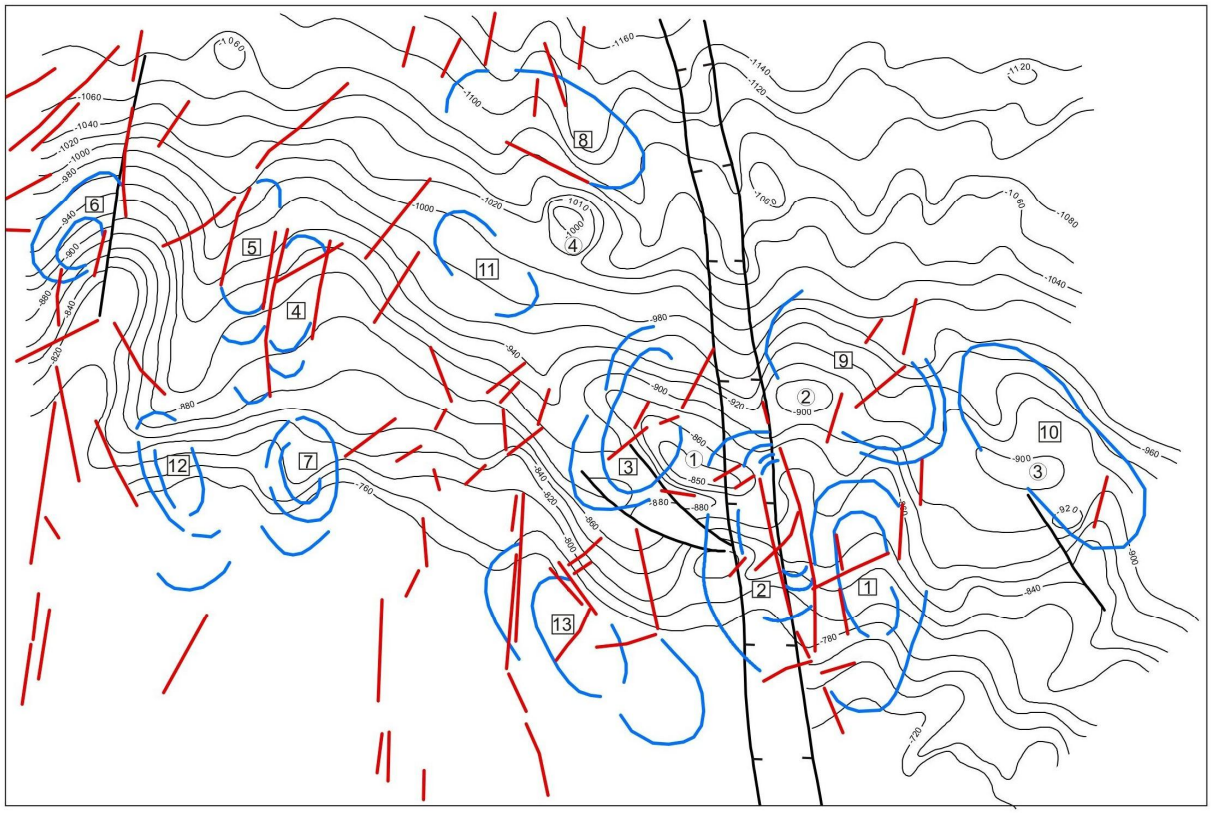


Рис. 3. Структурная карта по подошве доманикового горизонта (D_3dm) с элементами дешифрирования

совпадающих по ориентировке и протяженности группы дислокаций и приуроченности к ним локальной структуры №6, которую можно охарактеризовать как складку приуроченную к разлому.

Выделенные локальные структуры № 7, 8, 9, 10 приурочены по горизонтам осадочного чехла небольшим положительным перегибам слоев (№7), структурным носам (№8) и осложняющих их локальных структур (№9, 10).

Прогнозные локальные структуры №11, 12, 13 не отразилась на структурных построениях материалов сейсморазведочных работ, что может быть обусловлено нахождением в межпрофильном пространстве (№11), недостаточным количеством их пересечений (№12), либо их отсутствием (№13). Однако, не исключено наличие здесь структурных осложнений или небольших локальных поднятий.

Таким образом, всю совокупность выделенных локальных поднятий можно разделить на несколько типов (рис. 3): 1) структуры, приуроченные к микрограбенам – №1, 2, 4, 5; приуроченные к приразломным складкам – №6; к структурным носам и осложняющих их локальных поднятий и небольшим положительным структурным осложнениям пород чехла – №7, 8, 9, 10.

Спрогнозированные по космическим материалам разрывные нарушения имеют преимущественно две системы ориентировок: субмеридиональную и северо-западную. В некоторых случаях они образуют систему дискретных отрезков вытянутых в одном направлении. При интерпретации дизъюнктивных нарушений, выделенных различными методами (космическими и сейсмическими) наблюдается их пространственная

корреляция в западной части, в районе структуры №6, и в восточной части, в районе структур №1, 2. Отражение на материалах дистанционных съемок разрывных нарушений осадочного чехла может свидетельствовать об их активности на рельефообразующем этапе. что обусловило их проявленность в современном рельефе. Мелкие разрывные дислокации, выделенные на космических материалах, могут отражать трещиноватость верхней части разреза, не фиксируемую на сейсмических материалах.

Полученные результаты исследований погребенных форм осадочного чехла и фундамента, свидетельствуют об активно проявляющихся тектонических движениях последнего на рельефообразующем этапе, влияющего на переформирование структурных форм осадочного чехла. Приуроченность выделенных по космическим снимка локальных структур к положительным формам осадочного чехла свидетельствует об эффективности использования дистанционной информации полученной из космоса. В дальнейшем, основываясь на достигнутых результатах, возможно прогнозирование локальных структур, перспективных на обнаружение залежей углеводородов в пределах слабо изученных прилегающих площадях.

Литература

1. Структура платформенного чехла Европейского севера СССР. – Л.: Наука, 1982 г. – 200 с.

КИНЕМАТИКА И ОСОБЕННОСТИ МОРФОСТРУКТУРНОЙ СЕГМЕНТАЦИИ ХРЕБТА КНИПОВИЧА НА ОСНОВЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ.

Кохан А.В. [а], **Дубинин Е.П.** [б], **Грохольский А.Л.** [б], **Абрамова А.С.** [в]

[а] *Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, кафедра Геоморфологии и Палеогеографии, Москва, Россия (kkkkk1987@mail.ru)*

[б] *Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Музей Землеведения, Москва, Россия (edubinin08@rambler.ru)*

[в] *Геологический институт РАН, лаборатория Геоморфологии и Тектоники Дна Мирового Океана,, Москва, Россия*

Введение

Хребет Книповича протягивается более чем на 550 км вдоль Шпицбергенской континентальной окраины от 73°45’ до 78°35’ с.ш. [7] Он ограничен хребтом Мона на юге, с которым сочленяется под углом 102 градусов. На севере он соединяется по системе трансформных разломов северо–западного простирания (трансформные разломы Моллой и Шпицбергенский) с коротким спрединговым центром – хребтом Моллой.

К северу от этой системы трансформных разломов протягивается косая по отношению к направлению раздвижения плит структура трога Лена. Еще севернее располагается ультрамедленный спрединговый хребет Гаккеля. Судя по особенностям истории развития, морфологии рельефа, геологическому строению этих структур все их можно объединить в транзитную зону, сформировавшуюся между двумя спрединговыми хребтами – Мона и Гаккеля. Формирование этой системы хребтов и разломов шло в рамках существовавшей сдвиговой зоны, которая вследствие изменения направления движения плит региона приобрела раздвиговуй компоненту. Это событие, произошедшее 30-35 млн лет назад привело к формированию молодой нестабильной системы структур с аномальными геологическими, геоморфологическими и геофизическими свойствами [7]. Данная работа посвящена хребту Книповича как наиболее изученной части этой системы.

Общая характеристика хребта Книповича

Хребет Книповича занимает уникальную геодинамическую нишу в пределах региона. Эта структура является главным элементом транзитной зоны между хребтами Гаккеля на севере и Мона на юге. Хребет образует на юге с рифтовой зоной хребта Мона угол в 102º, сочленение происходит без трансформного сдвига. На севере его ограничивает разломная зона Моллой, с которой хребет сочленяется под углом в 60º. Общее направление рифтовой долины наклонно по отношению к предсказанному направлению вектора движения плит (307º) [7, 8]. Это приводит к косому спредингу на протяжении всего хребта. Направление хребта меняется на 75º50’ с.ш. Севернее этой широты хребет имеет ориентировку 000º-007º(002º), а южнее 343º-350º(347º). Таким образом, отклонение от нормального направления спрединга в северной части хребта равно 37º , а в южной 50º [9].

В поперечном сечении хребет явно асимметричен – его западный фланг значительно шире восточного, на нем выделяется 6-7 гряд. На восточном фланге отмечаются лишь три гряды, что связано с обильным поступлением осадков со Шпицбергенской континентальной окраины [2]. Долина хребта Книповича на большем протяжении имеет V-образный поперечный профиль. Ее средняя глубина – 3500 м, средняя ширина – 14 км [8]. Борта долины осложнены террасовидными уступами [3].

Осевая долина хребта Книповича совпадает с поясом минимальных значений гравитационных аномалий в свободном воздухе, значения которых достигают здесь минус 10 – 20 мГал [7]. Магнитное поле северной части Норвежско–Гренландского бассейна резко отличается от поля типично спрединговых хребтов Мона и Гаккеля. Здесь преобладает мозаичный тип аномаль-

ного магнитного поля с отчетливо выраженным северо–восточным простиранием аномалий. Спрединговый тип аномалий имеет локальное распространение, пространственно не совпадая с геоморфологической структурой хребта Книповича. Ширина зоны спрединговых аномалий уменьшается с юга на север от 250 км у Гренландского порога до 25 км у Шпицбергенского [2].

Специфической особенностью хребта Книповича является излияние наиболее глубинных по происхождению расплавов Na–типа, что отражает иной по сравнению с хребтами северной Атлантики геодинамический режим и фиксирует более холодную литосферу [3]. Вулканические породы относительно обогащены натрием, кремнием, калием и обеднены железом [5]. В зоне хребта Книповича развиты базальты, характерные для молодого спредингового процесса [2, 5]. По особенностям своего химического состава исследованные базальты ближе всего к толеитам Красноморского рифта, который отличается молодым возрастом и заложен на древней континентальной коре Африкано-Аравийского кратона [2]. Характерно так же, что на всем протяжении хребта Книповича спрединговые аномалии отличаются низкими значениями напряженности магнитного поля – не более 100-200 нТл [2].

Таким образом, хребет Книповича является косым ультрамедленным спрединговым хребтом. Хребет характеризуется отчетливым отображением в рельефе дна, геофизических полях и отмечается приуроченностью к нему полосы эпицентров землетрясений. Он занимает косоориентированное положение по отношению к более древним структурам, как бы накладываясь на первичную структуру океанического бассейна. Развитие структурного плана шло не только в результате сложного сочетания раздвиговых и сдвиговых движений при раскрытии океанического дна, но и в условиях смены преобладания ролей этих составляющих. При этом, геоморфологическая структура хребта Книповича пространственно не совпадет с общей картиной магнитного поля. Факт наличия аномальных по составу базальтов подчеркивает сложность вопроса возникновения и истории развития хребта Книповича.

Кинематика спрединга хребта Книповича.

Рифтовая зона хребта несколько раз меняет свое простирание при движении с юга на север. В ее пределах можно выделить несколько сегментов с различными кинематическими показателями. Как уже отмечалось, сегментация хребта Книповича формируется короткими магматическими сегментами. Между ними простираются с различным азимутом протяженные амагматичные сегменты.

Соотношение эффективных составляющих скорости со сдвиговыми скоростями, стабильно колеблется около 1 вдоль всего хребта. Только сегмент, протягивающийся от 74°45’ до 76° с.ш., характеризуется значительным превышением сдвиговой компоненты над раздвиговой. Данный участок хребта, по всей видимости, постепенно эволюционирует в трансформный разлом.

В северной, более молодой части хребта сегменты с неустойчивым соотношением компонент скорости спрединга, приближающимся к единице, также в будущем могут развиться в такие трансформные смещения.

Морфоструктурная сегментация хребта Книповича и ее связь с кинематикой спрединга

Для построения продольного профиля через рифтовую долину были использованы батиметрические данные, полученные в ходе 24, 25 и 26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов» [4].

По продольному профилю через рифтовую долину, было выделено 5 магматичных сегментов, превышение которых составляет не менее 500 м над прилегающими глубоководными бассейнами. Они разделяют 6 амагматичных сегментов, которые представлены узкими вытянутыми глубоководными бассейнами, глубина которых относительно гребневой зоны составляет около 1000-1500 м. Магматичные сегменты представляют собой вулканические поднятия высотой 500-1200 м ориентированные ортогонально направлению растяжения. Субор-

тогонально ориентируются и разломы, причем они полностью преобладают в популяциях трещин, зафиксированных в данных районах [7, 9]. В их пределах в обилии встречаются вулканические постройки центрального типа, свежие лавовые потоки, очаги гидротермальной активности [4, 8, 9]. Каждому из них соответствует минимум МАБ, причем относительное превышение прямо пропорционально величине минимума аномалии [9]. За пределами оси на 50-100 км в рельефе дна прослеживаются субпараллельные поднятия, фиксирующие стабильное функционирование вулканических центров на протяжении последних нескольких миллионов лет.

Ареалы магматизма – магматичные сегменты хребта приурочены к районам изменения простирания его рифтовой оси. По всей вероятности, они приурочены к зонам повышенной трещиноватости. Они имеют длину от 4,5 км до 16,5 км и ширину от 3,6 км до 13,7 км Морфологически они выражены в виде сконцентрированных и выстроившихся в цепочку бугристых вулканических конусов и кратеров, серии островершинных хребтов, расположенных на фоне глубоководных бассейнов в пределах днища рифтовой долины. В пределах бортов рифтовой долины их сопровождают поднятия аналогичной ориентировки, которые достигают глубин в 700-800 м [4].

В районе сегментов простирание оси значительно меняется. Расстояния между магматичными сегментами хребта Книповича равняется около 85-100 км, при глубине фундамента около 4000 м (средняя мощность осадков берется за 500 м) [4].

Магматические сегменты разделяют протяженные амагматичные троги, представленные глубоководными бассейнами длиной от 31 до 143 км, в ширину от 6,3 до более 10 км, глубина бассейнов составляет от 3400 до 3700 м. Магматичные сегменты смещают бассейны друг относительно друга, так же наблюдается смена ориентировки каждого бассейна-сегмента от 340° до 011° [7, 8, 9]. Разломы в пределах каждого сегмента ориентируются субпараллельно простиранию, возрастает доля сдвигов, субпараллельных растяжению [8]. В пределах каждого сегмента наблюдается рассеянный вулканизм. Так же в пределах каждого сегмента наблюдаются островершинные (до 400 м) хребты, ориентированные ортогонально к направлению спрединга. По мнению К.Окино с соавторами, эти возвышенности являются магматически нестабильными и короткоживущими вулканическими центрами. По данным сонарной съемки, они так же покрыты лавовыми потоками [7, 9].

Таким образом, амагматичные сегменты отличаются следующими особенностями: они ориентированы косо по отношению к направлению спрединга, выполняя роль нетрансформных смещений для магматичных сегментов. Морфологически они выражены в виде глубоководных вытянутых бассейнов, характеризуются рассеянным вулканизмом. Так же в пределах бассейнов наблюдаются нормальные сбросы, ориентированные косо по отношению к основному тренду хребта. По всей видимости, амагматичные сегменты отвечают за перераспределение напряжений между типичными раздвиговыми структурами магматических сегментов на фоне существования компоненты сдвига в развитии хребта, а также компоненты сжатия.

В рельефе хребта четко отражается зависимость от кинематики спрединга. Южный участок хребта в районе сегмента 5М характеризуется более свдиговой природой спрединга. Здесь отклонение от нормального направления спрединга составляет 50°. Угол α между простиранием хребта и направлением раздвижения плит составляет 40°. В рельефе формируется бассейн типа пулл-эпарт, ортогонально ориентированный к направлению спрединга. С севера к нему примыкают структуры сильносдвигового сегмента. В рельефе они выражены системой протяженных впадин с минимальными проявлениями вулканизма. Северный участок хребта в районе сегментов 1М, 2М, 3М характеризуется более ортогональным растяжением. Здесь отклонение от нормального направления спрединга составляет 37°, α=53°. В рельефе эти изменения фиксируются сокращением длины сдвиговых сегментов и выражающих их в рельефе впадин до 15-20 км. При этом длина и количество

магматических сегментов возрастает. Все они характеризуются обильными проявлениями вулканических конусов и свежих лавовых потоков.

Экспериментальное моделирование структурообразования в рифтовой зоне хребта Книповича

Эксперименты проводились с учетом критериев подобия [6], на установке, модельном материале и по методике, описанным в работе [1]. Скорость растяжения в модели составляла ~$1{,}67*10^{-5}$ м/с. Были заданы ослабленные линейные зоны, генеральные тренды которых соответствуют современным ориентировкам хребтов Мона и Гаккеля. Их соединяла ослабленная зона, соответствующая общему тренду структур хребта Книповича и Шпицбергенской зоны разломов. Так же учитывалась ориентировка моделируемых хребтов по отношению к вектору растяжения. В модели изменялись угол наклона ослабленной зоны по отношению к растяжению, а также ширина ослабленных зон. Были проведены эксперименты по моделированию структурообразования как для всей транзитной зоны, так и для отдельных сегментов хребта с характерными для них углами α.

В модели разрушение всегда происходило в ослабленных зонах хребтов Мона и Гаккеля и приобретало сходную с этми хребтами сегментацию. В пределах ослабленной зоны косого модельного хребта «Мона» сегментация трещин носила S-образный эшелонированный характер, а в пределах ортогонального хребта «Гаккеля» трещины были прямолинейными, неэшелонированными, сильноудлиненными. Для их дальнейшего развития были возможны два варианта: либо они сталкивались под прямым углом с толстым блоком континентальной коры под углом 15-20º, либо заворачивали в пределы ослабленной зоны. В любом случае, они определяли дальнейшее развитие системы трещин.

В пределах ослабленной зоны модельного хребта Книповича сегментация носила сильносдвиговый характер. Фактором, определяющим сегментацию этих структур, является угол наклона ослабленной зоны по отношению к направлению растяжения. Была проведена серия экспериментов при которой этот угол менялся от 10 до 50°. При этом было установлено, что постепенно при увеличении угла наклона длина сдвиго-раздвигов и раздвигов нарастает. Определяющими при наклоне в 10-20° являются чистые сдвиги. При наклоне в 20-25° наблюдается система сдвиго-раздвигов с преобладанием сдвига. При наклоне в 25-35° сдвиги и раздвиги характеризуются примерно равным соотношением по длине. При угле больше 35° раздвиги начинают преобладать, однако значительная компонента раздвижения в их кинематике все еще присутствует вплоть до угла 50°.

Наиболее сложная сегментация наблюдалась в серии экспериментов, моделирующей общую геодинамику всей транзитной зоны от хребта Мона до хребта Гаккеля. При этом соблюдалась ориентировка всех структур относительно растяжения, а угол наклона транзитной ослабленной зоны составлял 30-35°. В этом случае в пределах ослабленной зоны формировались структуры типа «пулл-эпарт», короткие бассейны растяжения, ориентированные либо ортогонально к растяжению, либо под углом 10-20° к его вектору, соединенные сдвигами и сдвиго-раздвигами. Причем изначально закладывались зоны растяжения, которые спустя некоторое время соединялись сдвигами. Сегментация всей системы была нестабильна, наблюдались многочисленные перескоки и отмирания отдельных элементов спрединговой оси.

В третьей серии экспериментов была рассмотрена сегментация северного и южного участков хребта Книповича, чьи морфологические и кинематические различия были описаны выше. Главной отличительной особенностью сегментации ослабленной зоны ориентированной под углом в 50° к направлению растяжения является наличие многочисленных эшелонированных трещин преимущественно ортогональной ориентировки к направлению растяжения. При этом практически пропадают структуры, которые отвечают преимущественно за сдвиг. Сходная картина наблюдается в пределах днища рифтовой долины на северном участке хребта. Ослабленная зона, ориенти-

рованная под углом в 40° моделировала южный участок хребта. Для нее было характерно наличие протяженных косых сдвиго-раздвигов, ориентированных под углом в 10-15° к растяжению, причем длина сдвигов в этих экспериментах была большей. Аналогичная картина наблюдается в пределах южного сегмента хребта Книповича, где косые бассейны пулл-эпарт (ориентированные под углом в 5-10° к направлению растяжения) соединяются более протяженными, чем на северном участке хребта сдвиговыми зонами.

Заключение

Проведенный анализ кинематики, морфологии, морфоструктурной сегментации и механизмов структурообразования рифтовой зоны хребта Книповича позволяет сделать следующие выводы. В настоящее время хребет является неустойчивой, формирующейся границей плит. На протяжении его развития в регионе чередовались геодинамические обстановки с преобладанием сдвига и раздвига. В результате в настоящее время эти компоненты конкурируют в формировании структурного плана рифтовой зоны хребта. Экспериментальное моделирование показало, что даже при незначительном изменении составляющих сдвига и раздвига и ориентировки сегментов хребта характер структур, определяющих морфологию рифтовой зоны, будет изменяться от сдвиговых до сдвиго-раздвиговых. При этом формируются бассейны типа пулл-эпарт, соединенные сдвигами и сдвиго-раздвигами различной длины. Первые выражены в рельефе в виде ортогональных к оси растяжения вулканических поднятий, вторые – в виде трогов и слабоудлиненных впадин с редуцированными проявлениями вулканизма.

Литература

1. *А.Л. Грохольский, Е.П. Дубинин* Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника, 2006, №1, С. 76-94
2. *В. В. Верба, Г. П. Аветисов, Т. В. Степанова, Л. Е. Шолпо.* Геодинамика и магнетизм базальтов подводного хребта Книповича (Норвежско-Гренландский бассейн) // Российский журнал наук о Земле, 2000, Т. 2, № 4.
3. *Е.А. Гусев, С.И. Шкарубо* Аномальное строение хребта Книповича // Российский жур-нал наук о Земле, 2001, Т. 3, №2, С. 165-182.
4. *Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю., Мазарович А.О. и др.* Строение зоны перехода континент-океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24-26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов», 2006 – 2009 гг.). // Международный полярный год, Труды. 2010. Том 4. Науки о Земле. в печати.
5. *Н. М. Сущевская, А. А. Пейве, Б. В. Беляцкий* Условия формирования слабообогащенных толеитов в северной части хребта Книповича // Геохимия, 2010, №4, С. 339-356
6. *Шеменда А.И.* Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика, 1983, №10, С. 10-19.
7. *Crane K., Doss H. et al.*. The role of the Spitzbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovoch ridge // Marine Geophysical Researches. Vol. 22. 2001. pp. 153-205
8. *Curewitz D., Okino K., et al.*. Structural analysis of fault populations along the oblique, ultra-slow spreading Knipovich Ridge, North Atlantic Ocean, 74_30°N-77_50°N // Journal of Structural Geology. Vol. 32, 2010, pp. 727–740
9. *Okino K., Curewitz D., et al.*. Preliminary analysis of the Knipovich Ridge segmentation: influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system // Earth and planetary science letters, Vol. 202, 2001, pp. 275-288.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ГЛУБОКОПОГРУЖЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НГБ (ЯНАО)

Кравченко М.Н.

Федеральное Государственное Унитарное Предприятие «Всероссийский Научно-Исследовательский Геологический Нефтяной Институт»
(resurs@vnigni.ru)

Северная часть Западно-Сибирской геосинеклизы характеризуется большой мощностью осадочного чехла, также широким развитием палеозойских образований, осадочно-вулканогенного триаса и отложений юрского комплекса. На большей части ЯНАО палеозойский чехол залегает на больших глубинах, превышающих 5500 м. Максимальные глубины кровли осадочного триаса приурочены к Большехетской впадине – 7800 м, а на структурах Мессояхского порога глубина залегания до 5500 м. Согласно количественной оценке 2002 г. прогнозные ресурсы Д1+Д2 палеозойского НГК составляют почти 6% НСР ЯНАО, прогнозные ресурсы Д1+Д2 юрского комплекса - 30% НСР ЯНАО (13,3% - J2, 6% - J1). Также следует отметить, что эти комплексы наименее изучены глубоким бурением, что и служит причиной сложившейся структуры начальных суммарных ресурсов НСР.

В результате бурения и исследования сверхглубокой скважины СГ-7 (Ен-Яхинская) – глубиной 8250 м внесены существенные коррективы в представления о строении глубоких горизонтов и подтверждены высокие перспективы газоносности вскрытых глубинных комплексов. В юрских, триасовых и пермских отложениях выделены аккумулирующие коллекторские и флюидоупорные толщи. Результаты исследования разреза СГ-7 подтвердили развитие природных резервуаров на больших глубинах. Сложнопостроенные коллекторы порового, порового-трещинного и трещинного типов выявлены как в терригенных породах триаса и нижней юры, так и в вулканитах нижнего триаса и перми, вплоть до глубин 7-8 км [2]. При испытании СГ-7 получены притоки газа, обогащенного метаном (более 90%), из следующих интервалов 6039-6055 м, 6094-6111 м, 6365-6380 м, 6539-6567 м, 6750-6760 м, 7024-7163 м. (В Ярудейской 38 – притоки нефти)

В результате бурения и исследования сверхглубокой скважины СГ-6 (Тюменская) нефтегазоматеринские породы зафиксированы в гораздо большем интервале глубин, чем предполагалось, опровергнуты представления о непрерывном уплотнении терригенных пород и отсутствии коллекторов на больших глубинах, установлена значительная роль процессов разуплотнения [1].

В качестве ловушек УВ можно рассматриваются песчано-алевролитовые толщи новоуренгойской свиты J1, витютинской, варенгаяхинской, пурской свит тампейской серии триаса и вулканогенно-осадочную толщу короточаевской свиты красноселькупской серии нижнего триаса. В качестве регионального флюидоупора можно рассматривать преимущественно глинистые отложения ягельной свиты J1 мощностью до 120 м.

Особенный интерес вызывает наиболее изученная Надым-Пурская НГО, в трех нефтегазоносных районах которой (Уренгойском, Надымском и Губкинском) открыты залежи УВ ниже отметки в 4000 м. В ачимовском НГК залежи нефти на Уренгойском месторождении (глубина залегания пластов от 4033 до 4180 м, запасы категории АВС1+С2 - 103,3 млн.т), Северо-Самбургском месторождении (глубина залегания пластов от 3959 до 4088 м, запасы нефти категории АВС1+С2 – 85,9 млн.т) и Оликуминском месторождении (глубина

залегания пласта 3952-4010 м, АВС1+С2 – 22,4 млн.т). В верхнеюрском НГК открыты залежи на Западно-Юбилейном месторождении на глубине 4000-4013 м, запасы нефти АВС1+С2 составляют 21,7 млн.т. В среднеюрском НГК открыты залежи нефти на Уренгойском месторождении (3961-4078 м, АВС1+С2 – 5,2 млн.т.) и на Оликуминском месторождении (4178 – 4259 м, АВС1+С2 – 37,8 млн.т).

Залежи газа на глубине свыше 4000 м открыты в ачимовских отложениях на Уренгойском месторождении (3880-4030 м, АВС1+С2 – 4,0 млрд.м3) и на Ямбургском месторождении (4039-4082 м, АВС1+С2 – 192,3 млрд.м3). В верхнеюрских отложениях – Западно-Юрхаровское месторождение (4193-4227м, АВС1+С2 = 47,5 млрд.м3). В средней юре открыты залежи на Южно-Песцовом месторождении (4193-4204 м, АВС1+С2 – 43,3 млрд.м3) и на Ямбургском месторождении (4037-4219 м, АВС1+С2 – 11,4 млрд.м3).

Тенденцией последних лет стало увеличение приростов запасов нефти и газа за счет доразведки более древних глубокопогруженных горизонтов осадочного чехла уже открытых месторождений. Этаж нефтегазоносности на таких месторождениях достигает 2,5 км (Уренгойское нефтегазоконденсатное месторождение).

Анализ результатов бурения скважин Тюменская, Ен-яхинская, Ярудейская, а также открытие новых залежей в глубокопогруженных горизонтах на уже известных месторождениях данного района доказывает наличие коллекторов и покрышек на глубине ниже отметки 4000 м. Очевидна необходимость дальнейшего изучения этого объекта поиска – уточнение границ распространения нижне-среднеюрских и триасовых отложений, выявление исходных нефтематеринских толщ.

Результаты начального этапа сверхглубокого бурения на севере Западной Сибири подтверждают высокую перспективность глубокопогруженных отложений не только на газ, но и на нефть и ставят проблему более ускоренного развития исследований глубоких горизонтов.

Литература

1. *Т.В. Белоконь-Карасева, С.Е. Башкова, Г.Л. Беляева и др.* «Перспективы нефтегазоносности глубоко погруженных отложений севера Западной Сибири по данным сверх глубокого бурения». Геология нефти и газа, № 6, 2006 г.
2. *И.А. Плесовских, И.М. Нестеров (мл.), Л.А. Нечипорук и др.* «Особенности геологического строения северной части Западно-Сибирской геосинеклизы и новые перспективные объекты для поисков углеводородного сырья». Геология и геофизика, № 9, т. 50, 2009 г.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВОВ НОРИЛЬСКОГО ТИПА

Криволуцкая Н.А. [а], **Соболев А.В.**[а], **Гонгальский Б.И.** [б], **Свирская Н.М.**[а], **Рощина И.А.** [а], **Кузьмин Д.В.** [в], **Симакин С.Г.** [г], **Шлычкова Т.Б.** [а]

[а] *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия (nakriv@mail.ru)*

[б] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

[в] *Институт химии им.Макса Планка, Майнц, Германия*

[г] *Институт информатики и микроэлектроники РАН, г. Ярославль*

Введение

В пределах Норильского района, расположенного на севере Сибирской трапповой провинции, широко распространены ультрабазит-базитовые массивы. Их геохимические особенности близки к породам туфо-лавовой толщи [1,4], но вопросы корреляции интрузивных и эффузивных пород в районе до сих пор окончательно не решены. Между тем, ответы на них имеют огромное значение как для выяснения общей эволюции магматизма в раннем триасе на этой территории, так и для оценки потенциальной рудоносности массивов разных комплексов (поскольку уникальные Pt-Cu-Ni месторождения локализованы в единичных из них - Талнахском, Хараелахском, Норильск 1).

Методы решения и объекты исследования

Для установления возможных вулкано-плутонических [5, 6] систем в Норильском районе проводились детальные исследования разрезов туфо-лавовой толщи в разных его тектонических структурах и определение положения интрузивов в осадочных и вулканических породах. Принадлежность базальтов и интрузивов к определенным свитам и комплексам устанавливалась на основании их петро-геохимических характеристик, полученных с помощью методов индуктивно связанной плазмы и рентгенофлуоресцентного (ICP-MS, LA ICP-MS и XRF). При сопоставлении различных по рудоносности массивов большое внимание было уделено составам породообразующих минералов, исследованных на электронном и ионном микрозондах (Jeole SuperProbe 8200, Cameca 4-mfs). С разной степенью детальности было изучено 19 интрузивов разной степени рудоносности – от содержащих сплошные руды до безрудных.

Результаты исследований

Подразделение интрузивных пород на комплексы в Норильском районе традиционно осуществлялось согласно их внутреннему строению, как правило, отражающему степень дифференцированности исходной магмы [2]. Этот принцип удобен при первичной диагностике интрузивных тел, однако не может использоваться для более глубоких выводов и анализа процессов рудоотложения, связанного с базитовым магматизмом.

На основании детальных геохимических исследований магматических пород трапповой формации, было установлено, что как лавы, так и интрузивы подразделяются на 3 главных типа: 1) с повышенным Gd/Yb отношением (породы ивакинской и гудчихинской свит и соответственно массивы ергалахского комплекса и скв. Ф-225), 2) с низким Gd/Yb отношением, но обогащенные крупноионными литофильными элементами (базальты надеждинской свиты - интрузивы нижнеталнахского типа) 3) с низким Gd/Yb отношением, но с рядовыми содержаниями крупноионных литофильных элементов (базальты моронговской - мокулаевской свит – рудоносные интрузивы норильского комплекса, а также базальты кумгинской-самоедской свит и интрузивы далдыканского комплекса с повышенными

концентрациями титана). Сопоставление рудоносных и безрудных массивов между собой, а также с вулканическими образованиями должно проводиться только в пределах выделенных типов.

Соотношение вулканитов и интрузивов. В последние годы в результате геологоразведочных работ было установлено, что свиты, рассматривающиеся как комагматы рудоносных интрузивов (туклонская и надеждинская), прорываются интрузивами с богатыми рудами, поэтому не являются членами единой вулканно-плутонической ассоциации. Это продемонстрировано на примере рудоносного Масловского интрузива (рассматриваемого как продолжение массива Норильск 1), расположенного выше в стратиграфическом разрезе по сравнению с другими массивами норильского комплекса. Верхняя его часть локализована в породах надеждинской свиты [3].

Сопоставление рудоносных и безрудных массивов. Для сопоставления безрудных и рудоносных массивов норильского комплекса использовались геохимические особенности пород, а также главных породообразующих минералов, особенно оливинов из габбро-долеритов. Было установлено, что по содержаниям редких элементов в оливинах пикритовые габбро-долериты массивов разной степени рудоносности принципиально отличаются друг от друга: в массивах со сплошными рудами накопление ТРЗ в процессе фракционной кристаллизации в оливинах происходит в 2-3 раза быстрее, чем в в оливинах из слабо оруденелых и безрудных массивах. По этому признаку массивы с уникальным оруденением Талнахский, Хараелахский и Норильск 1 отличаются от массивов Норильск 2, Зуб-Маркшейдерского и др. Менее отчетливо выявленные различия характерны и для пироксенов. Однако эти различия почти нивелируются в вышезалегающих породах (оливинсодержащих габбро-долеритах). Одним из важных выводов, полученных при сравнительном изучении оливин-шпинелевого равновесия, а также исследования флюидных включений в оливинах с помощью рамановской спектроскопии, является заключение о более восстановительных условиях кристаллизующихся магм безрудных массивов.

Заключение

Массивы норильского комплекса были сформированы в результате самостоятельного магматического этапа в постморонговское (или даже более позднее время) во время образования трапповой толщи. Образование руд в пределах отдельных интрузивов определялось во многом внутрикамерными условиями кристаллизации, в том числе и окислительно-восстановительными условиями в этот период.

Литература

1. *Годлевский М.Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М: Госгеолтехиздат, 1959, 61 с.
2. *Васильев Ю.Р., Золотухин В.В.* Петрология ультрабазитов Севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: «Наука», 1975. 271 с.
3. *Криволуцкая Н.А., Рудакова А.А.* Строение и геохимические особенности пород трапповой формации Норильской мульды (СЗ Сибирской платформы) // Геохимия, № 7, 675-698.
4. *Лихачев А.П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: «Эслан», 2006, 496 с.
5. *Радько В.А.* Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1991, № 11, С. 19-27.
6. *Naldrett, A.J.* A Model for the Ni–Cu–PGE Ores of the Noril'sk Region and Its Application to Other Areas of Flood Basalt // *Econ. Geology*, 1992, V. 87, P. 1945–1962.

СВИДЕТЕЛЬСТВА КОРОВО-МАНТИЙНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ГРАНИТОИДОВ УСПЕНСКОГО МАССИВА (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)

Крук Н.Н [а], Москаленко Е.Ю. [б], Киселева В.Ю. [а], Серов П.А. [в]

[а] *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия (kruk@uiggm.nsc.ru)*
[б] *Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия (emoskalen@mail.ru)*
[в] *Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия (mozay@mn.ru)*

Пересыщенные глиноземом гранитоиды (высокоглиноземистые гранитоиды по [1] или гранитоиды S-типа по [2]) представляют собой особый класс кислых интрузивных пород и являются типоморфными для зон континентальной коллизии. Формирование их традиционно связывается с плавлением метаосадочных пород верхней коры, утолщенной в результате коллизионных процессов. При этом роль мантийных источников либо отрицается вовсе, либо считается пренебрежимо малой.

Однако, накопленные за последние десятилетия геолого-петрологические данные, свидетельствуют о том, что 1) высокоглиноземистые гранитоиды могут формироваться не только в зонах коллизии, но и в значительно более широком диапазоне тектонических условий, включая трансформные континентальные окраины, внутриплитные обстановки и т.д.; 2) высокоглиноземистые гранитоиды часто сопровождаются проявлениями синхронного базитового магматизма, что заставляет предполагать участие в их генезисе мантийных магм. В этом отношении весьма интересны результаты исследования Успенского гранитоидного интрузива в Южном Приморье, излагаемые в настоящей работе.

Успенский массив расположен на юге Приморского края, на побережье Японского моря и представляет собой вытянутое в северо-восточном направлении интрузивное тело с размерами 40 х 10 км, прорывающее юрские терригенные отложения кривинской серии. Массив сложен породами двух интрузивных ассоциаций: 1) гранат-двуслюдяные и гранат-биотитовые гранит-лейкограниты; 2) биотитовые (± амфибол) гранодиориты и меланограниты. Внедрение гранитоидов происходило в антидромной последовательности. Возраст гранитоидов, определенный U-Pb методом по цирконам, составляет 103,3±2,4 млн. лет [3], что соответствует раннему альбу и совпадает с периодом тектонической активизации Центрально-Сихотэ-Алинского и Партизанского разломов, связанной с существованием на Дальнем Востоке России трансформной континентальной окраины [4].

По химическому составу гранитоиды Успенского массива представляют собой породы нормальной щелочности с существенно калиевой специализацией щелочей и повышенными содержаниями глинозема, отвечая высокоглиноземистым гранитоидам по [1] или гранитам S-типа по [2].

Геохимические характеристики пород двух ассоциаций существенно различаются [5]. Так гранатсодержащие гранит-лейкограниты характеризуются повышенными концентрациями редких щелочей (до 250 г/т Rb), Th и U, низкими содержаниями Sr (20 – 25 г/т), Ba (30 – 80 г/т), Hf (1 – 2,5 г/т) и Zr (11 – 30 г/т). Для пород характерны нижекларковые содержания редкоземельных элементов (32 – 92 г/т). Спектры распределения РЗЭ имеют квазисимметричную форму ($(La/Yb)_N$ = 1,4 – 2,5) и глубокие ($(Eu/Eu^*)_N$ = 0,08 – 0,14) минимумы. Значение первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах

ранней ассоциации составляет 0,70608 – 0,7062; ε(Nd)t = -3,0…- 3,5. Биотитовые (±амфибол) гранодиориты и меланократовые граниты поздней ассоциации по большинству редкоэлементных характеристик близки к среднему составу гранитоидов S-типа по (6). Однако содержания Sr (300 – 350 г/т) и Ba (450 – 650 г/т), а также суммарные концентрации РЗЭ (до 200 г/т) несколько превышают уровень, типичный для высокоглиноземистых гранитоидов; в этом отношении они обнаруживают некоторые признаки пород монцонитоидного ряда. В наиболее кремнекислых породах (гранитах) эти отличия становятся менее заметными. Гранитоиды поздней ассоциации характеризуются неоднородностью изотопных характеристик: $(^{87}Sr/^{86}Sr)i$ = 0,70441 – 0,70636; ε(Nd)t = -2,4…-0,6.

Наличие базитового магматизма, синхронного с формированием гранитоидов Успенского массива, фиксируется по наличию постгранитных даек, сложенных серией пород от габбро и меланодиоритов до гранодиоритов и гранитов. Кроме того, для гранитоидов поздней ассоциации характерно наличие округлых шлировидных выделений меланократовых пород (автолитов). Распределение их в породах крайне неравномерное, а наибольшая концентрация наблюдается в центральной части массива. Здесь исследованиями [7] зафиксирована зона мощностью более 500 метров, резко обогащенная меланократовыми включениями.

Общее простирание зоны субмеридиональное и совпадает с ориентировкой южной оконечности Центрально-Сихотэ-Алинского разлома в районе его выхода на побережье Японского моря в северной оконечности Успенского массива. В пределах этой зоны выявлено более десятка линейных тел мощностью от 1 до 10 метров, сложенных округлыми меланократовыми выделениями («автолитами») в гранодиоритах. Количество «автолитов» в этих телах непостоянно и, как правило, составляет около 50 – 60 об. %, в единичных случаях достигая 80 – 85 об. %. Размер включений варьирует от 1 – 2 до 50 – 60см. На контактах «автолитов» с гранодиоритами часто наблюдаются лейкократовые оторочки мощностью до 5см, сложенные кварцем, альбит-олигоклазом и калиевым полевым шпатом. Вне пределов линейных тел количество «автолитов» резко понижается, не превышая 15% в их непосредственном обрамлении и 3-5% - на удалении более 5 метров.

Собственно «автолиты» сложены средне-мелкозернистыми породами магматического облика с гипидиоморфнозернистой структурой, равномернозернистыми или (в краевых частях включений) слабопорфировидными, состоящими из плагиоклаза (олигоклаз – андезин), зеленовато - бурого амфибола (магнезиально-железистая роговая обманка с f = 37 – 49%), темно-коричневого биотита (сидерофиллит с f = 61 – 67%). В краевых частях «автолитов» обычны кварц и калиевый полевой шпат. По вещественному составу меланократовые включения варьируют от лейкогаббро до кварцевых диоритов (50 – 61% SiO_2), обогащенных калием (2,12 – 3,09% K_2O) и фосфором (0,22 – 0,45% P_2O_5) при умеренных содержаниях титана (0,8 – 1,3 % TiO_2). Редкоэлементный состав характеризуется повышенными содержаниями Sr, Ba, Zr (до 500, 550 и 180 г/т соответственно) и РЗЭ (суммарно – до 160 г/т). По этим особенностям наиболее основные разности «автолитов» близки к постгранитным габброидам и диоритам, единичные дайки и мелкие тела которых известны в центральной части Успенского массива.

Генезис меланократовых обособлений остро проблематичен. Ранее эти образования описывались как включения реститового материала в гранитоидах или кавитационные структуры [7, 8]. Учитывая их визуальное сходство с минглинг-дайками ряда регионов Центральной Азии, а также близость вещественного состава «автолитов» и постгранитных габброидов, мы считаем, что зона, обогащенная «автолитами», представляет собой частично дезинтегрированный «рой» минглинг-даек.

Формирование минглинг-даек сопровождалось реакционным взаимодействием между габброидами и гранитоидами. Первые признаки этого взаимодействия проявляются на расстоянии около 120м от зоны. Здесь в гранодиоритах появляется новообразованная низкоглиноземистая роговая обманка с f = 90 – 92% и крайне низким содержаниями F и Cl, начинает слабо возрастать основность плагиоклаза и незначительно падают содержания фтора в биотите. На расстоянии около 80м от зоны минглинг-даек в породах фиксируется появление акцессорного сфена.

В интервале расстояний 120 – 90м породы, несмотря на появление кальцийсодержащих темноцветных минералов, остаются пересыщенными глиноземом, сохраняя значения индекса Шенда на уровне 1,05 – 1,08. На расстоянии менее 90м от зоны минглинг-даек в породах фиксируется возрастание общей щелочности (за счет повышения содержаний Na_2O), и увеличение концентраций кальция при слабом падении кремнекислотности. При этом содержания калия и фемических компонентов остаются на прежнем уровне.

Наибольшие изменения минерального и вещественного состава зафиксированы для гранодиоритов, разделяющих отдельные минглинг-дайки. Эти породы недосыщены глиноземом (индекс Шенда 0,85 – 0,89), индекс щелочности в них за счет повышения концентраций Na достигает 0,69 (по сравнению с 0,58 – 0,61 для типичных гранитоидов массива), обычны акцессорные амфибол и сфен.

Синхронно изменяются изотопные характеристики гранитоидов. Если на удалении в 60м от зоны минглинг-даек для гранодиорита зафиксировано $(^{87}Sr/^{86}Sr)i$ = 0,7063, то для гранодиорита «внути» минглинг-дайки $\varepsilon(Nd)t$ = -2,5 и $(87Sr/86Sr)i$ = 0,7064, а для крупного «автолита» (по составу – меланодиорит) эти параметры составляют соответственно -2,6 и 0,7075.

В геохимическом отношении наиболее меланократовые породы «автолитов» близки к постгранитным габброидам, однако изотопные характеристики базитов, слагающих минглинг-дайки, и постгранитные мелкие тела не идентичны. Если для крупного «автолита» зафиксированы $\varepsilon(Nd)t$ = -2,6; $(87Sr/86Sr)i$=0,7075, то для меланодирита из постгранитной дайки значения этих параметров составляют -1,2 и 0,7055. Вероятнее всего наблюдаемое несоответствие обусловлено тем, что изотопные характеристики пород «автолитов» также существенно смещены за счет взаимодействия с гранитоидами.

Таким образом, что внедрение и кристаллизация синплутонических базитов сопровождались обменом веществом между габброидами и вмещающими их гранитоидами. Признаки этого взаимодействия фиксируются по изменению как минерального состава пород, так и их геохимических (включая изотопные) характеристик. Масштабы этого процесса на уровне становления интрузива относительно невелики: объемы «гибридных» гранитоидов сопоставимы с объемами базитов минглинг-даек и составляют лишь доли процента от общего объема пород массива. Однако при магмогенерации масштаб корово-мантийного взаимодействия, вероятно, значительно больше. Косвенно на это указывают результаты геохимического моделирования, основанные на содержаниях редких и редкоземельных элементов в гранитоидах Успенского массива и их наиболее вероятном протолите – осадочных породах кривинской серии.

Моделирование проводилось для условий порционного плавления с учетом экспериментальных данных [9]. Его результаты показывают, что формирование пород ранней ассоциации (гранатсодержащих гранит-лейкогранитов) могло быть следствием частичного плавления (около 15%) осадочных пород при P<5 кбар и содержании воды более 2% в равновесии с кварц-биотит-двуполевошпатовым (± кордиерит) реститом. Результаты моделирования не противоречат данным по изотопному составу Nd в осадочных породах кривинской серии ($\varepsilon(Nd)_{100}$ = -2,0…-3,0).

Попытка рассчитать геохимическую модель формирования пород поздней (гранодиоит-меланогранитовой) ассоциации в условиях «закрытой» системы, используя в качестве протолита те же самые осадочные породы, не увенчалась успехом. Даже при увеличении степеней плавления до 50% составы модельных расплавов отличаются от реальных пород более низкой общей щелочностью, высокой калиевостью, пониженными концентрациями Sr и легких РЗЭ, а наблюдаемые концентрации Zr, Hf и Y могут быть достигнуты только при условии плавления значительной части (более 60%) акцессорного циркона и удалении его из рестита. Однако даже в этом случае не удается объяснить повышение ε(Nd)t в отдельных пробах до -0,6.

Различия вещественного состава модельных выплавок и реальных гранитоидов хорошо соответствуют тенденциям изменения состава последних вследствие взаимодействия с базитами минглинг-даек. Поэтому мы считаем, что формирование гранитоидов поздней (гранодиорит-меланогранитной) ассоциации Успенского массива происходило за счет анатексиса осадков верхней коры при одновременном взаимодействии (преимущественно диффузионном) с обогащенными калием и несовместимыми элементами базитовыми магмами мантийного генезиса. Кроме того, базитовый очаг мог играть роль источника дополнительного тепла, обеспечивавшего анатексис и повышенные степени плавления коровых протолитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (интеграционный проект № 13) и РФФИ (грант № 10-05-00486).

Литература

1. *Изох Э.П.* Гипербазит-габбро-гранитный ряд и формация высокоглиноземистых гранитоидов. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1965, 136 с.
2. *Chappel B., White A.* Two contrasting types of granites // Pacific Geology. 1974. V. 8. N 2, p. 173-174.
3. *Ханчук А.И., Крук Н.Н, Валуй Г.А. и др.* Успенский массив южного Приморья – петротип гранитоидов трансформных континентальных окраин // ДАН, 2008, т. 420, №5, с.664-668.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 979 с.
5. *Москаленко Е.Ю., Крук Н.Н., Валуй Г.А.* Новые данные по геологии и геохимии гранитоидов Успенского массива (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология, 2011, в печати.
6. *Whalen J. B., Currie K.L., Chappel B.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. p. 407-419.
7. *Валуй Г.А.* Образование автолитов в гранитоидах как флюидно-магматическое расслоение расплавов // Тихоокеанская геология, 1991, т. 16, № 1, с. 11-20.
8. *Тарарин И.А.* Генетическое значение включений в гранитоидах Успенского массива в Приморье // Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород. Владивосток. ДВНЦ АН СССР, 1975, с. 142-167.
9. *Holtz F., Johannes W.* Genesis of Peraluminous Granites I. Experimental Investigation of Melt Compositions at 3 and 5 kb and Various H_2O Activities // J. Petrol., 1991, V. 32, N. 5, p. 935-958.

РОЛЬ ВОДЫ В ПРОИСХОЖДЕНИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

М.Ю. Крылков, Н. М.Крылков

Российский государственный геологоразведочный университет (РГГРУ) , Москва, Россия
(M.Krylkov@mail.ru)

Результаты бурения на Кольском полуострове сверхглубокой скважины показали, что сейсмические разделы в недрах - это не границы слоев из пород разного состава. Они указывают на изменение свойств горных пород с глубиной. Из-за высокого давления и температуры свойства пород резко меняются. Поднятый на поверхность с 12-ти километровой глубины предполагаемый «базальт» становился гранитом, причем керн крошился и распадался. Чем дальше уходила скважина, тем меньше качественных образцов попадало в руки учёных[3].

С глубиной, начиная где-то в районе девяти километров, толщи оказались пористыми и сильно трещиноватыми, по ним циркулировали водные растворы. Позднее этот факт подтвердили другие сверхглубокие скважины на континентах. На отметке 7 км температура в забое скважины была 120°С, на 12 км - достигала уже 230°С. Аналогичные данные получают и при глубоком бурении на шельфе.

Попробуем, основываясь на этих фактах, выдвинуть еще одну гипотезу о причинах образования этих трещин.

Притяжение Луны и Солнца деформирует Землю (рис.1), и ее подземные воды должны осуществлять отток и приток по трещинам глубинных пород. За сутки должно происходить два оттока более горячих и два притока менее горячих вод. Сами трещины из-за гравитационного поля Луны как бы дышат (раскрываются и захлопываются). Как показывают расчеты, сила тяготения Солнца почти в 200 раз больше, чем сила тяготения Луны. Однако приточные силы, порождаемые Луной, почти вдвое больше порождаемых Солнцем.

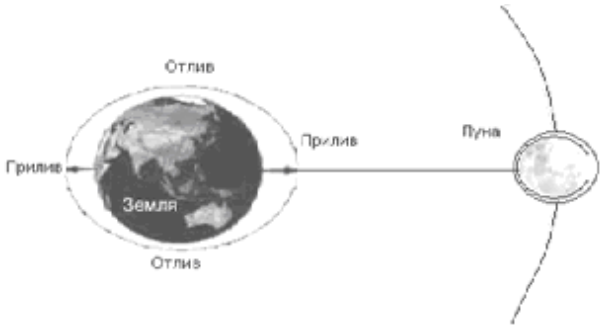


Рис.1 Схема гравитационного взаимодействия Земли и Луны

Породы в десятки раз менее прочны на растяжение чем при сжатии (табл.1). При перепаде температур (опыты показывают, что достаточно десятков градусов, если материал каменный) происходит регулярное образование трещин. Этот стохастический процесс может охватывать значительные объемы земной коры. Собственно, землетрясения и приурочены к областям высокой современной тектонической активности и связаны с конвергентными и дивергентными границами литосферных плит на значительных площадях.

Таблица 1.

Горные породы	Предел прочности на сжатие $\delta_{сж} \cdot 10^5$, Па	Предел прочности на растяжение $\delta_{раст} \cdot 10^5$, Па
Известняк	1030-1640	91
Андезит	986	58
Туф	1156	67
Доломит	1620	69
Гранит мелкозернистый	1660	120
Гранит среднезернистый	2592	143
Сиенит	2152	143
Сиенит-порфир	2250	143
Габбро	2300-3406	135
Диабаз	3430	134

Ослабление прочности горных пород трещинами приводит к их разрыву. Трещины вызывают формирование очага землетрясения. Проходит время, и начинается момент образования глобальных трещин разрушения. Из-за сложности процессов образования трещин предсказывать время глобального разрушения можно лишь вероятностными методами.

Землетрясение характеризуется гипоцентром, эпицентром, интенсивностью, магнитудой и энергией[1,2].

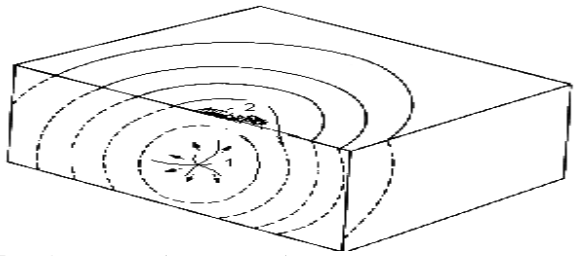


Рис.2. 1- очаг (гипоцентр), 2- эпицентр

Известно, что гипоцентр это не точка, а некоторое пространство, объем, формы и размеры которого могут быть самыми различными [1,2], и этот факт свидетельствует в пользу нашей модели.

Таким образом, ключевым моментом в объяснении предвестников землетрясений **(**форшоков) и их самих является:

- суточное вращение Земного шара и вода;
- непрерывное изменение деформации обводненной оболочки Земли.

Для проверки этой гипотезы была создана база данных «землетрясения» (в среде Microsoft Visual C++). Методами множественной регрессии отработаны некоторые варианты изложенной выше гипотезы. Полученные результаты предполагается доложить на конференции.

Литература

1. *Болт Б.А.* Землетрясения: Общедоступный очерк. Пер. с англ. – М.: Мир, 1981, 256 с., ил.
2. *Касахара К.* Механика землетрясений. Пер. с англ. – М.: Мир, 1985, 264 с., ил.
3. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. – М.: МФ. «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998 -260с.

ОТОБРАЖЕНИЕ ИНФИЛЬТРАЦИИ ВОДЫ И ЕЁ РАСТВОРОВ В СЕЙСМИЧЕСКОМ ПОЛЕ НЕФТЕНОСТНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Кузин А.М.

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва (amkouzin@ya.ru)

Образование нефти одно из распространенных явлений в геологической среде. Для месторождений нефти установлена феноменологическая связь с континентальным типом земной коры. Очевидно, что в образовании нефти должны участвовать, наиболее, распространенные природные химические соединения и геологические процессы. К таким природным соединениям первую очередь относятся вода и кремнезем, к процессам – тектоническая активизация и связанные ней преобразование вещества и структуры геологического пространства, в том числе дегазация Земли.

Одним из интересных явлений в размещении месторождений углеводородов является относительно резкая граница латеральной локализации по фазовому состоянию, нефтяных, нефтегазовых и газовых. Она наблюдается во многих регионах: Западная Сибирь, Западное Предкавказье, Амударьинская синеклиза, Северная часть Сахалина.

На рис. 1-II, IV показаны разрезы Vp/Vs с нанесенными изолиниями значений Vp/Vs. Почти все изолинии на рисунках проведены по границам блоков, поэтому в эту модель внесены незначительные искажения, не влияющие на картину распределения сейсмических параметров на исходном разрезе, но в отдельных участках существенно детализирующих скоростные распределения. На рис. 1-III, IV выделены области по изолинии Vp/Vs = 1,71 и 1,69. Из рисунков можно видеть, что помимо уменьшения значений Vp/Vs с юга на север, вдоль профиля четко прослеживается тенденция сужения области пониженных значений Vp/Vs от верхней части коры в сторону ее больших глубин. При этом наблюдается совсем незначительное изменение значений Vp/Vs в базальной части земной коры. Сопоставление разрезов

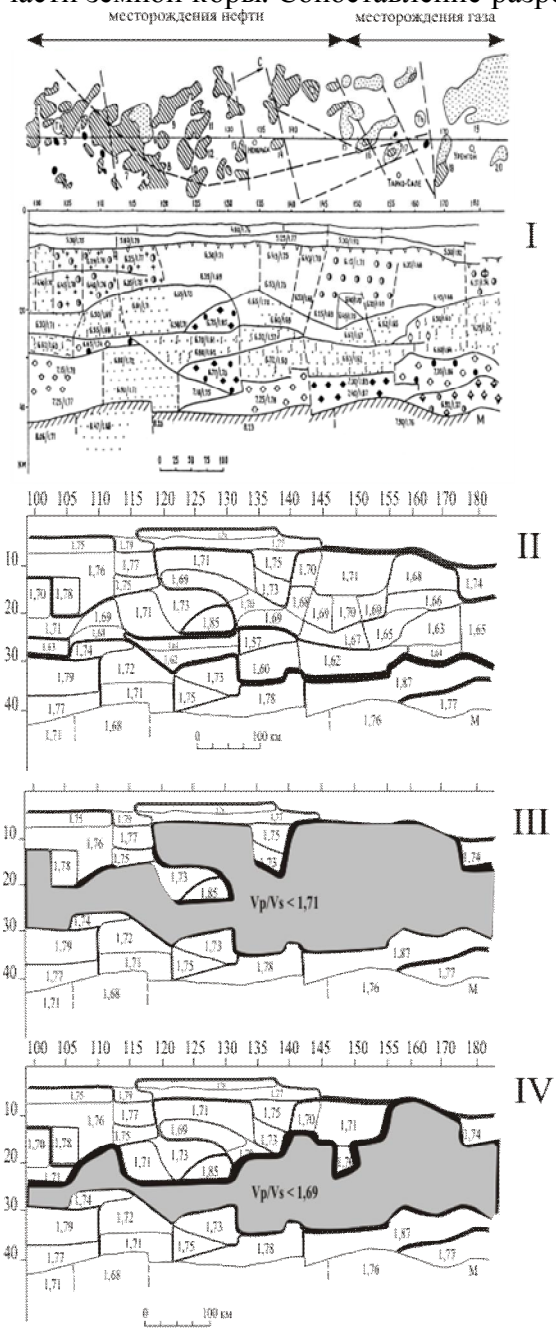


Рис. 1. Результаты интерпретации сейсмических данных по фрагменту геотраверса оз. Тенгиз - море Лаптевых. I – слоисто-блоковая модель сейсмического разреза. [Булин, Егоркин; 2000]; II - модель сейсмического разреза в изолиниях отношения скорости продольных волн к поперечным (Vp/Vs). III – Vp/Vs ≤ 1,71; IV – Vp/Vs ≤ 1,69.

Vp и Vp/Vs показывает, изменение Vp/Vs происходит за счет увеличения Vs в направление на север. Схожая картина распределения значений Vp/Vs наблюдается в Предкавказье, повышенные значения Vp/Vs фиксируются в пределах Западно-Кубанского прогиба, где преимущественно находятся нефтяные месторождения, а на севере газоносные структуры.

Примером взаимосвязи фильтрации флюидов между кристаллическим фундаментом и осадочным чехлом с месторождениями нефти могут служить ряд месторождений расположенных на границе Южно-Татарского свода и Предуральского прогиба. На рис. 2 представлены материалы интерпретации профиля ГСЗ «Черемшан-Мелеуз и геотраверса МОГТ «Татсейс» [5]. Для совместной интерпретации профиля «Черемшан-Мелеуз» с данными по геотраверсу «Татсейс», были рассчитаны отклонения времен прихода Р-волн (tнабл) от значений времен по отношению к среднестатистическому годографу (tср), (r t = tнабл – tср). Из значений r t, определенных на различных удалениях от источника и отнесенных к половине расстояния между пунктом взрыва и приема, формировался временной разрез r t и суммарная кривая всех значений r t на пикете профиля [1].

Результатом, имеющим фундаментальное значение в изучении глубинного строения по технологии многократных наблюдений МОВ-МОГТ, явилось открытие тонкой структуры в расслоиности земной коры и верхней мантии. Это означает, что фактически не существует даже весьма незначительных по отношению к длине сейсмической волны объемов пространства в консолидированной коре без неоднородностей, связанных с трещиноватостью. Поэтому можно с достаточной уверенностью утверждать, что на всех глубинных уровнях земной коры могут создаваться условия для флюидонасыщения. Сопоставление разрезов ГСЗ и МОГТ, показало их хорошую согласованность и взаимодополняемость. Контуры положительных и отрицательных аномалий r t(h) вписываются между наклонными отражающими границами. Мощная высокоскоростная толща с отдельными плотностными образованиями распространена в пределах Татарского свода. По глубине область пониженных значений скорости (положительные r t) близка к оценке глубины границы деформационной пластичности. На глубинном разрезе (рис. 2-III) в ней резко меняется картина плотности распределения отражающих границ, их относительное уменьшение по сравнению находящимися выше и ниже интервалами разреза, изменение кажущихся углов падения отражений.

Одним из наиболее интересных результатов оказалось совпадение областей интенсивной сейсмической записи (рис. 2-II) с отрицательными аномалиями r t(h), которые соответствуют повышенным значениям скорости продольных волн и могут быть интерпретированы как интрузивные тела основного состава. Как было показано ранее [6] они связаны присутствием влаги, нивелирующей эффект рассеяния на шероховатых границах зон разрывных нарушений. Динамически интенсивные области прослеживаются в нижнюю часть коры, вплоть до границы Мохоровичича. При перемещение тектонических блоков складчатого или кристаллического фундаментов вверх по разрезу, вместе с породами переносятся остаточные сжимающие горизонтальные напряжения. Эти напряжения могут привести к раздвиганию бортов разрывного нарушения и формированию дополнительных деформаций горизонтального растяжения [9], что вызовет заполнение трещин их водой и возникновению нисходящей фильтрации. По результатам расчета напряженного состояния тектонического блока для месторождения Тенгиз [3]. Было установлено, что зона аномально низкого литостатического давления уходит на глубину порядка 18 км. Это означает, что система открытых трещин существует от поверхности до средней коры включительно. В таких условиях трещины вертикальных разрывных нарушений,

заполнившись водой, могут оставаться открытыми до глубин перехода от упругих деформаций к пластичным.

Такая интерпретация сейсмических данных находит подтверждение в независимых исследованиях термодинамики разрушения. Одним из термодинамических факторов разрушения при контакте твердой и жидкой фаз являются атомные связи в минералах. Силикаты, содержат в основном связи Si-O и Me-O, которые играют различную роль в минералах с разной структурой кристаллической решетки. Чем больше связей Me-O рвется при разрушении горной породы, тем больший эффект должна оказывать вода. Вода и нефть резко снижают прочность амфиболита на 50-60 %, гранита на 30-35 %, что отражает общую закономерность - большему понижению прочности подвержена более прочная порода [12]. Следовательно, в блоках основных пород будет увеличиваться трещиноватость и соответственно влагосодержание. Это ведет к возрастанию интенсивности механохимических преобразований энергии на границе твердого массива пород и способствует поддержанию стабильного функционирования гидротермальной системы. Предпочтительное разрушение связей Me-O позволяет, объяснить совместное нахождение рудной минерализации и нефти, принадлежностью к зонам длительного существования общих глубинных гидротермальных систем. По-видимому, в консолидированной коре, более предпочтительным, с точки зрения устойчивости накопления и сохранения флюида при постоянном воздействии волн деформаций и напряжений будут очаги флюидизации, представленные более плотными и жесткими, но трещиноватыми неоднородностями.

В свое время на существование в земной коре сложно ориентированной системы узлов разрывных нарушений обратил внимание Ф.Я. Корытов [4]. Узлы пересечения отражающих поверхностей могут рассматриваться как наиболее проницаемые каналы. В них должны существовать большие локальные напряжения, ведущее к более сильному дроблению пород и значительному увеличению диспергация среды. Смачиваемость в таких зонах будет выше, как следствие увеличиться глубина проникновения флюида, что ведет к образованию пространственно связанной флюидной системы, причем вне зависимости от концентрации флюида. Более высокие локальные напряжения в зонах пересечения разрывных нарушений могут приводить также к компакции, образованию уплотненных зон с ориентированной слоистостью перпендикулярно максимальным напряжениям.

Низкая свободная межфазовая энергия твердое тело-жидкость является еще одним термодинамическим фактором разрушения. Для неё справедливы соотношения Гриффитса: $\sigma_c=\alpha(E\gamma/l)^{1/2}$, где σ_c - прочность, γ - межфазовая энергия, E – модуль упругости, l – характерный размер дефекта, α - коэффициент пропорциональности [12]. Из этого соотношения, очевидно, что катаклазиты и милониты на больших глубинах, способны лучше других удерживать воду. В них вдоль плоскостей рассланцевания обеспечивается универсальный и интенсивный массоперенос флюидных, петрогенных, рудных компонентов и углеводородов [7]. В наиболее мелкозернистых милонитах в серпентинитах размер зерен по лабораторным данным может достигать размера около 0,1 мкм [15]. В развитии глубинных сдвиговых зон характерным является формирование и переотложение значительных объемов кремнезема и водосодержащих минеральных парагенезисов. Это связано с тем, что даже незначительное количество воды в парообразном состоянии, уменьшает напряжение разрыва связей у вершин трещин в силикатах по отношению к сухим приблизительно на порядок [13]. Причем распространение флюида в сторону роста температуры ведет к уменьшению концентрации SiO_2 в сдвиговой зоне, что

предполагает режим инфильтрации флюида вглубь коры [10].

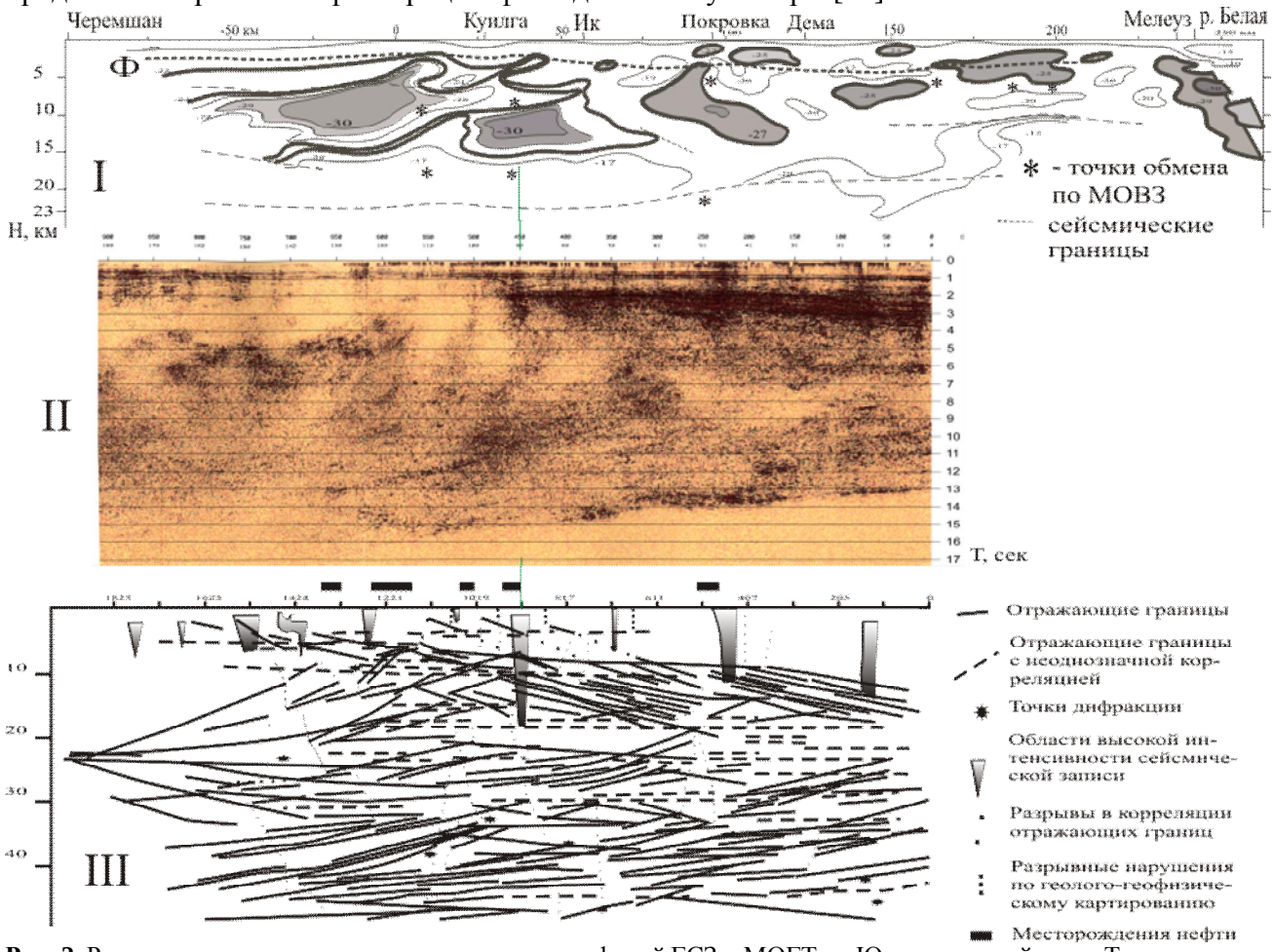


Рис. 2. Результаты интерпретации региональных профилей ГСЗ и МОГТ по Юго-восточной части Татарского свода

I - Глубинный разрез по профилю ГСЗ "Черемшан - Мелеуз" временных аномалий Δt(R) первых коровых Р-волн. II - Фрагмент временного разреза по геотраверсу "Татсейс". III - Глубинный разрез по фрагменту геотраверса "Татсейс"

Анализ данных по петрофизики и реологических испытаний образцов позволил прийти к выводу, что для верхней части консолидированной коры влияние водонасыщения оказывает не меньшее влияние на значение Vp/Vs, чем содержание кремнезема. В тоже время одним из свойств кремния, как химического элемента является его изоморфизм с углеродом, как в эндогенных, так и в экзогенных процессах [8, 11]. К зонам гидротермально-метасоматически измененных пород приурочено большинство месторождений нефти. В данной работе под гидротермальным раствором понимается раствор с отличной от вмещающей среды температурой. Отличительной чертой гидротермальных систем на нефтеносных территориях, по всей видимости, является конвективный характер их развития. Наиболее вероятным источником энергии, поддерживающим существование конвективных гидротермальных систем, это тектонические волны и дегазация легких газов, водорода и гелия.

Таким образом, кремнезем, вода – «сквозькоровые соединения», они вместе с углеродом и водородом участвуют в абсолютном большинстве геологических процессов, что во многом определяет конвергентность процессов в эволюции Земли. Гидротермально-метасоматические процессы одни из основных процессов в эволюции земной коры, ее сиализации. Осадочный чехол и консолидированная кора образуют единую конвективную гидротермальную систему с пульсирующим режимом фильтрации флюидов. Признаком

возможной локализации месторождений нефти является развитая гидротермальная система, охватывающая осадочный чехол, консолидированную кору и связанная с разрывными нарушениями мантийного заложения. Развитая гидротермальная система объясняет полихронность нефтенакопления в различных по геологическому строению и историей развития осадочных бассейнах. По комплексу сейсмических методов возможен прогноз зон нефтенакопления.

Литература

1. *Баранский Н.Л., Краснопевцева Г.В., Щукин Ю.К.* Методика изучения земной коры сейсмоопасных зон // Исследования земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР. М.: Наука, 1984, 42-53 с.
2. *Булин Н.К., Егоркин А.В.* Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям // М, Центр ГЕОН, 2000, 194 с.
3. *Гарагаш И.А., Николаевский В.Н., Степанова Г.С.* Миграция и критерии аккумуляции углеводородов в системе тектонических разломов // ДАН, т. 324, № 6, 1992, 1169-1174 с.
4. *Корытов Ф..Я.* О критических уровнях механических напряжений в литосфере // Механика литосферы. М.: Наука, 1974, 242 с
5. *Краснопевцева Г.В., Кузин А.М.* Новые данные по изучению глубинного строения Южно-Татарского свода и его юго-восточного обрамления по профилю ГСЗ «Черемшан-Мелеуз». // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы. Материалы Всероссийской конференции. М.: ГЕОС, 2008., 233-236 с.
6. *Кузин А.М.* О методологии интерпретации в прогнозировании месторождений флюидального генезиса // Нетрадиционные коллекторы нефти, газа и битумов. Проблемы их освоения. Материалы научной конференции. Казань: Изд-во Казанск. Ун-та, 2005, 360 с.
7. *Летников Ф.А.* Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении. // Проблемы глобальной геодинамики: Материалы Теоретического семинара ОГГГТН РАН, 1998-1999 гг. М.: ГЕОС, 2000, 246 с.
8. *Маевский Б.И., Левковец В.П., Иванов Ю.П.* Тектоно-флюидодинамический аспект формирования и разрушения залежей углеводородов в Припятско-Днепровском авлакогене // Рифтогенез и нефтегазоносность. - М.: Наука, 1993. - С. 135-141.
9. *Ребецкий Ю.Л.* Разлом особое геологическое тело в земной коре // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Материалы докладов Всероссийской конференции – в 2-х томах. Т.2. М.: ИФЗ. 2009, 123-131 с.
10. *Родкин М.В.* Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике Национальный геофизический центр РАН, М.: 1993, 194 с.
11. *Стенина Н.Г.* Redox как главный фактор углеводородного потенциала самоорганизующейся минеральной материи // Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. 327-329 с.
12. *Траскин В.Ю., Скворцова З.Н.* Эффект Ребиндера в геодинамических процессах // Флюиды и геодинамика, М.: Наука, 2006. – 283 с.
13. Martin R.J. Time-dependent crack grouth in quartz and its application to the creep of rocks.//J. Geophys. Res., 1972, Vol. 77,№ 8, P 1406-1410.
14. *Scholz C.H.* Static fatique jf quartz.// J. Geophys. Res., 1972. Vol. 77.№ 11. P 2104-2111.
15. *Ritter E.H., Brodie K.H.* Experimental syntectonic dehydratation of serpentinite under conditions jf controlled pore water pressure // Ibid. 1988. Vol. 105.№ B5. P. 45-54.

ИМПАКТНЫЕ СТРУКТУРЫ РИДДЕРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (РРП) (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Кузнецов В. Ф.

Пожалуй, во Вселенной нет ни одного космического тела, будь то планета, астероид, комета или просто метеорит, которое не имело бы на своей поверхности следов столкновений с другими объектами. Как правило, более мелкие обломки, попадая в гравитационное поле более крупных, после столкновения остаются на поверхности в виде пыли, обломков, спёкшихся и расплавленных масс, очень похожих на вулканические породы, так называемые импактиты. При столкновении космических тел близких по массе, может образоваться большое количество обломков, которые частично разлетятся во все стороны, дав толчок цепной реакции огромного количества последующих столкновений. В результате на поверхности космических тел образуются характерные округлые впадины с валом на краях, кольцевой или более сложной формы, в зависимости от угла, скорости и среды столкновения.

В кратерах, диаметр которых превышает три километра, в центре часто присутствует центральная горка, которую правильнее называть центральным ударным конусом (ЦУК) , т. к. это эпицентр взрыва, природа его возникновения ударная, форма конусообразная (см. фото 3).

Наша планета Земля является частью Солнечной системы, а точнее Вселенной, и предполагать её исключительность не правильно. Количество кратеров, астроблем и гиаблем на Земле не меньше, чем на нашей ближайшей космической соседке- Луне.

Для Земли характерно наличие атмосферы и гидросферы, которые в совокупности так интенсивно разрушают кратеры, преобразуя их до неузнаваемости, что даже опытные геологи ошибаются, часто путая их с вулканическими постройками, а импактным породам приписывают, из- за их внешней схожести, вулканическое происхождение.

Как показали мои исследования, наличие атмосферы и гидросферы важно учитывать не только, как мощный эрозионный механизм, но архиважно рассматривать как СРЕДУ, в которой произошло импактное событие. Совокупное воздействие этих двух индивидуальных факторов весьма существенно влияют на тот конечный продукт импактного события, с которым приходится иметь дело – гиаблема, астроблема или небольшой метеоритный кратер.

Типы астроблем РРП. Все астроблемы можно разделить на две основные группы, которые делятся на самостоятельные подгруппы:

1. Круглые.
   a) Круглые классические (Волчихинская)
   b) Круглые сложные (Усть-Волчихинская)
2. Подковообразные.
   a) Подковообразные классические (Чашинская)
   b) Подковообразные сложные (Сибинская)

Данная систематизация астроблем основана на характерных морфологических закономерностях кратеров, основанных на генезисе.

Наличие или отсутствие в них ЦУК больше связано с размерами кратера, поэтому выделять дополнительные подгруппы не целесообразно.

Для сложных астроблем обоих групп большое значение имеет степень разброса обломков единого космического тела, т. к. при этом формируется кратер сложной формы, но с общим валом (астроблемы Волчихинская и Акжайляу). Или серия самостоятельных кратеров, имеющих зачаточные межкратерные валы (Сибинская астроблема). Но выделять по этому признаку дополнительные подгруппы тоже считаю не целесообразным, т. к. они сформировались из первоначально единого космического тела и являются индивидуальными характеристиками.

Морфогенезис астроблем

Луна имеет на своей поверхности огромное количество импактных кратеров. Все они круглой формы, отличаются лишь размерами и наличием или отсутствием ЦУК. Это говорит о том, что траектория, скорость, вещество и размер метеорита на форму кратера не влияют. От этого зависит лишь размер кратера, наличие либо отсутствие ЦУК. Объясняется это значительным превышением скорости распространения взрывной ударной волны, формирующей кратер, над скоростью метеорита.

В отличие от Луны, Земля имеет атмосферу и гидросферу.

При ударе об атмосферу, космическое тело разваливается на куски. Степень разрушения зависит от скорости, вещества, размера и траектории. При ударе о поверхность Земли, формируются КРУГЛЫЕ кратера классической или сложной формы, в зависимости от степени разрушения космического тела.

При ударе о гидросферу, дополнительно, большое значение имеет глубина водоёма. В случае малых глубин- первые сотни метров, формирование кратера начинается в точке соприкосновения (удара) космического тела с поверхностью воды, завершаясь в точке соприкосновения с поверхностью литосферы (дно). В этом случае формируются кратера, имеющие ПОДКОВООБРАЗНУЮ форму.

Из вышеизложенного можно сделать вывод, наличие на Земле СРЕДЫ импактного события, способствует формированию огромного разнообразия импактных структур, в которых отображены основные параметры- скорость, траектория, вещество и размер космического тела.

Диагностические признаки астроблем

Основные диагностические признаки астроблем следует разделить на следующие группы:

1. Морфологические;
2. Литологические

Морфологические признаки используются в основном при камеральной диагностике астроблем, с использованием топографических карт, аэро- и космоснимков.

Литологические признаки наличия астроблем можно разделить на две подгруппы:

а) лабораторные;

б) полевые.

К лабораторным относятся диагностика высокобарических минералов, а также выявление в минералах микроскопических ударных структур.

Полевые признаки заключаются в диагностике пород импактной группы- зювитов и тагамитов, приуроченных к определённым структурам астроблем.

Наиболее важным и практически не изученным с позиций импактизма являются импактные изменения пород мишени. Выражены они в ороговиковании, скарнировании, грейзенизации, переплавления, перекристаллизации и изменения элементарного состава- ядерного синтеза. Степень преобразования напрямую связана с удаленностью от эпицентра взрыва и зависит от многих факторов, поэтому рассматривать следует индивидуально. Приведу два примера.

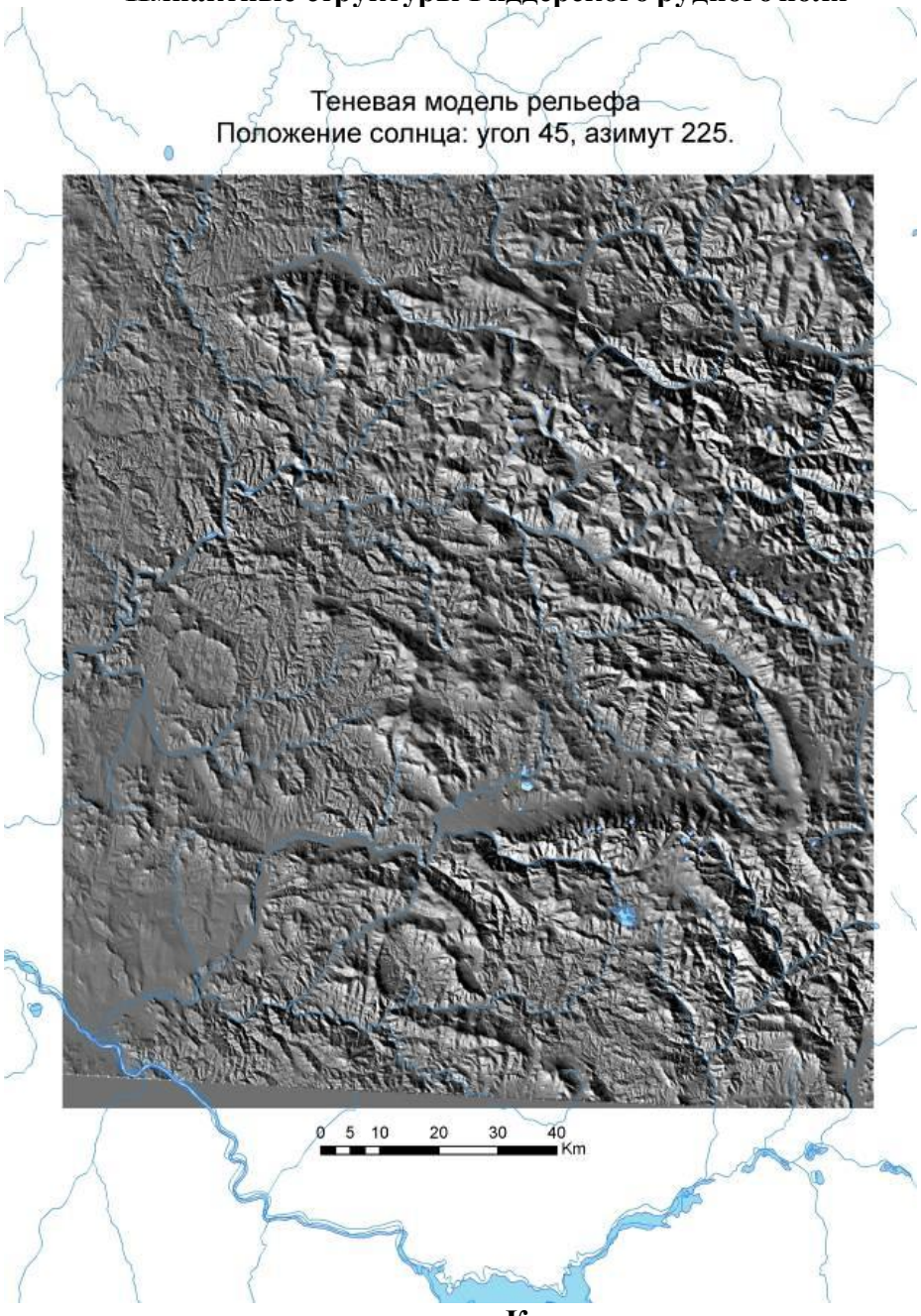
В случае Волчихинской и Усть-Волчихинской астроблем осадочные отложения карбона сформировали вал, при этом, в результате ударно- температурного воздействия преобразованы в роговики, частично сохранившие фрагменты органики. Общий вал, в результате двойного импактного воздействия, преобразован в монолитные роговики без каких либо признаков первично осадочной породы.

В Чашинской астроблеме в эпицентре взрыва- на вершине ЦУК, граниты в результате ядерного синтеза преобразованы в монокварц. Аналогичный процесс описан французским исследователем последствий ядерных взрывов на гранитах в Сахаре, Ж. Форе. Им установлено, что алюминий, входящий в состав гранита, при давлении 400кбар и температуре 2400^0 С, преобразуется в кремний по формуле $Al27 + H1 = Si28$. Этот же процесс приводит к частичной силикатизации гранитов, называемой грейзенизацией.

Особое внимание следует уделять гранитам, расположенных в центральных частях астроблем, а иногда формирующих валы. Они являются импактными

новообразованиями из пород кристаллического фундамента, гранито-гнейсового состава, вскрытых в результате импактного события. Матрацевидная отдельность, столь характерная для гранитов- есть результат пластического течения породы под воздействием столь огромных температуры и давления, возникающего при импактном событии. Отдельность в гранитах- это прекрасно сохранившийся **слепок импактного события.** По пространственной ориентировке плит можно определить в какой части астроблемы вы находитесь или с каким её структурным элементом имеете дело (ЦУК, вал, дно). Осознание того, что граниты это импактные новообразования, позволяет утверждать, что **абсолютный возраст гранита- есть дата импактного события.**

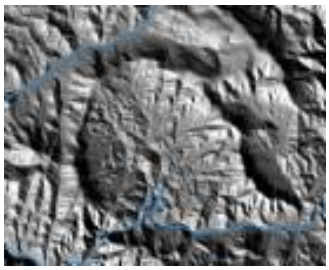
Импактные структуры Риддерского рудного поля



Астроблемы:
1-Чашинская, 2- Орловская, 3- Синюшинская, 4- Волчихинская, 5- Усть-Волчихинская.

Краткие характеристики астроблем РРП

1- Чашинская астроблема.



Координаты:
С. широта $83^0\ 20'\ 24''$
В. долгота $50^0\ 3'\ 59''$

Диаметр кратера около 14км, форма подковообразная, слегка вытянутая в направлении баллистической траектории.

Абсолютные отметки: дно кратера 600м, кратерный вал 1848м, центральный ударный конус 1004м. Глубина кратера 1248м.

Баллистическая траектория строго на север.

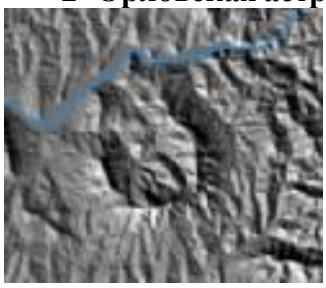
За пределами кратера, с северной стороны, расположены два кольцевых вала. Расстояние от эпицентра взрыва 13км и 21км соответственно.

Центральная часть первого кольцевого вала ударной волной вырвана и перемещена по баллистической траектории на расстояние 6км.

По многим параметрам, Чашинская астроблема является уникальным импактным геологическим объектом. Помимо прекрасной морфологической сохранности, в ней обнаружены импактные бомбы и остатки собственно астероида, предположительно углистого хондрита.

Как уже отмечалось, на сегодняшний день это единственное место, где можно проследить процесс космогенного импактного ядерного синтеза кремния из алюминия в гранитах. Переходы от кварца к граниту прекрасно сохранились, что само по себе является ценным научным материалом.

2- Орловская астроблема.



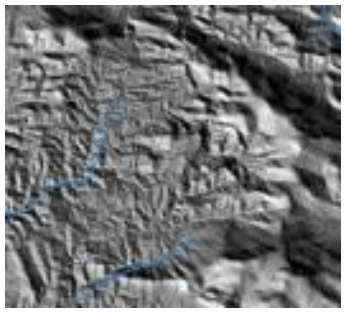
Координаты:
С. широта $50^0\ 21'$
В. долгота $83^0\ 01'\ 34''$

Диаметр кратера около 5км. Форма кратера подковообразная, вытянутая по баллистической траектории.

Абсолютные отметки: дно кратера 520м, кратерный вал 1134м, центральный ударный конус 780, 5м. Глубина 614м.

Направление баллистической траектории на юго- восток.

3-Синюшинская астроблема.



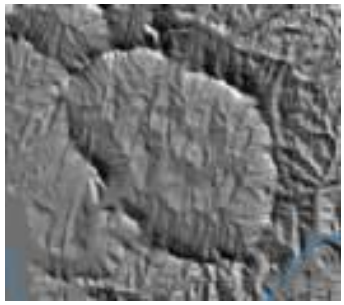
Координаты:
С. широта $50^0\ 31'\ 10''$
В. долгота $83^0\ 11'\ 31''$

Диаметр кратера 20км. Это наиболее эрродированный кратер, из чего можно сделать заключение о его относительно более солидном возрасте. Форма кратера напоминает цифру восемь. Центральный ударный конус слабо выражен, двойной. Из этого можно сделать предположение, что космическое тело при входе в атмосферу развалилось минимум на две части, которые при одновременном ударе о поверхность Земли взорвались, сформировав один общий кратер со сросшимся внешним валом.

Абсолютные отметки: дно кратера 500м, кратерный вал 1962м, центральный ударный конус 1118м. Глубина кратера 1462м.

Направление баллистической траектории предположительно на юго- восток.

4- Волчихинская астроблема.



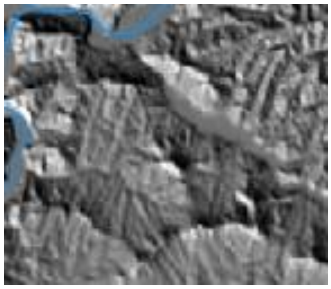
Координаты:
С. широта $50^0\ 29'\ 44''$
В. долгота $82^0\ 49'\ 06''$

Форма кратера сложная, вытянутая, поэтому целесообразно указать не диаметр, а ширину- 10км и длину- 15км. Кратер состоит из трёх, самостоятельных импактных структур, имеющих разные диаметры, но общий внешний вал. Внутренние перегородки уничтожены за счет наложения ударных волн при одновременном взрыве по меньшей мере трёх обломков единого космического тела, которое развалилось при входе в атмосферу Земли. По этой же причине центральные ударные конуса выражены в рельефе очень слабо.

Абсолютные отметки: дно кратера 480м, кратерный вал 878м, глубина 390м.

Волчихинский кратер относительно молодой, прекрасно сохранивший не только форму, но и импактные литологические образования. Он также наиболее перспективный для обнаружения астероидного материала. В кратере обнаружены импактные бомбы, которые можно разделить на две основные группы: одиночные и «слипшиеся». Одиночные, в свою очередь, можно условно разделить на классические округлые и лаппилевидные. Слипшиеся представляют из себя агрегат из отдельных, самостоятельных импактных бомб, повторяющих очертания соседних, что указывает на то, что формирование агрегатов происходило, когда импактные бомбы имели пластическое состояние и падая как бы слипались. Для всех типов импактных бомб характерно чешуйчатое строение, наличие корки закаливания, очень высокая механическая прочность – расколоть молотком можно только физически очень сильному человеку.

5- Усть- Волчихинская астроблема



Координаты:
С. широта 50^0 $35'$ $38''$
В. долгота 82^0 $44'$ $13''$

Диаметр кратера 10км. Это весьма уникальный импактный объект, своеобразный кусочек лунной поверхности. До сих пор частичное наложение одного кратера на другой, с перемещением без разрушения общего вала в сторону более древнего кратера, можно было наблюдать лишь в телескоп, на других космических объектах. Общий вал прекрасно сохранился, также является ценным научным геологическим объектом для изучения литологических последствий двойного импактного воздействия на одни и те же породы. Центральный ударный конус расположен в геометрическом центре астроблемы, чётко выраженный, имеет традиционную форму пирамиды. Кратерный вал выражен чётко, но со смещениями. Юго-восточный сектор вала, как уже отмечалось, вогнут внутрь из- за более позднего падения Волчихинского астероида.

Абсолютные отметки: дно кратера 410 м, центральный ударнй конус 760м, кратерный вал 805м, глубина кратера 395м.

Заключение

Резюмируя выше изложенное, с учетом традиционных представлений о геологических процессах, можно сделать вывод, что импактная геология- это геология будущего, которая требует взаимоувязки фактического материала и пересмотра ряда традиционных представлений о геологических процессах. Необходимо выявлять реальную первопричинность геологических процессов, ибо только так можно максимально эффективно, с наименьшими материальными затратами, вести поиск и разведку месторождений полезных ископаемых.

ВОЗРАСТНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ ПРОТОУРАЛЬСКО-ТИМАНСКОЙ ОРОГЕНИИ ПО ДЕТРИТНЫМ ЦИРКОНАМ

Кузнецов Н.Б. [а], **Орлов С.Ю.** [б], **Миллер Е.Л.** [в], **Соболева А.А.** [г], **Удоратина О.В.** [г]

[а] *Геологический институт РАН, Москва, Россия (kouznikbor@mail.ru)*
[б] *Институт Физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия (nogik@mail.ru)*
[в] *Dept. Geological and Environmental Sciences, Stanford University, Stanford, CA, USA (elmiller@stanford.edu)*
[г] *Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия (soboleva@geo.komisc.ru)*

Введение

Протоуральско-тиманская орогения – самое древнее установленное коллизионное событие в современной Арктике. Коллизия была вызвана произошедшим на рубеже венда и кембрия (или в начале кембрия) столкновением Тиманского края Балтики – древнего остова Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Большеземельского края Арктиды [9, 10].

Протоуральско-тиманская орогения реконструирована на основании изучения реликтов протоуральских структур [2] в структуре уралид, анализа распространения детритных минералов соответствующего возраста в различных регионах Арктики [1], и, главным образом – изучения гранитоидных ассоциаций северных частей Урала и фундамента Печорского бассейна [6; 8; 9].

Известно, что в северных сегментах Западного Урала и в фундаменте Печорского бассейна широко распространены граниты позднедокембрийского и кембрийского возраста – ~730 – 510 млн. лет (рис. 1) [6, 8, 9]. Эти граниты по вещественным характеристикам можно отнести как к надсубдукционному, так и к коллизионному типам. Отсутствие возможности дать однозначную типизацию этих гранитов осложняет определение момента, когда надсубдукционные тектонические обстановки сменились обстановками межконтинентальной коллизии. То есть граниты, маркирующие наличие конвергентной обстановки, тем не менее, не могут быть (в данном случае) инструментом для точного определения времени начала коллизии между Балтикой и Арктидой. Для решения этой проблемы необходимо привлечение независимых данных.

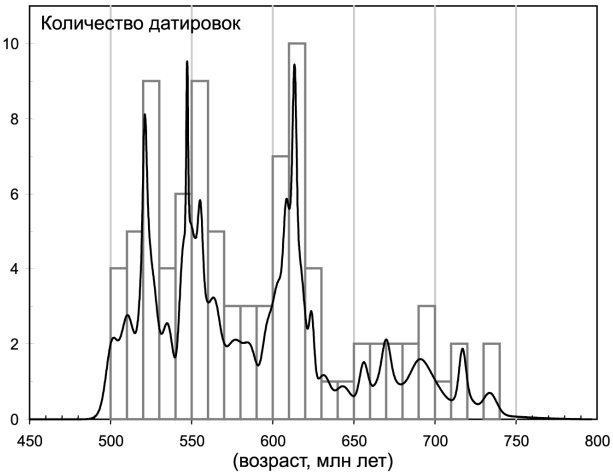


Рис. 1. График частот встречаемости возрастов гранитоидов, участвующих в строении комплексов протоуралид-тиманид.

Детритные цирконы как инструмент уточнения возраста протоуральско-тиманского коллизионного события

По аналогии с современными коллизионными орогенами (Альпы, Гималаи) Протоуральско-Тиманский ороген очевидно представлял собой горно-складчатое сооружение, которое должно было испытывать интенсивное разрушение. С большой долей вероятности продукты эрозии орогена разносились в пределы обоих столкнувшихся континентов (Балтики и Арктиды). Возраст самых древних толщ, в которых зафиксирован соответствующий «детритный сигнал», будет близко отвечать нижнему возрастному пределу роста орогена и, следовательно, началу коллизии.

Очевидно, вероятность того, чтобы все магматические комплексы этого возрастного ряда (~730 – 510 млн. лет)

могли одновременно находиться в области эрозии на каком-либо этапе развития орогена (в особенности на ранних стадиях) крайне мала. Но по мере роста и денудации орогена в питающей провинции для синорогенных отложений платформ будет оказываться все более и более широкая «подборка» детритных цирконов. Можно предположить, что возраст толщи с появлением популяции цирконов, наиболее полно соответствующих протоуральско-тиманскому «набору» возрастов должен приблизительно отвечать зрелой стадии развития орогена (этапу выведения в область размыва гранито-гнейсового ядра коллизионной структуры).

Существующие данные о возрастах детритных цирконов из толщ позднего докембрия и раннего палеозоя северных частей ВЕП и ее северо-восточного обрамления

К настоящему времени известны результаты изучения детритных цирконов из позднедокембрийских и раннепалеозойских обломочных комплексов северных районов ВЕП – увала Джеджим-Парма (Юго-Восточный Тиман), п-ова Варангер, Зимнего Берега Белого моря, запада Полярного Урала.

Увал Джеджим-Парма. Здесь развита верхнерифейская [5] толща красноцветных песчаников и алевролитов (джеджимская свита). Установлено, что изотопные возраста цирконов из пород джеджимской свиты (рис. 2) варьируют от ~2.97 до ~1.20 млрд лет [3]. Возраста цирконов и Lu/Hf модельные возраста субстрата материнских по отношению к ним магматических пород коррелируются с возрастами архейских, раннепротерозойских и ранне-среднерифейских кристаллических комплексов ВЕП [10].

Полуостров Варангер. Толщи осадочных пород позднего докембрия, распространенные на полуострове Варангер, охватывают диапазон от ~800 до ~560 млн. лет. Возраста детритных цирконов здесь (рис. 2) преимущественно эквивалентны возрастам кристаллических комплексов, слагающих фундамент Свеко-Фенской зоны фундамента ВЕП [13].

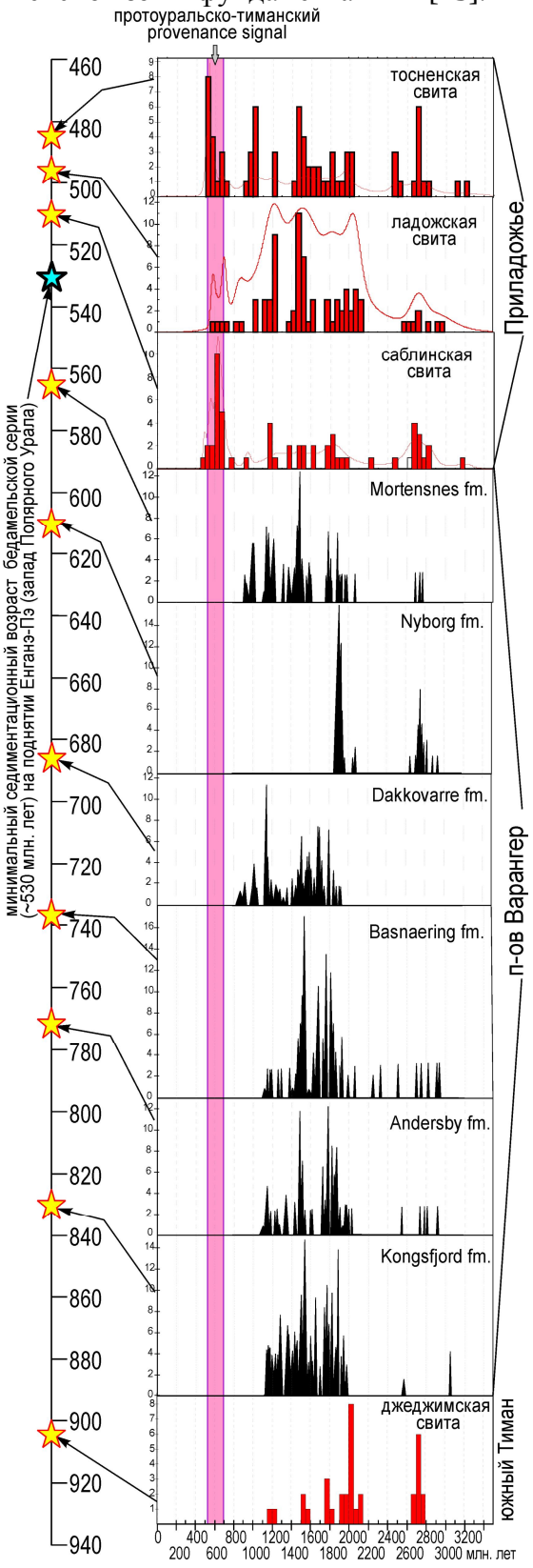


Рис. 2. Гистограммы возрастов детритных цирконов из обломочных толщ северо-восточной части ВЕП.

Кроме того, присутствует значительная часть цирконов, отвечающих по возрасту комплексам Свеко-Норвежской зоны. Цирконы с архейскими возрастами также встречаются, хотя и довольно редко. При этом цирконы с возрастами, характерными для протоуральско-тиманских гранитоидов, в этих комплексах полностью отсутствуют (рис. 2).

Зимний берег Белого моря. Верхневендские образования представлены здесь терригенными толщами с редкими горизонтами туфов. При датировании туфов [11] были изучены единичные обломочные цирконы из песчаников зимнегорской свиты представленные 2-мя популяциями – 1.33 и 1.93 млрд лет, возраста которых весьма характерны для фундамента ВЕП.

Очевидно, что вышеупомянутые данные указывают на формирование позднедокембрийских толщ северо-востока ВЕП за счет размыва комплексов фундамента Балтики.

Анализ мощностей и фаций верхневендских отложений Восточно-Европейской платформы показывает, что по мере смещения в северо-восточном направлении разрезы этих отложений становятся все более полными и все более мощными, а слагающий их обломочный материал становится все более тонким. Последнее можно проиллюстрировать цитатой из работы [4] – «в осадочном выполнении поздневендского Мезенского бассейна доминируют … тонкозернистые терригенные отложения».

Таким образом, можно утверждать, что почти до самого конца венда СВ периферия Балтики развивалась в режиме пассивной континентальной окраины, в пределах которой накапливались продукты размыва комплексов фундамента ВЕП.

Поднятие Енганэ-Пэ (Полярный Урал). Развитые здесь вулканогенно-туфо-терригенные позднедокембрийско–нижнекембрийские образования, (бедамельская серия) интерпретируются как комплексы активной Большеземельской окраины Арктиды [9, 10]. В этих породах были массово датированы туфогенные (магматические) и детритные цирконы. Минимальный полученный при этом возраст цирконов составляет ~530 млн. лет [14]. Наличие кембрийских туфогенных (магматических) цирконов означает, что в начале кембрия Большеземельская окраина Арктиды еще развивалась в режиме активной континентальной окраины.

Новые результаты. К югу от Ладожского озера (Балтийско-Ладожский глинт) распространены терригенные толщи нижнего палеозоя [7]. Проведенное нами изучение песков среднего и верхнего кембрия (саблинская и ладожская свиты соответственно), а также песков низов ордовика (тосненская свита), показало, что в наборе содержащихся в них детритных цирконов присутствуют популяции, возраст которых соответствует возрастам протоуральско-тиманских гранитов (рис. 1 и 2).

Были проведены статистические сопоставления распределений возрастов внутри этих популяций путем использования теста Колмогорова-Смирнова. Из всего полученного спектра возрастов детритных цирконов, извлеченных из песков саблинской и тосненской свит нижнего палеозоя Южного Приладожья и из возрастов протоуральско-тиманских магматических комплексов, для построения кумулятивных кривых (рис. 3) были взяты лишь возраста, значения которых по своему значению не превосходят 1000 млн. лет. Этот прием был применен из-за того, что сравнение с возрастами протоуральско-тиманского гранитоидного магматизма имеет смысл лишь для популяций детритных цирконов позднедокембрийского и кембрийского возраста, т.к. более древние цирконовые популяции, очевидно, могут не быть связаны с размывом собственно протоуральско-тиманских (s.s.) гранитоидов.

Полученный таким образом «геохронологический образ» орогена (соответствующая кумулятивная кривая на рис. 3) сопоставляется с «молодыми сегментами» кривых возрастов для популяций цирконов из песков саблинской

и тосненской свит и с суммарной кривой для двух этих свит.

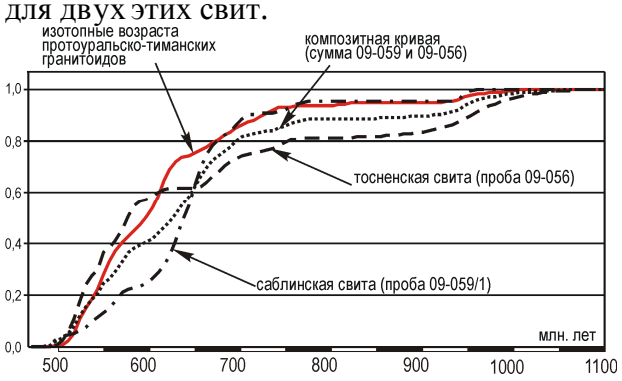


Рис. 3. Сопоставление кумулятивных кривых изотопных возрастов протоуральско-тиманских гранитоидов и детритных цирконов из терригенных толщ Южного Приладожья.

Тестирование (KS-Test) суммарного спектра возрастов детритных цирконов из песков саблинской и тосненской свит (09-059 + 09-056) не противоречит предположению о том, что эти пески содержат переотложенные продукты размыва орогена Протоуралид-Тиманид (коэф. корреляции – 0.148 при минимально допустимом значении – 0.05).

KS-Test (табл. 1) не показывает значительного сходства спектра возрастов цирконов из саблинской свиты (проба 09-059) со спектром возрастов протоуральско-тиманских гранитоидов (коэф. корреляции – 0.031 при минимально допустимом значении – 0.05). Для тосненской свиты характерно высокое значение коэффициента корреляции (KS-Test, табл. 1) набора данных по возрастам детритных цирконов (проба 09-056) со спектром возрастов протоуральско-тиманских гранитоидов (коэф. корреляции – 0.834 при минимально допустимом значении – 0.05).

Проведенные корреляции полученных массивов геохронологических данных с использованием теста Колмогорова-Смирнова показывают высокую вероятность того, что «нулевая гипотеза» об участии в формировании терригенного материала саблинской и тосненской свит за счет продуктов разрушения орогена Протоуралид-Тиманид является весьма вероятной.

Заключение

Таким образом, результаты датирования детритных (и туфогенных) цирконов позволяют заключить, что Тиманская окраина Балтики развивалась в режиме пассивной континентальной окраины вплоть до самого конца венда. Вулканизм Большеземельской активной окраины продолжался в течение конца позднего докембрия и в раннем кембрии.

Таблица 1. Результаты теста Колмогорова-Смирнова (KS-Test) изотопных возрастов протоуральско-тиманских гранитоидов и детритных цирконов из терригенных толщ Южного Приладожья.

	граниоиды*	саблинская свита (09-059)	тосненская свита (09-056)	(09-059) + (09-056)
граниоиды*		0.031	**0.834**	**0.148**
саблинская свита (09-059)	0.031		**0.199**	**0.850**
тосненская свита (09-056)	**0.834**	**0.199**		**0,822**
(09-059) + (09-056)	**0.148**	**0,850**	**0,822**	

Комментарий к рис.3 и табл.1: Построение графиков и проведение теста проведены в программе Excel с использованием макроса, созданного G. Gehrels and J. Guynn (Department of Geosciences University of Arizona, Tucson, USA); http://sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron//home
* – изотопные возраста протоуральско-тиманских гранитоидов (Рис. 1)

Это означает, что вплоть до конца раннего кембрия Тиманская окраина Балтики и Большеземельская окраина Арктиды были разделены Протоуральско-Тиманским океаном. Продукты размыва орогена Протоуралид-Тиманид появляются в осадочных породах чехла ВЕП около 510 млн. лет назад (во время отложения песков саблинской свиты южного Приладожья). Это позволяет оценить временной интервал

коллизионного события как время между накоплением бедамельской серии (возраст которой ограничен рубежом 528 млн. лет - возраст самых молодых туфогенных цирконов в ней) [14], и временем накопления саблинской свиты которая несет отчетливый протоуральско-тиманской provenance-signal.

При этом низкий коэффициент корреляции кумулятивной кривой для саблинской свиты с «геохронологическим образом» Пртотоуралид-Тиманид также может свидетельствовать именно о начальных стадиях развития орогена и соответственно коллизии в это время.

В песках тосненской свиты раннего ордовика аккумулировались цирконы, набор которых в значительно большей степени, отвечает «геохронологическому образу» протоуральско-тиманской коллизионной структуры. Таким образом, можно считать, что в начале ордовика ороген был уже в значительной степени денудирован.

Для более точной локализации рубежей развития протоуралид-тиманид необходимо продолжить исследования по улучшению статистической картины распределений цирконов для уже опробованных свит. В качестве других объектов первой очереди исследования можно также рекомендовать пески ломоносовской, сиверской и пиритаской свит нижнего кембрия, распространенных по южной периферии Балтийского щита (Ленинградская область и северо-восточная Эстония).

Работа выполнена в рамках инициативных проектов РФФИ 09-05-00812 и 09-05-01033, а также проекта NSF EAR-0948673.

Литература

1. *Кузнецов Н.Б.* Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды, ороген Протоуралид-Тиманид и продукты его размыва в Арктике // Докл. РАН. 2006. Т. 411 №6. С. 788–793.
2. *Кузнецов Н.Б.* Кембрийский ороген Протоуралид-Тиманид: структурные доказательства коллизионной природы // Докл. РАН. 2008. Т. 423, №6. С 774-779.
3. *Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А. и др.* Первые результаты U/Pb датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма) // Доклады РАН. 2010. Т. 435, №2. С.1683-1690.
4. *Маслов А.В. Гражданкин Д.В. и др.* Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского Мезенского бассейна // Литология и полезные ископаемые. 2008. №3. С. 1-23.
5. *Оловянишников В.Г.* Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН. 1998. 164 с.
6. *Соболева А.А.* Вулканиты и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН. 2004. 146 с.
7. *Dronov A., Tolmacheva T., Raevskaya E., Nestell M.* Cambrian and Ordovician of Saint-Petersburg region. Saint-Petersburg. 2005. 64 p.
8. *Gee D.G., Beliakova L., Pease V. et al.* New Single Zircon (Pb-Evaporation) Ages from Vendian Intrusions in the Basement beneath the Pechora Basin, Northeastern Baltica // Polarforschung. 2000. V. 68. p. 161-170.
9. *Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Hertseva M.V., Andreichev V.L.* Pre-Ordovician tectonic evolution and volcano–plutonic associations of the Timanides and northern Pre-Uralides, northeast part of the East European Craton // Gondwana Research. 2007. Vol. 12. pp. 305-323.
10. *Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., Reilly S.Y.O`, Griffin W.L.* Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models// Gondwana Research. 2010. V. 17, N 2-3, pp. 583-601.
11. *Llanos I., Tait J, Popov V.V., Abalmasova A.* Paleomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: an alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic – Early Palaeozoic // Earth and Planetary Science Letters. 2005. Vol. 240. pp. 732-747.
12. *Miller E.L., Kuznetsov N., Soboleva A., Udoratina O., Grove M., Gehrels G.E.* Baltica in the Cordillera? // Geology (in press)
13. *Nicoll G.R., Tait J.A., Zimmerman U.* Provenance analysis and tectonic setting of Neoproterozoic sediments on the Varanger

Peninsula, Northern Norway // Rodinia: Supercontinents, Superplumes and Scotland, Fermor meeting, Programme and abstracts. Edinburg, Scotland, 2009, p. 68.

14. *Soboleva A., Udoratina O., Miller E.L., Kuznetsov N., Grove M., Gehrels G.* Magmatic source rocks for late Neoproterozoic – early Cambrian sediments of the Enganepe Uplift, western Polar Urals. Abstract , D# T31A-2134 presented at 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 13-17 Dec.

МЕЗОСТРУКТУРА ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗЕМЛИ ВЕДЕЛЯ ЯРЛЬСБЕРГА (ЮЗ ШПИЦБЕРГЕН)

Кузнецов Н.Б.

Геологический Институт РАН, Москва, Россия (kouznikbor@mail.ru)

Введение

Архипелаг Свальбард (о. Шпицберген и рядом расположенные крупные и мелкие острова) находится на крайнем СЗ Баренцева моря. Все додевонские образования Свальбарда традиционно объединяются в супергруппу Гекла Хук [4, 10, 11, 12, 13, 14, 15]. Выступы комплексов супергруппы Гекла Хук прослеживаются вдоль всего западного побережья о. Шпицберген. Обширное поле их выходов находится также на п-ове Новая Фрисландия. Кроме того, ими сложен о. Принца Карла, расположенный невдалеке от западного побережья Шпицбергена и значительная часть о. Северо-Восточная Земля и рядом расположенных мелких островов (рис. 1).

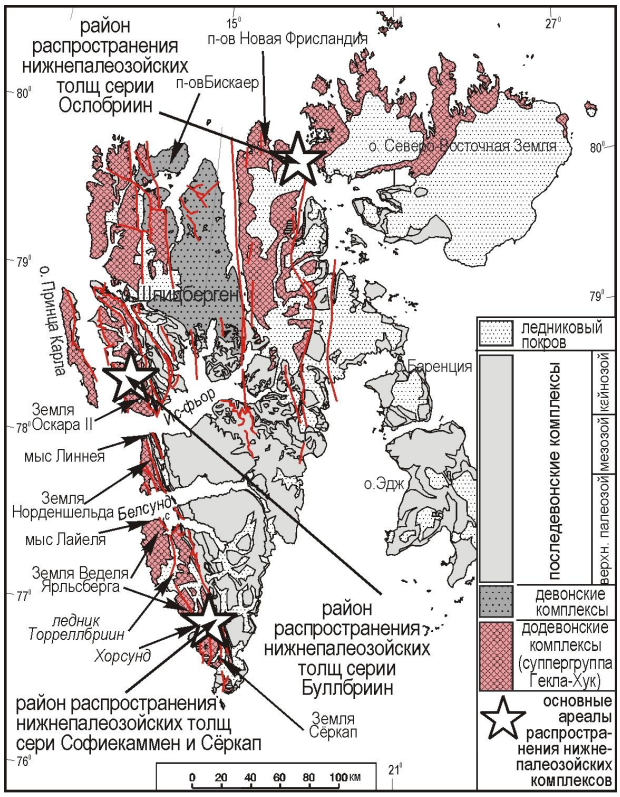


Рис. 1. Принципиальная схема строения архипелага Свальбард, по [7] с упрощениями.

В разрез верхней части супергруппы Гекла Хук традиционно включаются толщи венда и нижнего палеозоя [1, 4, 10, 11, 12, 13, 14, 15]. Например: неопротерозойские тиллиты серии Полярисбриин, а также карбонатные толщи раннепалеозойской серии Ослобриин (СВ п-ова Новая Фрисландия и восток о. Северо-Восточная Земля); неопротерозойские тиллиты группы мыса Лайеля и их возрастные аналоги – филлиты свиты Госхамна, а также раннепалеозойские терригенно-карбонатные толщи серии Софиекаммен (Земля Веделя Ярльсберга).

Нам представляется, что именно совместное включение неопротерозойских и нижнепалеозойских стратифицированных комплексов Свальбарда в состав верхней части супергруппы Гекла Хук обусловило то, что вплоть до настоящего времени считается, что толщи неопротерозоя и нижнего палеозоя слагают непрерывные разрезы и соотносятся между собой без стратиграфического перерыва и несогласия [8,9 и др.].

Однако, нижнепалеозойские комплексы Свальбарда по составу, мощности и степени метаморфических преобразований весьма сходны с комплексами, слагающими чехлы платформенных областей. Это отличает их от неопротерозойских комплексов Архипелага, которые представлены здесь, в числе прочего, – вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, гранитоидами, габброидами и ультрабазитами, местами преобразованными в условиях эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и даже эклогитовой фаций метаморфизма.

Необходимо отметить, что толщи нижнего палеозоя на Свальбарде существенно менее распространены, чем неопротерозойские образования (рис. 1). Нижний палеозой известен лишь: 1) на ЮЗ Шпицбергена – Земля Сёркапп и юге Земли Веделя Ярльсберга (серия Сёркапп и серия

Софиекаммен, соответственно); 2) на западе Шпицбергена – Земля Оскара-II (серия Буллбриин); 3) на СВ Свальбарда – СВ п-ова Новая Фрисландия, СЗ о. Северо-Восточная Земля и на мелких островах в заливе Мурчисона и в проливе Хинлоппенстрит (серия Ослобриин). Недавно на примере этих районов развития нижнего палеозоя на Свальбарде было показано, что нижний палеозой и неопротерозой разделены перерывом [2, 3]. Далее на примере южной части Земли Веделя Ярльсберга (ЗВЯ) будет показано, что образования нижнего палеозоя и неопротерозоя на Свальбарде разделены также и структурным несогласием.

Неопротерозойские комплексы Земли Веделя Ярльсберга

Неопротерозой Свальбарда в своем весьма типичном виде широко представлен на ЗВЯ, расположенной на юге западного побережья о. Шпицберген – между заливами Белсунд (на севере) и Хорсунд (на юге). В пределах ЗВЯ поле развития неопротерозоя разделено ледником Торреллбриин на две части – северную и южную. На юге ЗВЯ ареал распространения неопротерозойских пород рассечен зоной разлома Вимсодден–Косибапассет (ВК-зоной) северо-западного простирания на ЮЗ- и СВ-домены [6, 16, 17].

В пределах ЮЗ-домена распространены породы неопротерозойских серий Исбернхамна и Эймфьеллет. Ими здесь сложены крупные сопряженные складчатые формы (синклинории/синформы и антиклинории/антиформы) [5, 6, 18, 19] (рис. 2).

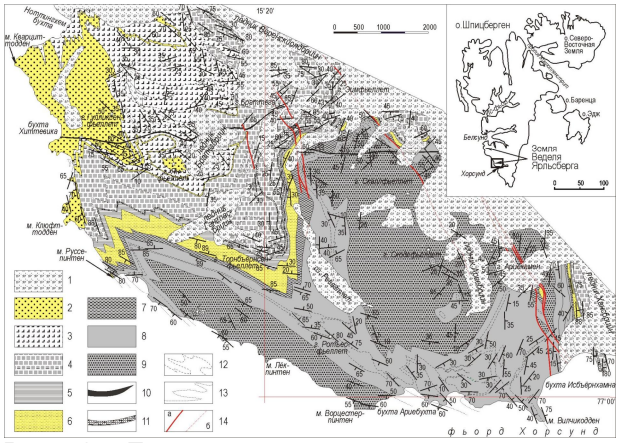


Рис. 2. Геологическое строение юго-западного домена южной части Земли Веделя Ярльсберга. Схема составлена на основе [6] и собственных наблюдений автора.

1 – кайнозойские отложения; 2-6 – серия Эймфьеллет: 2 – кварциты свиты Гулликсенфьеллет; 3 – чередование амфиболитов и метариолитов с Cl- и Bi-сланцами и реже кварцитами – комплекс Бартеггдален; 4 – мфиболиты - комплекс Скельфьеллет; 5 – чередование белых и зеленых кварцитов и Cl-сланцев – свита Эймфьбрене; 6 – кварциты свиты Скерстранда; 7-9 – серия Исбернхамна: 7 – Gr-слюдистые кристаллосланцы и сланцы – свита Ревдаллен; 8 – желтые и белые кальцитовые мраморы, Gr-Cc-сланцы, чередующиеся Gr-парагнейсами – свита Ариекаммен; 9 – Gr-слюдистые кристаллосланцы, слюдистые сланцы, Mu-плагиогнейсы, расслоенные пачками мраморов – свита Скодефьеллет; дайки диабазов позднемезозойского(?)-раннекайнозойского возраста; 11 – метаграниты; 12 – структурные линии и границы маркирующих пачек; 13 – геологические границы и маркирующие пачки, протрассированные под ледниками и моренами; 14 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые (протрассированые) под ледниками и моренами.

В пределах СВ-домена южной части ЗВЯ неопротерозойские образования расчленены на несколько литостратиграфических единиц (снизу вверх: серия Вимсоден, серия Диелега и серия Софиебоген [6, 16, 17]).

Мезоструктура неопротерозойских комплексов южной части Земли Веделя Ярльсберга

Нами проведено изучение структурно-геологических особенностей неопротерозойских образований ЮЗ-домена, ВК-зоны и прилегающих к ней частей СВ-домена.

Внутреннее строение ВК-зоны

ВК-зона характеризуется крутыми ЮЗ падениями плоскостей сланцеватости и милонитизации, а также минеральной

линейностью (stretching lineation), ориентированной в направлении СВ – ЮВ, погружающимися под разными углами к юго-востоку и к северо-западу шарнирами частных складок (рис. 3).

Такое сочетание пространственных ориентировок элементов мезоструктуры указывает на СЗ и ЮВ простирание осей растяжения. На такое же направление растяжения указывают результаты изучения удлиненности “растянутых” галек в метаконгломератах (рис. 4) в приближенной к ВК-зоне части СВ домена, где ими сложены некоторые элементы разреза, например свита Слингфьеллет и отдельные горизонты в серии Вимсодден.

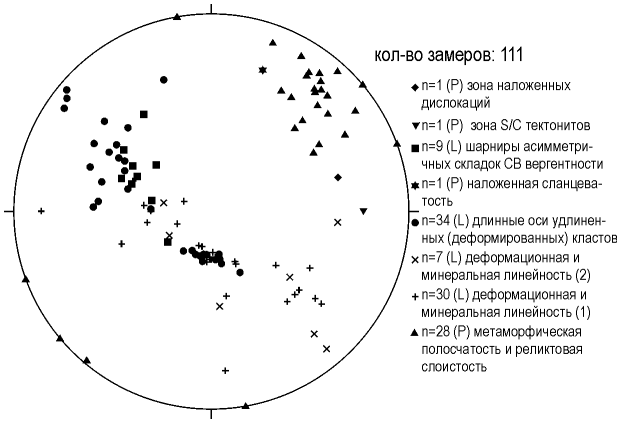


Рис. 3. Пространственная ориентировка плоскостных и линейных элементов мезоструктуры пород свиты Слингфьеллет (серия Софиебоген), развитых в пределах разломной зоны Вимсоден–Косибапассет.



Рис. 4. Деформированные конгломераты свиты Слингфьеллет (в зоне Вимсодден–Косибапассет).

Внутреннее строение ЮЗ-домена

В пределах ЮЗ-домена ЗВЯ породы неопротерозойских серий Исбернхамна и Эймфьеллет дислоцированы в сопряженные складчатые формы разного знака (рис. 2). Крылья этих крупных складчатых форм осложнены многочисленными дислокациями разного масштаба, которые и стали основным объектом исследования в этой части региона. Результаты проведенного нами изучения структурно-геологических особенностей неопротерозойских образований ЮЗ-домена сведены на диаграммах (рис. 5), где показана пространственная ориентировка элементов мезоструктуры совместно для метаморфических пород серий Исбернхамна и Эймфьеллет, исключая данные по кварцитам свиты Гулликсенфьеллет (рис. 5А), а также отдельно для пород этой свиты (рис. 5Б). На обеих диаграммах видно, что шарниры изоклинальных и СВ-вергентных асимметричных складок преимущественно погружаются в северо-западных румбах под углами от пологих до средних. Близкую пространственную ориентировку имеют в этих породах также минеральная и деформационная линейности.

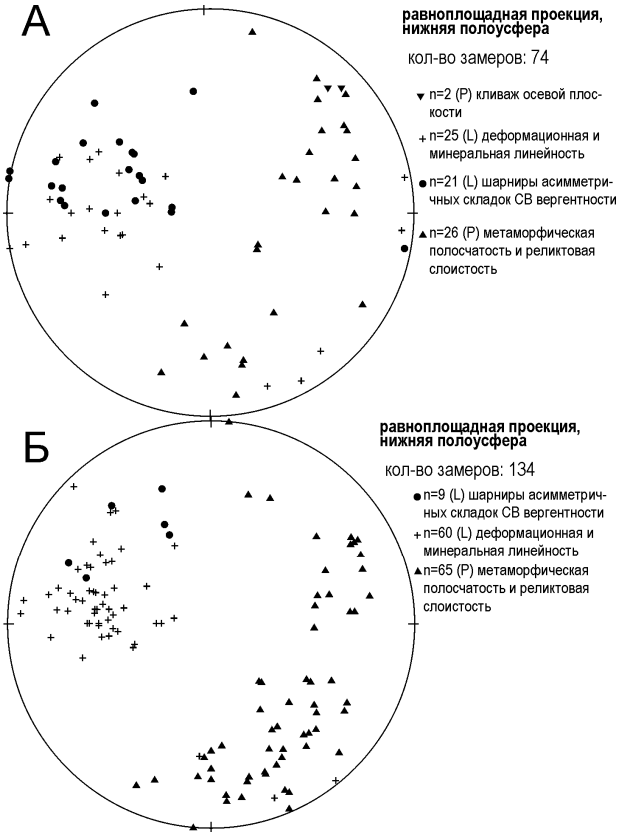


Рис. 5. Пространственная ориентировка плоскостных и линейных элементов мезоструктуры, развитых в пределах юго-западного домена южной части ЗВЯ.
А – метаморфиты серии Исбернхамна и Эймфьеллет (исключая кварциты свиты Гулликсенфьеллет);
Б – кварциты свиты Гулликсенфьеллет

Структура нижнепалеозойских комплексов южной части Земли Веделя Ярльсберга

На западе южной части ЗВЯ располагается поле распространения пород нижнего палеозоя. Эти образования представлены конгломератами, конгло-брекчиями, гравелитами, песчаниками, разнообразными карбонатными породами. Эти образования дислоцированы в простую синклиналь, ось которой ориентирована по меридиану (рис. 6), а крылья осложнены разрывами позднемезозойского или даже раннекайнозойского возраста.

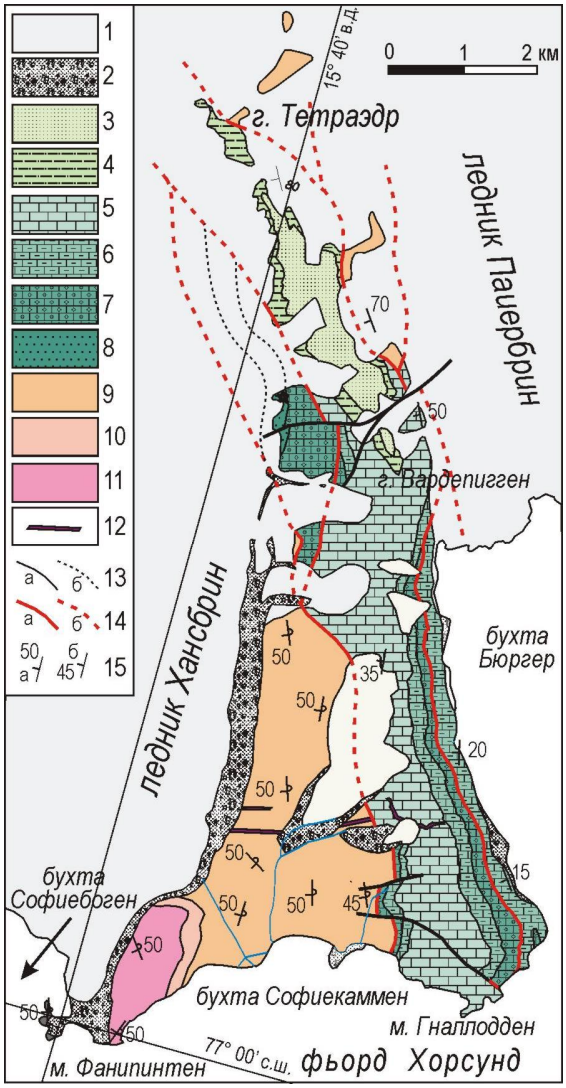


Рис. 6. Схема геологического строения хребта Софиекаммен (ЮВ ЗВЯ, ЮЗ Шпицберген). Схема составлена на основе картографических материалов [5, 18] и собственных наблюдений автора.
1 – ледники; 2 – современные морены и береговые отложения (нерасчлененные); 3-8 – нижнепалеозойские верхнекембрийские [3] и нижнеордовикские) толщи: 3 – свита Видерфьеллет (песчаники и песчанистые карбонатные породы с подчиненными горизонтами конгломератов и алевролитов); 4 – свита Нордштетинген (песчаники, алевролиты, доломитизированные известняки и доломиты); 5 – свита Гналбергет (известняки, доломитизированные известняки и доломиты с подчиненными горизонтами песчаников и алевролитов); 6 – свита Слаклидаллен (известняки); 7 – свита Вардепигген (черные и зеленые алевролиты, карбонатные седиментобрекчии, известняки и доломитизированные известняки); 8 – свита Бластертоппен (карбонатистые песчаники, песчанистые известняки, доломитизированные известняки); 9-11 – неопротерозойские толщи (серия Софиебоген): 9 – свита Госхамна (филлиты); 10 – свита Хёферпинтен (мраморизованные известняки и доломиты); 11 – свита слингфьеллет (метаморфизованные конгломераты); 12 – дайки и силлы позднемезозойских долеритов; 13 – геологические границы (а), то же под ледниками (б); 14 – разломы (а), то же под ледниками (б); 15 – залегание слоистости: наклонное (а), перевернутое (б).

Заключение

На Земле Веделя Ярльсберга широко распространены неопротерозойские породы. Они интенсивно деформированы (рис. 4) кливажированы и рассланцованы; вмещают тела “дометаморфических” базитов и гранитоидов; интрудированы син- и постметаморфическими гранитоидами и пегматитами; смяты в изоклинальные и асимметричные складки преимущественно СВ вергентности (рис. 3, 5), а в более крупном масштабе – слагают крупные сопряженные позитивные и негативные складчатые формы, шарниры которых характеризуются СЗ ориентировкой (рис. 2).

В противоположность им распространенные в этой же части Шпицбергена нижнепалеозойские образования практически не метаморфизованы. Ими сложены простые крупные складчатые структуры меридионального простирания.

Таким образом, в южной части ЗВЯ нижнепалеозойские и верхнедокембрийские образования кроме стратиграфического перерыва [3], разделены также еще и метаморфическим (скачок в степени метаморфизма пород) и структурным несогласием.

Автор выражает искреннюю признательность д.г.-м.н. К.Е.Дегтяреву (ГИН РАН, Москва) и академику РАН Ю.Г.Леонову за организационную и научную поддержку исследований на о. Шпицберген.

Исследования проведены при поддержке ОНЗ РАН (Программа № 14 «История формирования бассейна Северного Ледовитого Океана и режим современных природных процессов Арктики»), а также в соответствии с планами работ по проектам РФФИ – 09-0900812 и 09-05-01033.

Литература

1. *Красильщиков А.А.* Стратиграфия и палеотектоника докембрия – раннего палеозоя. Тр. НИИГА. Т.172. Л.: Недра. 1973. 120 с.
2. *Кузнецов Н.Б.* Структурное основание Свальбарда: северо-восточное продолжение Скандинавских каледонид или северо-западное продолжение Протоуралид-Тиманид? // Бюллетень МОИП. Отд. Геолог. 2009. Т. 84, вып. 3, с. 23-51
3. *Кузнецов Н.Б., Черный Ю., Манецки М., и др.* Первые находки кембрийских конодонтов на Шпицбергене и проблема ярльсбергского несогласия // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 5. С.648-654.
4. *Харланд В.Б.* Схема структурной истории Шпицбергена. Геология Арктики. М.: Мир. 1964. С.11-77.
5. *Birkenmajer K.* Geology of the Hornsund area, Spitsbergen. Geological map 1:75,000, with explanations. Polish Academy of Sciences, Committee on Polar Res. and Silesian University. 1990. 42p. (+ map).
6. *Czerny J., Kieres A., Manechki M. et al.* Geological map of the SW part of Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen 1:25000. Institute of Geology and Mineral Deposits, Cracow. 1993. 61 p.
7. *Dallmann W.K.* (ed.) Lithostratigraphic lexicon of Svalbard. Review and recommendations for nomenclature use. Upper Palaeozoic to Quaternary bedrock. 127-214. Norsk Polarinstitutt, Tromsø. 1999.
8. *Gee D.G.* EUROPE/Scandinavian Caledonides (with Greenland). Encyclopedia of Geology / Editors-in-Chief: Richard C. Selley, L. Robin M. Cocks, Ian R. Plimer. Elsevier. 2005, pp. 64-74.
9. *Gee D.G., Teben’kov A.M.* Sval’bard: A fragment of Laurentian margin // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Gee D.G., Pease V. (eds.). Geol. Soc. London. 2004. Mem. 30, pp.191-206.
10. *Harland W.B.* Early Palaeozoic faults as margins of Arctic plates in Svalbard. Proceedings of the 24th International Geological Congress. Montreal. 1972. P.230-237.
11. *Harland W.B.* The Caledonian sequence in Ny Friesland, Spitsbergen // Quarterly Journal of the Geol. Soc. London. 1959. V. 114, pp. 307-342.
12. *Harland W.B.* The Geology of Svalbard // Geol. Soc. London. 1997. Vol. 17. 521p.
13. *Harland W.B., Hambrey M.J., Waddams P.* Vendian Geology of Svalbard. Norsk Polarinstitut. 1993. V.193. 150 p.
14. *Harland W.B., Wilson C.B.* The Hecla Hoek succession in Ny Friesland, Spitsbergen // Geol. Mag. 1956. V.93, pp. 256-286.
15. *Kulling O.* Scientific results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the summer of 1931. Part XI, The Hecla Hock Formation round

Hinlopenstredet // Geografiske Annaler. 1934. V.16, pp. 161-254.
16. *Majka J., Mazur S., Manecki M.* et al. Late Neoproterozoic amphibolite-facies metamorphism of a pre-Caledonian basement block in southwest Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen: new evidence from U–Th–Pb dating of monazite // Geol. Mag. 2008, pp. 1–9. doi:10.1017/S001675680800530X
17. *Mazur S., Czerny J, Majka J. et al.* A strike-slip terrane boundary in Wedel Jarlsberg Land, Svalbard, and its bearing on correlations of SW Spitsbergen with the Pearya terrane and Timanide belt // Journal of the Geological Society. 2009. V.166, pp. 529-544 (doi:10.1144/0016-76492008-106).
18. *Ohta Y., Dallmann W. (eds)* Geological map of Svalbard 1:100 000. Sheet B12G Torrelbreen. Norsk Polarinstitut Temakart 12. Preliminary edition. 1994. Updated 1996.
19. *Smullikowski W.* Some petrological and structural observations in the Hecla Hoek Succession Between Wereskioldbreen and Torellbreen, Vestspitsbergen // Stud. Geol. Polon. 1968. N.21, pp.97-161.

Sr ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ИРКУТНОЙ СВИТЫ ВОСТОЧНЫХ САЯН: ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ РИФЕЙСКОГО ПРОТОЧЕХЛА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА

Кузнецов А.Б.[а], Летникова Е.Ф.[б], Константинова Г.В.[а]

[а]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург (antonbor9@mail.ru)
[б]Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

Тувино-Монгольский микроконтинент входит в состав складчатого обрамления Сибирской платформы и охватывает юго-восточную часть Восточного Саяна и Северной Монголии [1, 6]. В результате длительной тектонической истории, сопровождавшейся коллизиями и надвигообразованиями, в пределах микроконтинента совмещены разновозрастные комплексы. Карбонатные породы микроконтинента слагают два структурных этажа: "довендский" (иркутная свита) и "венд-кембрийский" (боксонская серия) [1, 10].

Образование "довендского" фундамента происходило путем аккреции блоков пород разного возраста и состава: метаморфических, вулканогенных, терригенных и карбонатных. Второй структруный этаж характеризовался накоплением мощного (более 1 км) карбонатного чехла в условиях пассивной континентальной окраины. Карбонатные породы этого чехла (боксонской серии) достаточно хорошо изучены, а время их отложения уточнено в результате C-изотопных корреляций [7] и находок остатков мелкораковинной фауны [9]. В отличие от этого, представления о времени накопления "довендских" отложений ограничены лишь верхним рубежом около 790 млн. лет, соответствующему этапу внедрения коллизионных гранитоидов сумсунурскогокомплекса [6].

"Довендский" осадочный чехол Тувино-Монгольского микроконтинента сложен преимущественно карбонатной иркутной свитой и углисто-сланцевой ильчирской свитой. Отложения этих свит непосредственно примыкают к выходам архейских гранито-гнейсов Гарганской глыбы и не выходят за "кольцо" рифейских офиолитов, обрамляющих глыбу. Иркутная свита с размывом залегает на метаморфических породах фундамента Гарганской глыбы и содержит в основании горизонт конгломератов. Выше в ее разрезе преобладают темно-серые карбонатные породы (200-650 м) с маломощными пачками строматолитовых и оолитовых разностей, а также с тонкими прослоями углистых сланцев. С целью уточнения времени формирования "довендского" чехла нами выполнено Sr изотопное изучение карбонатных пород иркутной свиты.

Метод стронциевой изотопной хемостратиграфии опирается на глобальные вариации отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в древних океанах и является новым средством корреляции морских карбонатных осадков. Этот метод является независимым по отношению к биостратиграфическому методу, возможности которого в докембрии резко ограничены из-за отсутствия скелетной фауны. Расширение аналитической базы Sr-изотопной хемостратиграфии в позднем протерозое расширило возможности корреляции "немых" докембрийских формаций с типовыми разрезами рифея и венда. Эта корреляция проводится путем сопоставления Sr-изотопной характеристики формации с кривой вариации отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в палеокеане. Необходимым условием для получения корректной Sr-изотопной характеристики являются: геохимическая оценка степени сохранности Rb-Sr систем (отношения

Mn/Sr, Fe/Sr и Mg/Ca) и селективное растворение образцов для частичного удаления эпигенетических карбонатных фаз [2, 4, 5, 8].

Образцы карбонатных пород иркутной свиты были отобраны в двух удаленных разрезах: в долине р. Хоре и в верховьях р. Гарган. В образцах определены содержания Ca, Mg, Mn, Fe и Sr атомно-абсорбционным методом. Изучение Rb-Sr систематики пород включало процедуру предварительного выщелачивания 1N раствором ацетата аммония с последующим растворением карбонатного остатка в 10% уксусной кислоте [2].

Карбонатные породы иркутной свиты в обоих разрезах представлены преимущественно доломитами. Доломитистые известняки обнаружены лишь в кровле разреза Хоре и в основании разреза Гарган. Доломиты и известняки содержат повышенное количество терригенной примеси (2.5-9.0%), мало Mn (50-160 мкг/г) и много Fe (220-2640 мкг/г). Значения $\delta^{18}O$ в известняках -10.4…-8.5‰ PDB, а в доломитах -7.4…-7.2‰. Значение $\delta^{13}C$ в образцах не выходят за пределы +0.2…+1.0‰ PDB. Образцы доломитов включают мало Sr (92-95 мкг/г) и отличаются повышенным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.70729-0.70835. Концентрация Sr в большинстве образцов известняков низкая (100-240 мкг/г), а отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ заключено в пределах 0.70508-0.70668. Лишь в двух известняках с максимальным содержанием Sr (480 и 530 мкг/г) наблюдаются минимальные для каждого разреза значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ - 0.70481 (Хоре) и 0.70486 (Гарган). Эти образцы известняков удовлетворяют строгим геохимическим критериям сохранности первичных Rb-Sr систем рифейских карбонатных пород ($Mg/Ca \leq 0.024$, $Mn/Sr \leq 0.2$ и $Fe/Sr \leq 5.0$), поэтому полученное в них отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ характеризует среду седиментации осадков иркутной свиты.

Сопоставление выявленных Sr изотопных характеристик со стандартной кривой вариации отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в морской воде позднего протерозоя показывает, что карбонатные отложения иркутной свиты древнее 1250 млн. лет [4, 5, 8]. Таким образом, формирование "довендского" карбонатного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента могло происходить в начале среднего рифея или в раннем рифее. Присутствие ранне-среднерифейских карбонатных осадков свидетельствует об опускании древнего ядра будущего микроконтинента еще до начала гренвильской орогении. Мощность ранне-среднерифейского проточехла могла быть большой, но его значительная часть могла быть размыта во время главной фазы гренвильской орогении около 1 млрд. лет назад.

Работа выполнена в рамках Программ фундаментальных исследований № 4 ОНЗ РАН, № 10 СО РАН-ОНЗ и ИП СО РАН 19, а также РФФИ (проекты №№ 09-05-01003 и 10-05-00971).

Литература

1. *Беличенко В.Г., Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К.* Геохимические особенности карбонатных отложений чехлов Тувино-Монгольского микроконтинента // ДАН. 1999. Т. 364. С. 80-83.
2. *Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др.* Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3-33
3. *Королюк И.К.* Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра // Тр. ИГиРГИ АН СССР. М.: Наука, 1960. С. 113-164.
4. *Кузнецов А. Б., Семихатов М. А., Горохов И.М. и др.* Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 3-39;
5. *Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др.* Sr изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16-34.
6. *Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива:

раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
7. *Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф., Самыгин С.Г.* Изотопная стратиграфия боксонской серии, венд-кембрий Восточного Саяна // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 3. С. 23-41.
8. *Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др.* // Низкое отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гренвильском и пост-гренвильском палеоокеане: определяющие факторы. Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 6. С. 3-46.
9. *Терлеев А.А., Задорожный В.М.* Находка палеозойских фораминифер в "докембрии" Восточного Саяна (р. Сархой) // ДАН. 1996. Т. 351. № 3. С. 373-374.
10. *Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г.* Тектонические условия формирования венд-среднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Восточного Саяна // Геотектоника 1992. № 6. С. 18-36.

ПЛЮМЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ.

Кузьмин М.И.[а], **Ярмолюк В.В.**[б]

[а]*ИГХ СО РАН, Иркутск, Россия (mikuzmin@igc.irk.ru)*
[б]*ИГЕМ РАН, Москва, Россия*

1) В.Е.Хайн всегда был на передовых позициях геологической науки. В последние годы он уделял большое внимание глубинной геодинамике, благодаря которой, по его мнению, можно решить многие вопросы взаимодействия оболочек Земли и ее геологической эволюции в целом. Он отдавал должное японским ученым (Geological Society of Japan, 1994, v. 100, № 1), которые считали, что развитие идей глубинной геодинамики – основа новой парадигмы геологии [7]. Он считал, что для понятия глубинных процессов, происходящих на Земле, необходимо определить причины появления плюмов, их соотношения с тектоникой плит, а также их роль в развитии Земли. Все это необходимо оценить для создания модели глобальной динамики Земли, которая должна учитывать как актуалистические, так и исторические аспекты [6].

2) Концепция глубинной геодинамики является основой для понимания связей между тектоникой плит, в том числе формированием суперконтинентов, и суперплюмами. Как известно, в процессе эволюции Земли возникают суперконтиненты, объединяющие все континентальные блоки Земли. В дальнейшем они разрушаются под действием суперплюмов, которые образуются под суперконтинентами, а отдельные континенты подвергаются центробежному разбеганию. В настоящее время наиболее хорошо изучено формирование и раскол двух последних суперконтинентов: Родинии и Пангеи [14; 15], хотя предполагают, что в процессе эволюции Земли их было больше, во всяком случае, не менее четырех.

3) После распада Родинии составляющие его континенты, в том числе и Сибирь, переместились в позднерифейский океан. Многочисленные проявления продуктов магматизма океанических горячих точек в складчатом обрамлении Сибирского кратона и внутриплитных магматических образований собственно в его пределах [2; 9] указывают на высокую внутриплитную активность в том секторе Земли, через который в фанерозое перемещался Сибирский континент. Очевидно, его миграция происходила над областью концентрации мантийных плюмов, подобной современным Африканскому и Тихоокеанскому горячим полям мантии (низкоскоростным мантийным провинциям или LLSVP) [11].

4) В соответствии с палеомагнитными данными выполнены палеореконструкции Сибирского континента в фанерозое [12]. В их основу было положено представление о формировании Сибирской трапповой провинции 250 млн. лет тому назад над Исландским плюмом [8; 13], фиксирующим северный край Африканской LLSVP. Это позволило наметить долготные координаты (330^0 – 70^0 в.д. – границы Африканской LLSVP), ограничивающие область возможных широтных миграций Сибири. В соответствии с ними показано, что Сибирь, начиная с 570 млн. лет вплоть до юры, дрейфовала над Африканским LLSVP, а, позднее переместилась к востоку и попала под влияние Тихоокеанского LLSVP.

5. Палеозойская и раннемезозойская внутриплитная магматическая активность в пределах Сибирского палеоконтинента контролировалась мантийными источниками типа PREMA и EMII. Мантийные плюмы формировались в пределах верхов нижней – низов верхней мантии, т.е. в районе первой стагнации субдуцированных литосферных плит при высоком содержании воды в зоне

магмообразования. Источником магматических расплавов кайнозойского и особенно позднекайнозойского возрастов являлась мантия типа PREMA и EM-I, а сами плюмы, очевидно, зарождались в слое D", расположенном на границе ядро-мантия.

6. Плюмы часто являются причиной появления крупных изверженных провинций (LIP), а также специфичных рудоносных магматических пород с благороднометальной (ультрамафит – мафитовые комплексы) и редкометальной минерализацией (ультращелочные комплексы, щелочные и литий-фтористые граниты и др.). Под воздействием плюмов образуются также крупные изверженные провинции гранитоидного состава, с которыми связаны многочисленные месторождения. На Азиатском континенте – это раннепалеозойские батолиты «пестрого состава» Алтае-Саянской области, Прибайкалья и Западной Монголии, позднепалеозойские Калбинский, Ангаро-Витимский, Хангайский и Хентейский батолиты, сформированные при участи вещества мантийных плюмов [12]. С такими внутриплитными гранитоидными проявлениями магматизма, помимо редкометальных, часто сопряжены полиметаллические и золоторудные месторождения.

7. Проблема связи большого числа месторождений с магматическими образованиями плюмового генезиса остается далеко не решенной, как не решены многие вопросы связи магматизма и оруденения. В случае с кимберлитами четко проявлена генетическая связь алмазной минерализации с подлитосферными источниками. Для высокотемпературных магматических и послемагматических рудных образований, ассоциирующих с карбонатитами, щелочными и Li-F гранитами, предполагается генетическая связь с материнскими магматическими породами, имеющими разные источники расплавов, которые были вовлечены в плавление в результате плюмовой активности.

Более сложные генетические связи мантийных плюмов с некоторыми типами золоторудных месторождений. Например, на месторождении Сухой Лог золотоносные углистые сланцы отлагались в позднем протерозое. Но только в конце карбона благодаря рудным растворам, связанным с Ангаро-Витимским «плюмовым» батолитом, сформировались рудные жилы и штокверти Сухоложского месторождения [3].

8. Наиболее ярко выраженную связь с плюмовым магматизмом демонстрируют Ni –PGE месторождения, ассоциирующие с мафит – ультрамафитовыми интрузиями, в том числе в составе трапповых областей. Такими, например, являются рудоносные габбро-долеритовые интрузии Сибирской платформы [5], которые, несмотря на то, что составляют лишь малую долю (<0,01 %) объема траппов, но содержат около ¼ мировых запасов Ni и Pd. Предполагается, что древняя архейская литосфера, которая может взаимодействовать с плюмовыми расплавами является наиболее благоприятным фактором формирования Ni –PGE минерализации [16]. Именно такие условия могут реализоваться в Сибирской рудоносной провинции.

В Восточном Саяне рудоносный (Cu – Ni – PGE) комплекс базит-ультрабазитовых интрузий выделяется в пределах архейского Алхадырского террейна, вытянутого вдоль края Сибирской платформы. Возраст массивов составляет 630-650 млн. лет и соответствует возрасту ультраосновных щелочных комплексов с редкометальными карбонатитами, которые также прослеживаются вдоль края Сибирской платформы. Проявления внутриплитного магматизма этого возраста связываются с суперплюмом, расколовшим Родинию [10].

Еще один комплекс небольших мафит-ультрамафитовых интрузий с сульфидной медно-никелевой с платиной минерализацией выделяется на юго-востоке Алданского щита [1; 4]. Возраст этих интрузий составляет ~ 1700 млн. лет, а краевая позиция в пределах щита предполагает их связь с расколами, возникшими под влиянием суперплюма

при распаде суперконтинента Колумбия или Кепорленд.

Можно полагать, что во всех перечисленных случаях местом зарождения суперплюмов служил слой D", расположенный на границе ядро-мантия, а в составе источников плюмового магматизма должна была присутствовать мантия EM-I, которая считается типичной для плюмов, несущих Ni – PGE минерализацию [16].

Литература

1. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.А., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита. ДАН, 2009, т. 425, № 4, с. 505-508.
2. Зоненшайн Л.Р., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990, кн. 2, с. 197-214.
3. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Спиридонов А.М., Немеров В.К., Иванов А.И., Митрофанов Г.Л. Геодинамические условия формирования золоторудных месторождений Бодайбинского неопротерозойского прогиба. ДАН, 2006, т. 407, № 6, с. 793-797.
4. Симонов В., Приходько В.С., Ковязин С.В., Тарновский А.В. Условия формирования кондерского платиноносного ультраосновного массива (Алданский щит). ДАН, 2009, т.434, № 1, с. 108-111.
5. Спиридонов Э.М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля. Геология и геофизика, 2010, т.51, № 9, с. 1356-1378.
6. Хайн В.Е. Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли. Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 6, с. 753-760.
7. Хайн В.Е. Основные проблемы современной геологии. М., Научный мир, 2003, 346 с.
8. Харин Г.С. Импульсы магматизма Исландского плюма. Петрология, 2000, т.8, № 2, с. 115-130.
9. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика. Геотектоника, 2000, №. 5, с. 343-366.
10. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // ДАН, 2005, Т.404, №3, с. 400-406
11. Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., Stock, J., 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. Earth and Planetary Science Letters 205 (3–4), 295–308.
12. Kuzmin M. I., Yarmolyuk V. V., Kravchinsky V. A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews, 2010, V. 102, № 1-2, P. 29-59.
13. Lawver, L.A., Muller, R.D., 1994. Iceland hotspot track. Geology 22 (4), 311–314.
14. Li, Z.X., Zhong, S., 2009. Supercontinent–superplume coupling, true polar wander and plume mobility: plate dominance in whole-mantle tectonics. Physics of the Earth and Planetary Interiors 176, 143–156.
15. Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M., 2004. Earth geography from 400 to 250 Ma: a alaeomagnetic, faunal and facies review. Journal of the Geological Society 161, 555–572.
16. Zhang M., Reilly S.Y., Wang K.-L., Hronsky J., Griffin W.L. Flood basalts and metallogeny: The lithospheric mantle connection. Earth-Science Rewiews. 2008, v. 86, p. 145-174.

ГЛУБИННАЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОЛЯРНОГО УРАЛА ПО РЕЗУЛЬТАТАММАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Куликов В.А.[а,б], **Алексанова Е.Д.**[б], **Яковлев А.Г.**[а,б]

[а] *МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
(vic@nw-geo.ru)
[б] *ООО «Северо-Запад», Москва, Россия*

Введение

В 2006 – 2007 годах компанией ООО «Северо-Запад» были выполнены магнитотеллурические измерения на опорном геофизическом профиле «Полярноуральский трансект» протяженностью 300 км (ж/д. ст. Сейда – г. Лабытнанги – г. Салехард – меридиан 69º в.д.). Работы проводились совместно с ФГУГП «Баженовская геофизическая экспедиция» по заказу Федерального агентства по недропользованию.

В результате обработки и интерпретации МТ-данных была создана глубинная геоэлектрическая модель в сечении опорного геолого-геофизического профиля «Полярноуральский трансект», отражающая положение и морфологию геоэлектрических границ и областей аномально высокой проводимости в разрезе земной коры и верхней мантии до глубины около 100 км.

Положение профиля

Профиль «Полярноуральский трансект» пересекает Уральскую складчато-надвиговую область примерно на широте 66.5° от п. Сейда на западе (≈ 63° в.д.) до п. Янгнеган на востоке (≈ 68.5° в.д.).

Профиль проходит через основные тектонические элементы Полярного Урала: на западе он начинается в пределах Предуральского краевого прогиба, затем пересекает собственно Уральскую складчато-надвиговую область и на востоке заканчивается на Западно-Сибирской плите (рис. 1).

С точки зрения тектоники плит формирование покровно-складчатой структуры Урала обусловлено процессами горизонтального сжатия, реализуемого в виде регионального подвига края Восточно-Европейской платформы под палеоуральские комплексы [3,4].

Важным элементом глубинной структуры Полярного Урала является зона разломов, круто падающих к востоку и разграничивающих кору Урала и Западно-Сибирской плиты.

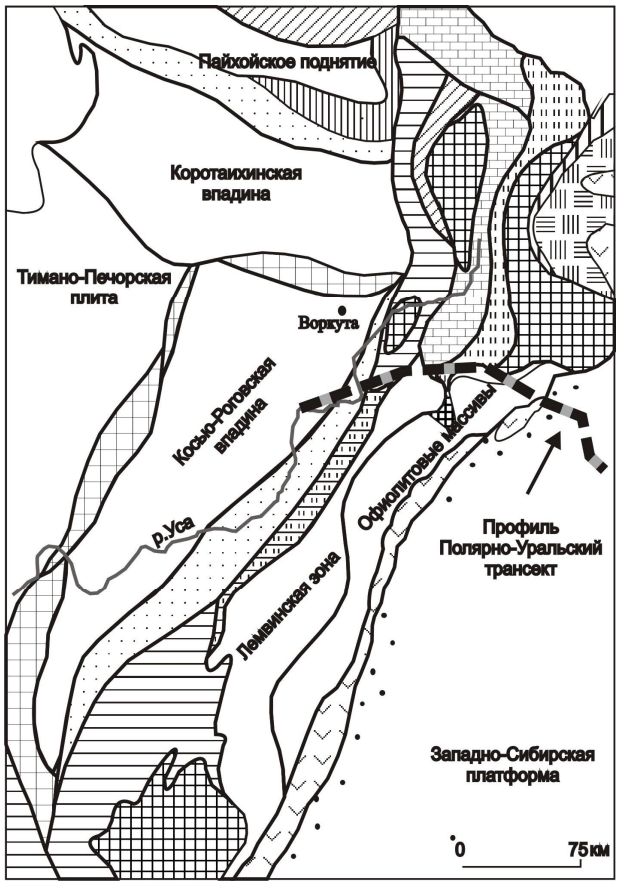


Рис. 1. Положение профиля Полярноуральский трансект

Геоэлектрические исследования на Урале

Геоэлектрическими исследованиями в Уральском регионе длительное время занимается институт геофизики Уро РАН под руководством Азы Григорьевны Дьяконовой. Сотрудниками института выполнен большой объем магнитотеллурических зондирований по нескольким региональным профилям, пересекающим Уральскую складчатую систему на разных широтах. Одним из

основных результатов, полученных по восьми региональным профилям сотрудниками Уро РАН является выделение в земной коре Восточно-Европейской платформы и в ряде зон Уральской складчатости коровых проводников, верхняя кромка которых отмечается на глубинах 7 – 15 км на Урале и 15 – 20 км в приуральской части. Суммарная продольная проводимость этих горизонтов изменяется от 450 См (профиль Темиртау – Куйбышев) на юге до 50 См (профиль Красноуральский) на севере[1,2].

Наличие коровых проводящих слоев в Магнитогорской и Зауральской зонах было также подтверждено результатами магнитотеллурических работ по профилю «УРАЛСЕЙС», выполненных ООО «Северо-Запад» в 2001 году [6].

Методика полевых работ

Электроразведочные работы проводились комплексом магнитотеллурических методов – аудиомагнитотеллурическое зондирование (АМТЗ), магнитотеллурическое зондирование (МТЗ), глубинное магнитотеллурическое зондирование (ГМТЗ) в частотном диапазоне от 0.0001 до 10 КГц. Работы были выполнены с применением новейшей технологии V5 System-2000 с использованием аппаратуры MTU компании «Phoenix Geophysics» (Канада), предусматривающей регистрацию пяти компонент МТ-поля и спутниковую синхронизацию записей.

Шаг по профилю между точками МТЗ и АМТЗ составлял около 1 км, между точками ГМТЗ примерно 20 км. Общее количество выполненных зондирований составило: МТЗ – 321 ф.т., АМТЗ – 321 ф.т., ГМТЗ – 17 ф.т.

В режиме МТЗ и ГМТЗ регистрировались пять компонент естественного электромагнитного поля Земли: горизонтальные электрические (Ex, Ey) и магнитные (Hx, Hy), вертикальная компонента магнитного поля (Hz). В режиме АМТЗ – четыре горизонтальные компоненты. Электрические поля измерялись диполями длиной 50 – 100 м с размоткой в азимутах север-юг и восток-запад, магнитные поля – индукционными датчиками. Для повышения качества измерений применялась методика синхронных измерений.

Для обработки данных, полученных со станцией MTU, использовалось программное обеспечение фирмы «Phoenix Geophysics», основанное на корреляционном методе.

Помимо записей, сделанных в текущей (полевой) точке наблюдения, в обработку вовлекались записи двух компонент поля (обычно Hx, Hy), выполненных на удаленной (базовой) точке. Такая обработка направлена на подавление некоррелируемой между точками составляющей, которая, в основном, обусловлена влиянием промышленных помех. Таким образом, точность получения компонент тензора импеданса и других передаточных функций существенно повышается.

Интерпретация магнитотеллурических данных

Интерпретация электроразведочных данных состоит из двух основных этапов: качественный анализ МТ-данных и количественная инверсия.

Качественный анализ включает в себя: анализ отдельных кривых и псевдоразрезов кажущегося сопротивления ($\rho_к$) и фазы импеданса ($\varphi_к$), анализ параметров неоднородности тензора импеданса N, β, Skew, η, анализ компонент магнитотеллурической матрицы Визе-Паркинсона, анализ полярных диаграмм и определение главных направлений, расчёт квазипродольных и квазипоперечных кривых МТЗ, нормализацию кривых кажущегося сопротивления.

Для количественной интерпретации МТ-данных использовалось различное программное обеспечение. Высокочастотные части кривых $\rho_к$ инвертировались с помощью программного комплекса 1D-инверсии, разработанного в ООО «Северо-Запад» – «MTS Prof Inv».

Решение обратной задачи в рамках этого комплекса осуществляется с помощью программы регуляризированной

профильной инверсии, осуществляемой в несколько этапов.

На первом этапе строится поточечная инверсия с помощью метода Тихоновской регуляризации решения некорректно поставленных обратных задач. Далее строится «нормальная» модель, учитывающая региональные особенности геоэлектрического разреза. На втором этапе с опорой на эту «нормальную» модель производится горизонтальная стабилизация. В качестве регуляризатора при инверсии выступает функционал, отвечающий за гладкость решения по глубине.

Глубинная часть геоэлектрической модели была получена с использованием программы 2D-инверсии R. Mackie (США, компания GSY-USA и Массачусетский технологический институт) [7]. Обратная задача решается на основе метода конечных разностей и теория регуляризации Тихонова. В качестве априорной используется информация о гладкости получаемого распределения сопротивления (за исключением скачков сопротивления, заданных в стартовой модели). Минимизация функционала осуществляется методом нелинейных сопряженных градиентов.

Основные результаты работ на профиле «Полярноуральский трансект»

Результаты МТ-исследований представлены геоэлектрическими разрезами. Они иллюстрируют изменение сопротивления пород осадочного чехла и земной коры. Наиболее важные результаты интерпретации следующие (рис. 2):

1. Осадочные отложения Косью-Роговской впадины Предуральского прогиба проявляются в виде проводящего горизонта в самой западной части профиля. Мощность проводящих образований составляет 3 – 4 км и уменьшается на восток.
2. Внутренняя зона Предуральского прогиба, вплоть до Западно-Уральского надвига (ЗУН) отмечается блоком высокоомных пород в верхней части разреза (до 4 км). На нескольких участках под высокоомной областью наблюдаются локальные проводящие зоны в диапазоне глубин 5 – 10 км. Это, либо погруженные проводящие образования осадочного чехла, либо проявление в поле сопротивлений Интинско-Хановейского надвига.
3. Главный Западно-Уральский надвиг (ГЗУН) проявляется в виде узкой проводящей зоны, крутопадающей на восток. Глубина верхней кромки проводящей зоны 1 – 2 км. ГЗУН прослеживается до глубин 10 – 12 км. Енганопейский массив Собского поднятия, пересекаемый восточнее ГЗУН, проявляется в виде высокоомного блока. Он ограничен с востока узкой проводящей зоной падающей круто на запад, и прослеживающейся, как и ГЗУН до глубин 10 – 12 км.
4. На точках № 65 – 100 на результаты МТЗ основное влияние оказывают проводящие породы Фронтального разлома. На разных участках наш профиль оказывается ориентирован то вдоль, то поперек Фронтального надвига и на геоэлектрическом разрезе проявляются несколько широких проводящих субвертикальных зон, прослеживающихся до глубин примерно 15 км. Сопротивление пород в этих аномальных зонах составляет десятые доли, первые единицы Ом·м.
5. На геоэлектрическом разрезе зона Главного Уральского надвига (ГУН) проявляется как проводящая область восточного падения с глубиной заложения 5 – 7 км. На глубинах 5 – 10 км проводящие зоны, отвечающие ГУН и Фронтальному надвигу, выполаживаются и соединяются через коровую проводящую зону.
6. Восточнее ГУН, в пределах Урал-Тау верхняя часть разреза высокоомная. В этой части профиля наблюдаются самые высокие сопротивления пород.
7. Осадочные отложения Западно-Сибирской плиты в виде верхнего проводящего горизонта начинают прослеживаться с МТЗ № 142. Мощность осадочного чехла плавно увеличивается на восток до 2 км на конце профиля. При этом его суммарная продольная проводимость составляет примерно 600 См, а среднее сопротивление осадочных пород около 3 – 4 Ом·м.
8. Таким образом, в верхней части геоэлектрического разреза, полученного по

результатам инверсии МТ-данных выделяется ряд узких зон низкого сопротивления преимущественно с восточной вергентностью. Все эти аномальные зоны приурочены к крупным Уральским надвигам – ЗУН, ГЗУН, Фронтальному, ГУН. Сопротивление пород в пределах аномальных зон составляет единицы Ом·м.

Природа аномальной проводимости этих зон может быть различна. С одной стороны, резкая неоднородность электрических свойств может быть объяснена присутствием электронопроводящих пород. По литературным публикациям, в частности в работах Петрова Г.А., Пучкова В.Н. [5] отмечается, что в зоне смятия Главного Уральского разлома среди осадочных пород преобладают углеродистые сланцы. Западные разрезы полосы черных сланцев слагаются, в основном, углеродисто-серицит-кварцевыми метаалевролитами и алевропесчаниками. Углеродистые сланцы могут обладать очень низкими электрическими сопротивлениями.

С другой стороны, некоторые исследователи связывают аномалии электропроводности с присутствием флюидов в зонах повышенной трещиноватости (например, тектонически нарушенных зонах).

9. По строению глубинной части геоэлектрической модели отметим, что кора Восточно-Еропейской платформы более высокоомна, чем кора Западно-Сибирской плиты. Субвертикальная зона, разделяющая по уровню сопротивлений Восточно-Европейскую и Западно-Сибирскую плиту проходит в месте пересечения профилем р. Объ. Наиболее высокоомная часть верхней коры приходится на зону Центральноуральского антиклинория. Этот участок профиля характеризуется также максимальной положительной аномалией поля силы тяжести и аномальными значениями магнитного поля (рис. 2).

10. Одним из наиболее важных результатов, полученных по МТ-данным, является картирование мощного корового проводящего слоя в пределах Западно-Сибирской платформы. Коровый проводник прослеживается на всей восточной части профиля. Верхняя кромка проводника фиксируется в среднем на глубинах 10 – 15 км. Его мощность составляет 20 – 25 км, а суммарная продольная проводимость около 2000 См. В районе МТЗ № 270 – 280 наблюдается субвертикальная проводящая зона, выходящая к подошве отложений осадочного чехла.

На этом интервале профиль пересекает границу двух крупных тектонических элементов: Северо-Сосьвинского антиклинория (на западе) и Гортского синклинория (на востоке). По геологическим данным известно, что эти структуры граничат по глубинному разлому северо-восточного простирания. Анализ топографической карты и космоснимков позволяет отчетливо увидеть в рельефе дневной поверхности кольцевую структуру (овал ССВ простирания), имеющую название «Кинжальная». Не исключено, что она не единственная в пределах Полуйского биолологического заказника. Возможно, что Кинжальная структура и связанная с ней аномалия электроповодности имеют локальный в плане характер и уходят на глубину 20 – 25 км. Это может указывать на ее эруптивно-диатремовую природу.

В 2009 г. здесь было предложено заложить Янгиюганскую параметрическую скважину (до глубины 4 км).

Для уточнения места ее заложения, а также для уточнения положения корового проводника в разрезе и в плане в 2009 г. ООО «Северо-Запад» выполнило работы методом МТЗ на продолжении профиля «Полярноуральский трансект» (30 км) и на рассечке к нему (30 км). Наблюдения, анализ и интерпретация данных были выполнены в 90 пунктах по той же технологии, что и на основном профиле.

Так как основной профиль «Полярноуральский трансект» закончился, по сути, в пределах аномалии коровой проводимости, то продление его на восток позволило существенно повысить достоверность интерпретации МТ-данных в районе заложения скважины.

Коровый проводящий слой, выделяемый в интервале 15 – 30 км, не прерывается, а продолжается на восток. При этом его кровля сначала резко погружается до 30 км, а затем снова поднимается до 15 – 20 км. В его пределах на МТЗ № 251 – 265 наблюдается область наиболее низких сопротивлений (около 1 – 2 Ом·м). От нее к поверхности отходит субвертикальная проводящая зона, выходящая к подошве осадочного чехла на МТЗ № 270 – 280.

На профиле-рассечке, отходящем от основного профиля на северо-запад под углом 30º общий вид структур сходен, однако сопротивление субвертикальной зоны существенно выше.

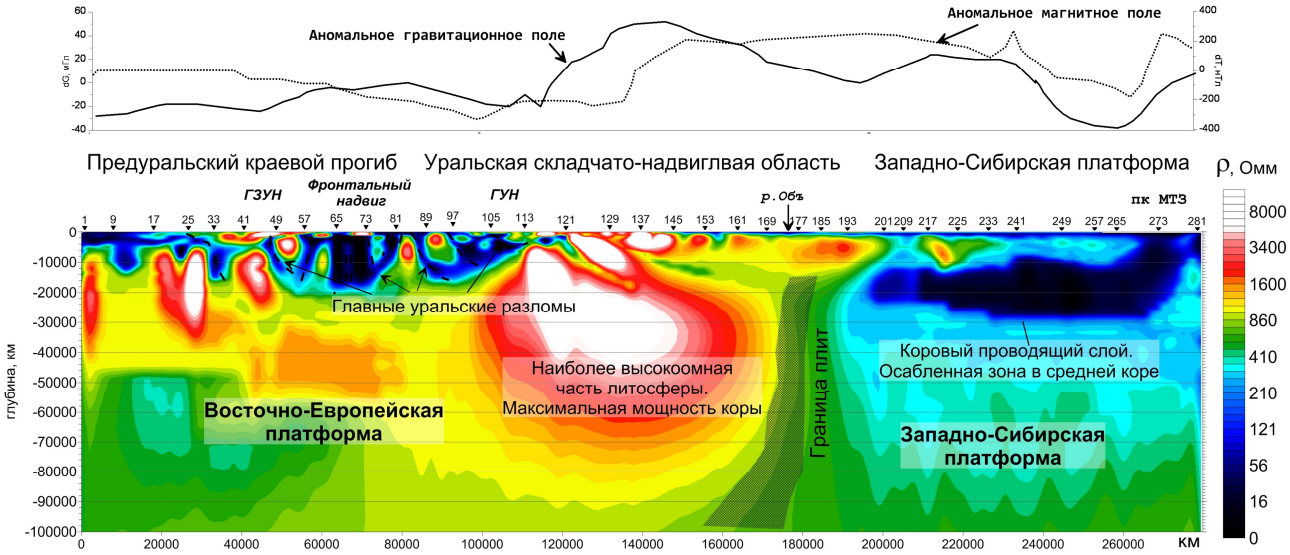


Рис. 2. Геоэлектрическая модель по профилю Полярноуральский трансект

Таким образом, выделенные по обоим профилям проводящие субвертикальные зоны позволяют предположить, что Северо-Сосьвинский антиклинорий и Гортский синклинорий граничат по разлому, имеющему глубинное заложение.

Соотношение сопротивлений этих зон на основном профиле и рассечке, свидетельствует о том, что Кинжальная структура, пересекаемая основным профилем, по-видимому, имеет локальное распространение. Это не противоречит гипотезе о ее эруптивно-диатремовом происхождении. Она проявляется аномально пониженными сопротивлениями в коровом проводнике и в наклонной зоне, выходящей к подошве осадочных образований.

Выводы

Результаты МТ-исследований, проведенных на профиле «Полярноуральский трансект» и его восточном продолжении позволяют получить новые данные о глубинном строении региона.

Наиболее яркими объектами, выделяемыми электроразведкой являются узкие субвертикальные или наклонные зоны, отвечающие разломам.

Выделен коровый проводящий слой в коре Западно-Сибиркой плиты, детально исследовано глубинное строение в районе Кинжальной кольцевой структуры в месте заложения Янгиюганской параметрической скважины.

Литература

1. *Дьяконова А.Г. и др.* Геоэлектрический разрез литосферы северного Урала // Физика Земли, 2007, № 4.
2. *А.Г.Дьяконова, В.С.Дружинин, А.М. Тиунова, В.С. Вишнев.* Характеристика нарушенности земной коры Уральского региона по электромагнитным и сейсмическим данным // Геология и геофизика, 1994, № 11 .
3. Тектоническая история Полярного Урала. // Труды ГИН РАН, вып. 531. М.: Наука, 2001. 191 с.
4. *Юдин В.В.* Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. // Екатеринбург, УИФ «Наука», 1994.
5. *Петров Г.А., Пучков В.Н.* Главный

Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника, 1994, № 1, С. 25-37.
6. *Куликов В.А. и др.* Результаты магнитотеллурических исследований на Южном Урале. // Тезисы докладов научной конференции «Чтения Федынского», Москва, 2003, с. 115.
7. *Rodi W. and Mackie R.L.* Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. // Geophysics, 2001, 66, pp. 174-187.

БИОМАРКЕРЫ – АКРИТАРХИ В ШУНГИТАХ ОНЕЖСКОЙ СТУКТУРЫ КАК СВИДЕТЕЛИ СЛОЖНОГО РЕЖИМА ФОРМИРОВАНИЯ ЗАОНЕЖСКОЙ СВИТЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ

Куликова В.В.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск (vkulikova@yandex.ru)

Современные исследования Онежской структуры показали, что геологический разрез людиковийских образований начинается с кор выветривания, вероятно, сумийских, по неоархейским гранито-гнейсовым комплексам с возрастом 2716±9Ма [3. 6]. Параметрическая скважина (к ЮВ от г. Кондопоги) вскрыла геологический разрез в центральной части Онежского озера. Впервые в его основании (2751–2944 м) установлен горизонт каменной соли (галита) в ассоциации с карбонатными гидротермалитами, урансодержащими доломитами и др., которые перекрываются пестрой толщей доломитов [3, 6]. На восточном побережье Онежского озера (участки Кузаранда, Челмужи, Пяльма и др.) доломиты переслаиваются с углеродсодержащими осадками и содержат псевдоморфозы кристаллов галита. По [3, 6], разрез ангидрит-галитовой толщи основания параметрической скважины сопоставлен с разрезом «туломозерской» свиты именно в восточном Прионежье - с горизонтом гипсов и брекчий долеритов с гипсовым цементом.

Составы магматических пород представлены, преимущественно, пикритовой и толеитовой с феннеровским трендом кристаллизации петрохимическими сериями в нижней части разреза и высокомагнезиальной – в верхней [3, 4, 6 и др.]. Существенную роль, наряду с лавами и силлами, в строении разрезов играют осадочные породы: конгломераты, кварциты, алевролиты, углеродсодержащие сланцы и шунгиты, доломиты. Традиционно считается, что формирование всего людиковийского горизонта происходило в мелководном море [1, 3, 5, 6 и др.].

В процессе исследований особенностей расположения на ЮВ Фенноскандинавского щита полей палеопротерозойских даек с учетом предыдущих работ большого коллектива геологов в пределах центральной части Онежской структуры (Заонежье) с определенной долей условности автором данного сообщения были выделены «следы» небольших вулканов на основании одинаковых изотопных возрастов и особенностей составляющих их пород. Это палеовулканы Суйсари, Уница, Василисин, Мудрый, Лебедь, Ким, Диана, Пяльма, Пажа, Конжа в пределах Сундозерского моря. Формирование их было обусловлено тектонической обстановкой, сравнимой с современной на стыке плит Кокос и Наска [4], при этом диаметр у подножья составлял около 25–30 км и кальдер – до 5 км.

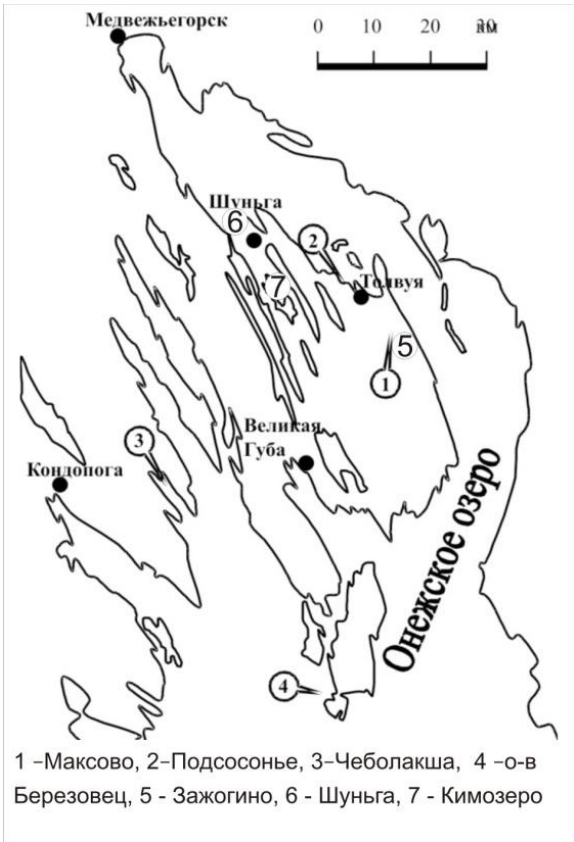


Рис. 1. Схема расположения участков шунгитов по [5] с добавлениями автора

Предполагается также, что здесь проявлена активная вулканическая деятельность, которая сопровождалась в Онежском синклинории «черными курильщиками» продуцентами пород заонежской свиты (рис. 1), хотя подводящие каналы в настоящее время достоверно не выявлены. Свита характеризуется: 1) широким развитием углеродсодержащих пород, в том числе высокоуглеродистых шунгитов антраксолитов); 2) наличием толеитовых базальтов и пород с повышенной кремнекислотностью и щелочностью (трахиандезибазальты и трахибазальты) в верхах свиты; 3) водным типом осадков и вулканитов. В свиту внедрены субвулканические силлы основного состава неустановленного (предположительно людиковийского) возраста.

Особенности динамики осадконакопления детально изучены, а также выявлены свидетельства присутствия проблематики (микроорганизмов) в осадках свиты [1, 2, 5 и др.].

Автором при изучении минералогических особенностей пород свиты в ИГ КарНЦ РАН системой энергодисперсионного микроанализатора «INCA Enerdgy 350» (Oxford, Англия) и сканирующего электронного микроскопа «VEGA II LSH» (TESCAN, Чехия) (В.В.Куликова, куратор А.Н. Терновой) при условиях: ускоряющее напряжение – 20kV, ток зонда - 340 pA, были получены снимки акритарх из раздробленных и карбонатизированных по зонам трещиноватости шунгитов месторождения Максово и Зажогино (рис. 2), антраксолитов месторождения Шуньга (рис. 3). Отношение к этим образованиям у исследователей неоднозначно, т.к. в частности, делается вывод, что «округлые онколитоподобные» формы, выявленные в высокоуглеродистых породах Зажогинского месторождения являются метаколлоидными образованиями, образованные в процессе старения органокремнистых гелей, и имеют гидротермальную природу [5].

В препарате из Максово размером 1x1 см было обнаружено на плоскости шунгита с отчетливыми скульптурными формами типа волноприбойных знаков целые, частично разрушенные и разрушенные организмы размером от 10 до 100 μм. Оболочки представлены кварцем, а внутренние полости – сложным «смектитом». Акритархи располагаются в углублениях в шунгите, имеют четкие ограничения, иногда, полностью сохранившиеся формы (см. рис. 2). Условия их образования требуют дополнительных исследований.

Из месторождения Шуньга, наряду с авторскими образцами, был исследован любезно предоставленный Д.В. Рычанчиком препарат антраксолита. Порода представлена сложным агрегатом состава кварц-углерод (шунгит)-пирит-магнетит-железо и др., а проблематика - формами, в основном, сложенными апатитом и монацитом. Кроме того, именно в нем были обнаружены «маты» железистых бактерий в динамике их формирования: от единичных «звездочек» до отдельных «особей» и слоистых, до 5 нанослоев, «матов» (см. рис. 3). По [7 и др.], 1,9 Ga назад в канадской формации Ганфлинт впервые появляются звездчатые образования, полностью идентичные современным, которые формирует облигатноаэробная осаждающая марганец бактерия Metallogenium. Образуемые этой бактерией металлические кристаллы в виде характерных "паучков" возникают только в сильно окислительной обстановке. Это должно означать, что содержание кислорода в атмосфере в Канаде, а, следовательно, и в Онежской структуре достигло величины 1% от современного (точка Пастера). Эти «маты» можно рассматривать как «наноджеспиллиты», т.к. в них отмечено чередование железных (или бедных кислородом) и магнетитовых слойков. Как предполагается [7 и др.], они возникают при окислении двухвалентного железа – растворенного в морской воде продукта вулканической деятельности в поверхностных слоях бассейна до трехвалентного и выпадении в виде нерастворимого осадка (гематита Fe_2O_3 и

магнетита $FeO(Fe_2O_3)$) мощностью в несколько μм. С другой стороны, жилы «антраксолита» Шуньги могут быть отнесены также к продуктам деятельности термофильных железо-восстанавливающих бактерий, которые образуют магнетит, как, например, в Долине Гейзеров в Йеллоустонском поле или к продуктам подземных терм в Австралии.

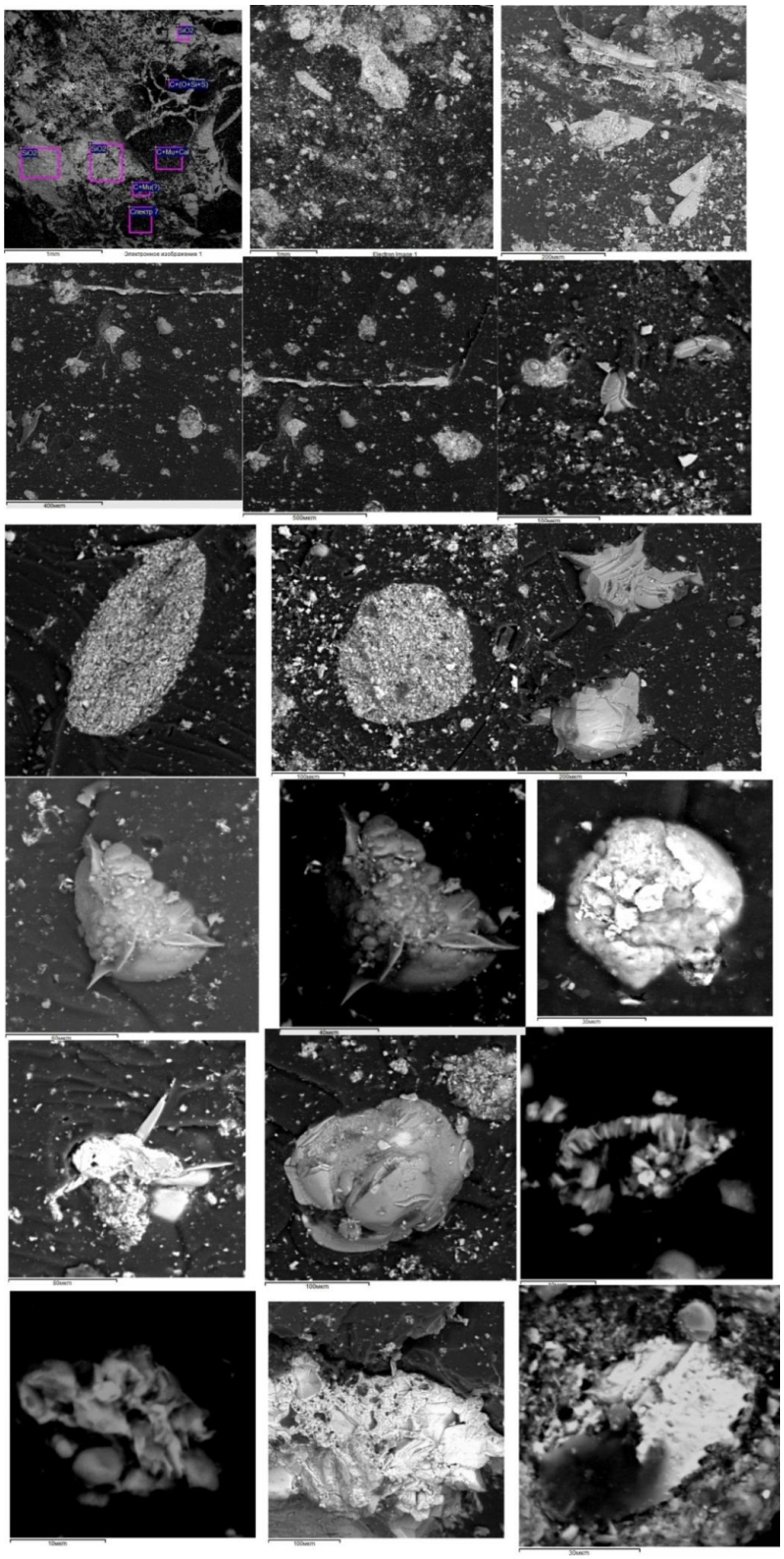


Рис. 2. Акритархи из шунгитов месторождения Максово

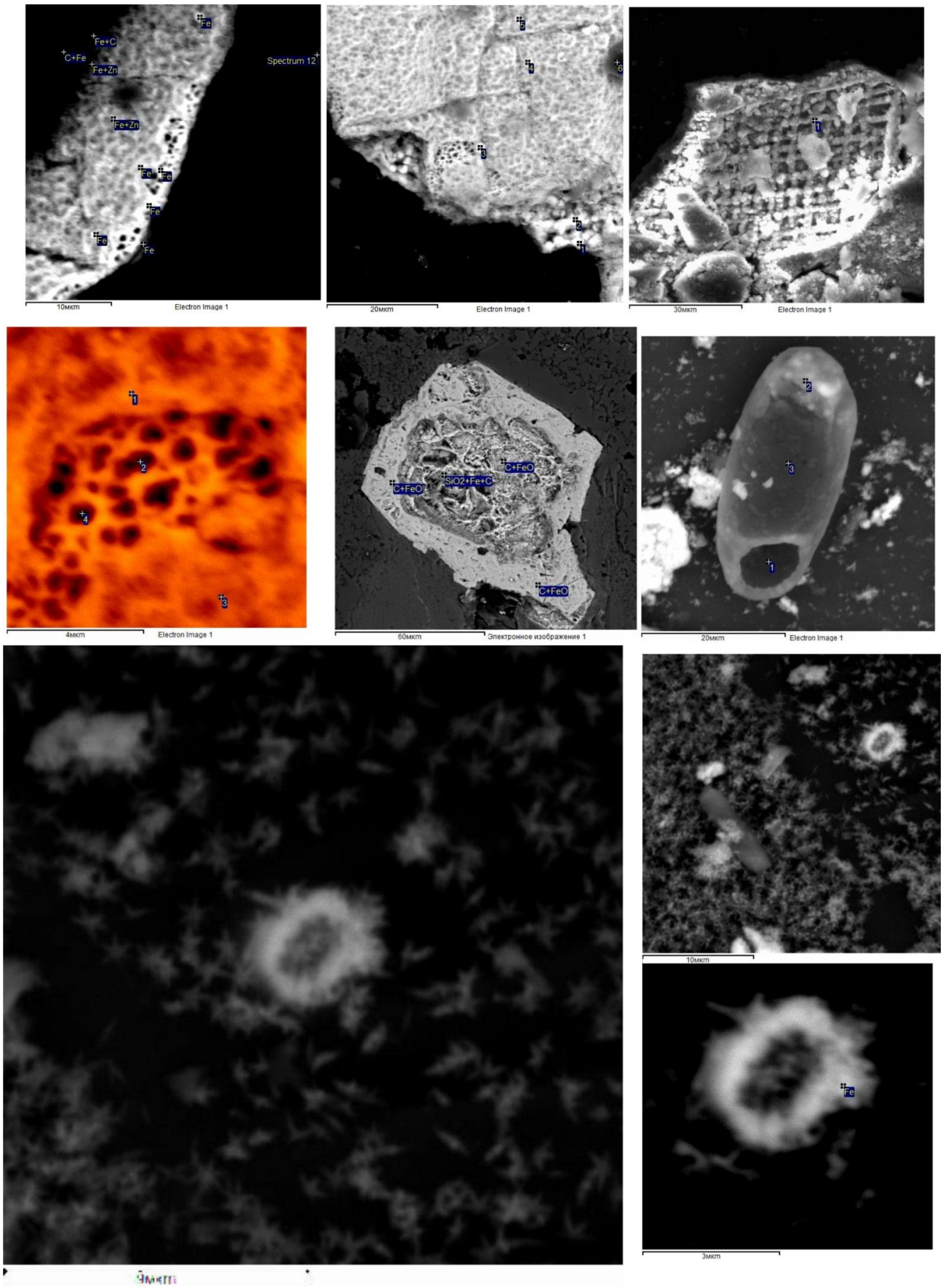


Рис. 3. Продукты деятельности железных бактерий в антраксолите месторождения Шуньга

Для шунгитов Шуньги, кроме того, характерны слойки хорошо ограненного пирита. Неокисленный пирит в антраксолите свидетельствует о практически бескислородной среде, но здесь же присутствуют и вышеописанные «маты» магнетита. Следовательно, сообщества фотоавтотрофов одновременно формируют своеобразные кислородные «оазисы в бескислородной пустыне» [7 и др.], т.е. их возможностей хватает на осаждение железа в окисной форме только в своем непосредственном окружении. Еще одной особенностью шуньгских антраксолитов является присутствие в породе иридия (иногда, платины): в апатите, монаците и цирконе. Появление этого элемента в антраксолите, имеющим только жильную форму тел и сложное внутреннее строение, позволяет поставить вопрос о неординарном, возможно, космическом событии, отразившемся на вещественном составе пород Заонежья. Косвенным признаком может служить также нахождение толщи морской соли непосредственно на корах выветривания неоархейских комплексов, что должно быть обусловлено катастрофическим и внезапным образованием водоема.

Исходя из выше изложенного, можно сделать следующие выводы.

В Заонежье наблюдается зональное распределение акритарх в соответствии с особенностями вмещающих их пород.

На участках Максово – Зажогино хорошо сохранившиеся акритархи представлены исключительно кремнистым веществом оболочек и симплектитом – внутренних частей, а вмещающие их породы – широким разбросом изотопного состава углерода с тенденцией его «облегчения».

На участке Шуньга в так называемых антроксолитах и вмещающих их шунгитах с устойчиво тяжелым изотопным составом углерода, в основном, преобладают железобактерии, формирующие пиритовые слои и магнетитовые «маты». Особенностью этих пород является большое количество фосфатов (апатита и монацита) всегда с присутствием в них иридия.

Вероятно, породы участка Шуньга, находящегося на северной границе Заонежья, образовались раньше участков Максово – Зажогино, расположенных в центральной части, что доказывается минералогией, создаваемой акритархами. Это же подтверждается изотопным составом углерода: более тяжелым в Шуньге и легким – в центре структуры. По данным [9], «мантийный источник кимберлитов был сформирован на рубеже не позднее 2048±48 Ма, и его эволюция в течение 100-150 Ма привела к становлению Кимозерских кимберлитов переходного типа, находящихся к югу от Шуньги, на рубеже 1814±20 Ма», т.е. возможно, формирование этих территорий разделяется поэтапно космическим событием, генерировавшим образование специфических кимберлитов и алмазов.

Данный подход к изучению разреза позволяет значительно уточнить динамику формирования Онежской структуры.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 09-05-00376а

Литература

1. Атлас текстур и структур шунгитоносных пород Онежского синклинория //Ред. М.М.Филиппов,В.А.Мележик. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. 80 с.
2. Бактериальная палеонтология. РАН, ПИН; МГУ, Кафедра палеонтологии. По ред. А.Ю.Розанова. – М.: ПИН РАН, 2002. -188 с.
3. Краткие сведения по объекту "Онежская параметрическая скважина" http://karelnedra.karelia.ru/geolinform/onego_skv0.htm
4. *Куликова В.В.* Палеопротерозойские вулканы Центральной Карелии и модели их образования (новый взгляд). Литосфера. № 3, 2010, с. 118 – 127.
5. *Медведев П.В.* «Ископаемая нефть, органическое вещество и фоссилии в отложениях нижнего протерозоя онежского синклинория». Ученые записки Петрозаводского гос. университета, геология, март, №5, 2009. С. 54-60.
6. *Морозов А.Ф., Хахаев Б.Н., Петров О.В. и др.* Толща каменных солей в разрезе палеопротерозоя Онежского прогиба Карелии

(по данным Онежской параметрической скважины) // ДАН. т.435,№ 2, 2010. с.230-233
7. *Федонкин М. А*. Две летописи жизни: опыт сопоставлеия (палеобиология и геномика о ранних этапах эволюции биосферы)//Сборник статей, посвященном 70-летию академика Н.П.Юшкина: «Проблемы геологии и минералогии», с. 331-350
8. http://bourabai.kz/impact/a183.html
9. *Lokhov K.I., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N., Polekhovsky Yu.S., Afanas'eva Z.L., Bogomolov E.S., Sergeev S.A.* U-Pb and Lu-Hf isotopic systems in zircons and Hf-Nd isotopic systematization of the Kimozero kimberlites (Karelia)// // Abstr. Of International Conference "Geochemistry of magmatic rocks, scholl Alkaline magmatism of the Earth", Moskow-Koktebel GEOKHI, 2010, p. 102-104.

РАЗНЫЕ ГЕНЕРАЦИИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДАЕК НА ЮВ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Куликова В.В., Куликов В.С. Бычкова Я.В.

Палеопротерозойские дайковые комплексы на ЮВ Фенноскандии подразделяются на сумийские, людиковийские и вепсийские. Их структурная позиция на Евроамериканском континенте (Лавразии-? Суперии-?) мегауровне определялась геометрическим рисунком как мезоархейских зеленокаменных поясов, так и палеорифтов этого времени. В то же время существуют артефакты, которые позволяют рассмотреть иные варианты формирования дайковых полей этого возраста.

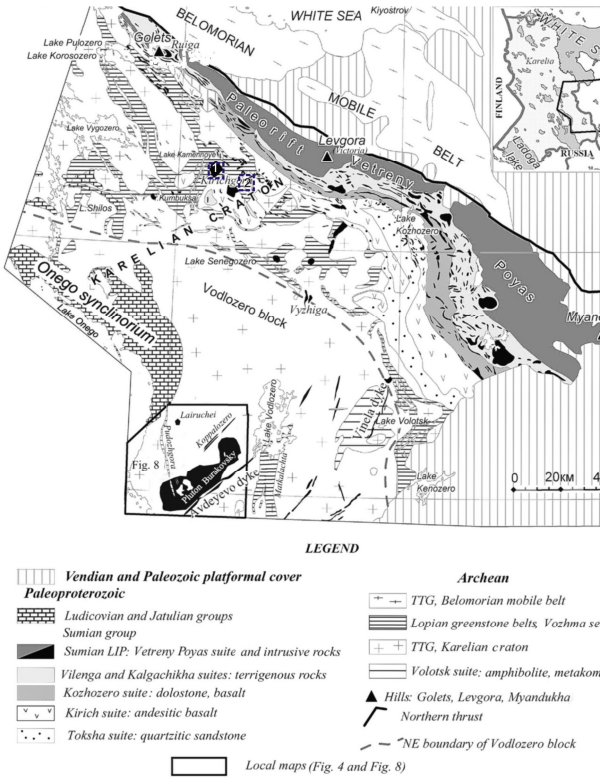


Рис. 1. Схема геологическогостроения ЮВ Фенноскандинавскогощита по [3].

Сумийский палеорифт Ветреный Пояс на современном эрозионном уровне имеет асимметричное строение за счет «обрезанного» беломоридами СВ плеча и достаточно плавным переходом к мезоархейскому Сумозерско-Кенозерскому зеленокаменному поясу за счет широких полей даек и силлов мафит-ультрамафитов на ЮЗ крыле (рис. 1).

Проведено изучение на 30 шлифах и аншлифах индикаторных минералов из даек и силлов мафит-ультрамафитов людиковйской и сумийской КМП. Анализ образцов выполнен в ИГ Карельского НЦ РАН системой энергодисперсионного микроанализатора «INCA Enerdgy 350» (Oxford, Англия) и сканирующего электронного микроскопа «VEGA II LSH» (Tescan, Чехия) (В.В. Куликова, куратор А.Н.Терновой) при условиях: ускоряющее напряжение – 20kV, ток зонда - 340 рА. Кроме стандартных ферромагнетиков: ильменита, титаномагнетита и магнетита в мафит -ультрамафитах и вмещающих их породах в Калгачинской в Онежском р-не Архангельской обл. (скв. ПГО «Архангельскгеологии») (рис. 2) и Рикшанской (Карелия, Сегежский р-н) (рис. 3) структурах были установлены минералы, которые несут существенную информацию относительно палеопротерозойских геодинамических событий на этой территории. В 1936 г. «*инженером-геологом Альбовым из Калгачинского района (Карелия) были привезены образцы перидотита, в которых, в числе рудных акцессорных минералов, в минераграфической лаборатории ЦНИГРИ, Розиной с несомненной достоверностью было установлено наличие самородного железа. По наблюдениям А. Г. Бетехтина, наряду с неправильными формами выделений, в них присутствуют идеально образованные микроскопически мелкие кубики самородного железа, парагенетически связанные с магнетитом. Кроме того, в этих породах присутствуют хромшпинелиды, ильменит, редкие сульфиды никеля и мельчайшие выделения графита. Среди неправильной формы выделений самородного железа, после протравления смесью алкоголя и пикриновой кислоты, при больших увеличениях, был обнаружен типичный для метеоритов минерал — когенит. Из сульфата меди на полированной*

поверхности этих зерен легко выделялась металлическая медь» [5].

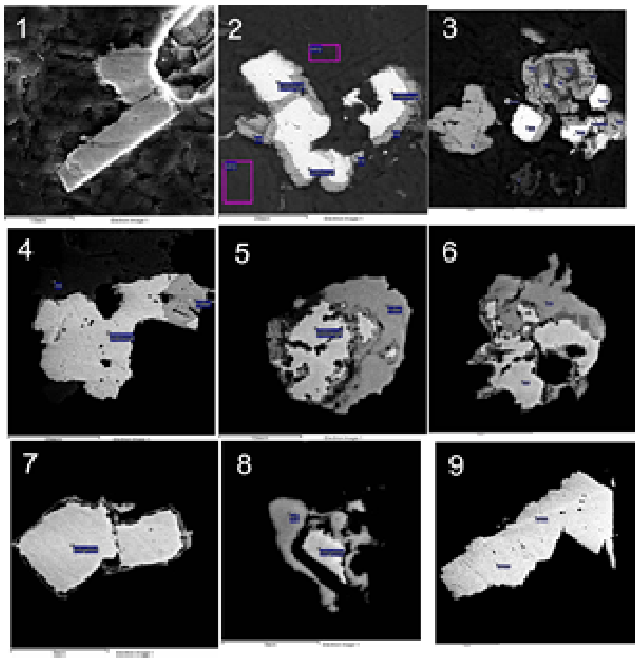


Рис. 2. Зерна октиббегита с каймами гематита, миллерита, магнетита
1 – 3 - в скв. 3, гл. 36.2 м; 4 – 6 - в скв. 3. гл. 154 м; 7 – 9 - в скв. 116, гл. 10.26 м.
Состав октиббегита соответствует стандарту (см. выше) – Fe - 25±2%, Ni – 75±2%, содержит примеси: NiS, Co и др.

Нами в скважинах, ПГО «Архангельскгеология», разбуривших силлы коматиитов в сумийской Калгачинской структуре, установлено присутствие до гл. около 150 м октиббегита с каймами гематита, титаномагнетита миллерита (рис. 2), новых для мафит-ультрамафитов минералов, имеющих непосредственное отношение к возможным космическим событиям.

К западу от Калгачинской структуры, тектонически сопряженной с кольцевой Рикшанской, работами Карельской ПСЭ на значительной площади (рис. 3) найден и изучен муассонит в ультрамафитах палепротерозоя на Урасозерском участке между оз. Калгачиха и Урасозеро [2].

На рис. 3 показано местонахождение минералов (11): а – б - муассанит в протолочках (а), в шлихах (б), в - «самородное железо» в протолочках) в скважинах (12) ПГО "Архангельскгеология" в массивах (13): 1 - Кученгорском, 2 - Ламсушкозерском, 3 - Ужмасозерском, 4 - Лора.

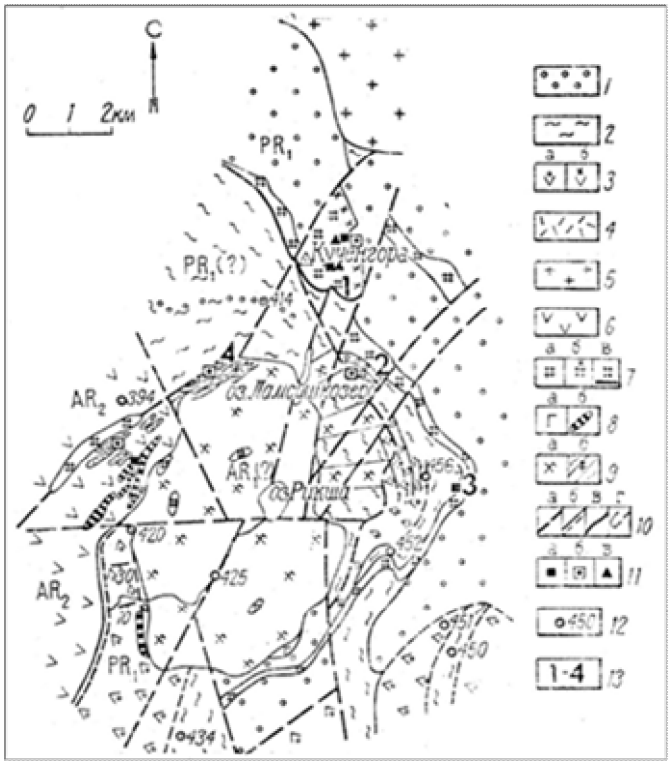


Рис. 3. Схема строения Рикшанской кольцевой структуры
Палеопротерой (сумий): 1 - конгломераты; 2 – туфы и др.; 3 - базальты толеитовые (а), коматиитовые со структурой пироксеновый спинифекс (б). Архей. 4 - риолиты, риодациты; 5 - нерасчлененные гранитоиды; 6 - толеитовые базальты. Интрузивы. 7 - ультрамафиты серпентинизированные (с проблематичной структурой-спинифекс (б), пикритовой приконтактовой зоной (в); 8 – габбро (а) и метасоматиты (б); 9 - диоритоиды (а), в т. ч. вскрытые скв. под протерозойскими осадками (б), 10 – границы: тектонические (а), структурные несогласия (б), установленные (в) и предполагаемые (г).

На основании геоморфологических построений в тектоническом плане он представляет собой "кольцевую" структуру, отчетливо обозначенную концентрическим расположением болот, речной сетью и коренных выходов пород. Дайкообразные тела ультрабазитов (Лора, Кученгора, Ламсушкоозерский, Ужмасозерский) характеризуются дифференцированным строением от дунитов до верлитов и клинопироксенитов, при этом в кровле Кученгорского массива обнаружена структура-спинифекс, что позволяет предполагать его приповерхностное (около 1 км) формирование. Обращает на себя внимание метаморфизм вмещающих пород. Так, по мафит-ультрамафитовым интрузивным и эффузивным породам развивается вторичный пироксен; тоналиты" (метасоматические диоритоиды, кварцевые

диориты) содержат "пятна" «двупироксеновых» пород. Наложенный «голубой» кварц отличается крупностью зерна и почти полньм отсутствием волнистого угасания. «Самородное железо» (октиббегит-!) обнаружено в центральной части Кученгорского массива в виде изометричных зерен, редко имеет кубическую форму в ассоциации с магнетитом и пирротином, а также с медью. Муассанит обнаружен в Кученгорском, Ламсушкоозерском и Ужмасозереком массивах, а также в метасоматитах (по В. Е Фурману, Е.Е. Афониной, кимберлито-подобных породах). В последних по биотитовому слюдиту развит вторичный пироксен, а муассанит находится в ассоциации с хромшпинелидами. В протолочках установлены также магнитные шарики («самородное железо»). Муассанит в этой структуре обнаружен на глубинах от 200 до 750 м, а также в приплотиковых суглинках и грубообломочных корах физического выветривания на глубинах более 5 м в ассоциации с шеелитом и лопаритом. Муассанит был обнаружен нами также в Ц. Карелии (пос. Гирвас, Красная Речка) (определения выполнены в ИГ КарНЦ РАН под руководством В. И. Кевлича).

В Онежской структуре во вмещающих силлы долеритов шунгитах **впервые** идентифицированы а) целое зерно плессита (тонкое прорастание камасита-+ тэнита) с характерной системой пересекающихся полос – видманштеттеновых фигур, или «обломки» камасита, иногда с примесью Cr и др. (рис. 4, 1 и 2), относящиеся к октаэдритам, б) природная латунь (%):Cu - 58.33, Zn - 35.32, SiO2 - 6.35 в) присутствие иридия в некоторых зернах циркона и ксенотима (см. рис. 4, 3 – 5). Все идентифицированные минералы отвечают классификации самородного метеоритного железа (вес.%): 0.0 - 5.0 (феррит), 6.6 - 9.6 (камасит), 10.0 - 30.0 (плессит), 24.06 - 36.0 (тэнит), 60.0 - 77.0 (октиббегит), 67.81 (аваруит) [4] В аншлифе из скв. 30 на гл. 65.3 м. обнаружена структура кварца, соответствующая коэситу (см. рис. 4).

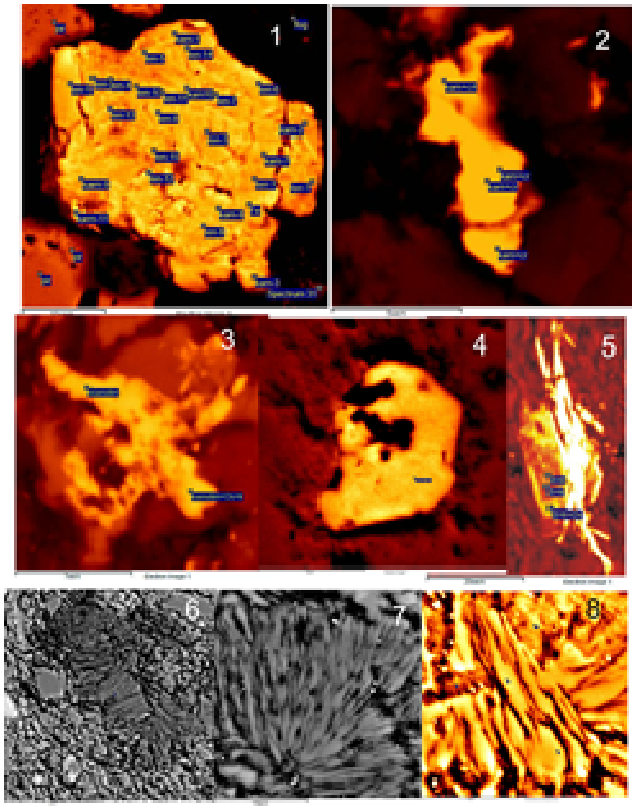


Рис. 2. Зерна октиббегита с каймами гематита, миллерита, магнетита.
1 – 3 - в скв. 3, гл. 36.2 м; 4 – 6 - в скв. 3. гл. 154 м; 7 – 9 - в скв. 116, гл. 10.26 м.
Состав октиббегита соответствует стандарту (см. выше) – Fe - 25±2%, Ni – 75±2%, содержит примеси: NiS, Co и др.

Анализом морфоструктур Ц. Карелии в системе Google Earth установлены поля пост- или позднелюдиковийских даек в виде отдельной самостоятельной группы (рис. 5).

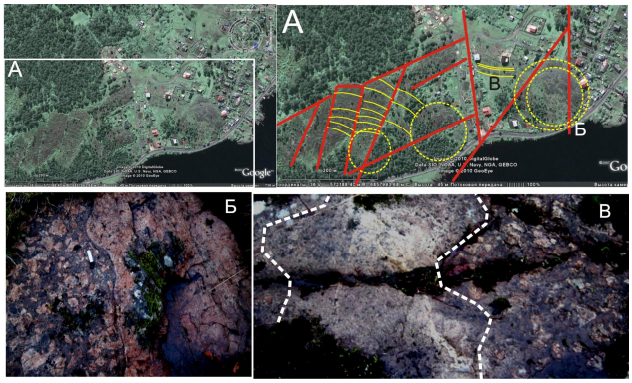


Рис. 5. Схема кольцевых структур и секущих их дак на СЗ оконечности Петрозаводской губы Онежского озера (А). Строение фрагмента «соломенских брекчий» (Б), контакт «новой» дайки и «соломенскойбрекчии» (В)

Полученные новые данные с учетом накопленного материала [1] позволяют предполагать на ЮВ Фенноскандии следы импактных событий позднепалеопротерозойского времени и,

следовательно, существенно скорректировать стратегию ее изучения. Гипотетическое астрономическое событие явилось, возможно, главным фактором массового внедрения мафитовых даек этой территории.

Литература

1. История Земли в галактических.и солнечных циклах. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. 250 с.
2. *Куликова В.В., Фурман В.Н., Куликов В.С., Афонина Е.Н.* Можно ли найти метеоритное вещество на Ветреном Поясе (юго-восточная окраина Балтийского щита)//Вопросы геологии и магматизма докембрия Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1992. С. 58-62.
3. *Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V., Ernst R.* The Vetreny Poyas (Windy Belt) subprovince of southeastern Fennoscandia:An essential component of the ca. 2.5–2.4 Ga Sumian large igneous provinces Precambrian Research 183 (2010) 589–601
4. http://tunguska.tsc.ru/ru/science/bib/1940-49/1940/Kulik1940SamorodnoeZhelezo/?print=on
5. (http://tunguska.tsc.ru/ru/science/bib/1930-39/1937/Kulik1937ZhGeofizvs151/

ТРАППОВЫЙ МАГМАТИЗМ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Кулюкина Н.А., Рудакова А.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(nk_d@inbox.ru)

Введение

Изучение положения траппов в структуре материков имеет важное значение для решения различных вопросов. В наше время изучение траппов является не только интересным, но и полезным процессом, поскольку с их проявлениями связаны проблемы глобального вымирания, а также в районе их локализации нередко присутствуют крупные месторождения различных минералов и полезных ископаемых.

Цель и задачи

Данная работа является реферативной и преследовала цель, заключающуюся в сравнении главных трапповых провинций мира, для этого поставленными задачами стали рассмотрение понятий внутриплитного магматизма в целом и траппового магматизма в частности, а также изучение главных трапповых провинций мира и их истории развития.

Внутриплитный магматизм

Магматизм в истории Земли проявлялся повсеместно, в том числе и во внутренней части плит. Наиболее значительный внутриплитный магматизм связан с рифтовыми системами и плюмами и проявлялся на протяжении почти всей истории Земли, начиная, по крайней мере, с архея и занимал значительные по масштабам области (рис. 1). Несмотря на то, что платформенные вулканиты по объему составляют менее 10% от фанерозойских вулканитов, известных в пределах современных континентов, платформенный магматизм представляет достаточно важное явление, особенно по своему минерагеническому значению [2].

Особенности строения лавового потока

Траппы в общепринятом понимании — это регионально развитые на платформах сравнительно однородные по составу (преимущественно толеитовые) покровные базальты и туфы вместе с их габбро-долеритовыми интрузивными аналогами.

Характерная черта траппов — это наземный полого лежащий слоистый

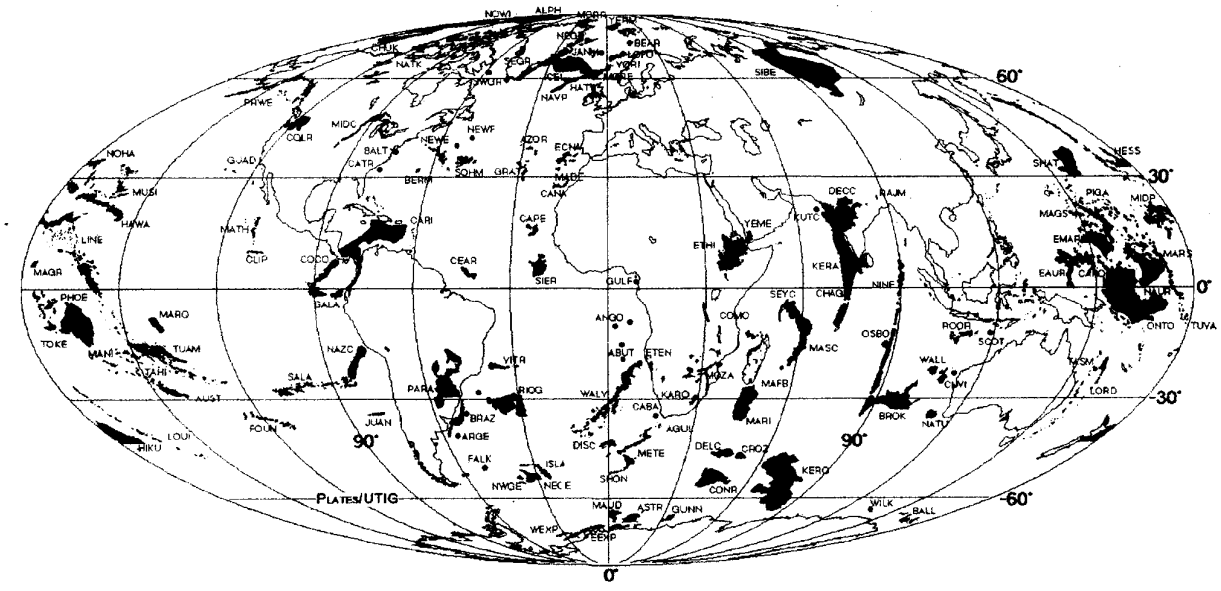


Рис. 1. Большие магматические провинции мира [1]

вулканический мегапокров, “платобазальты”. Эрозионные ложбины прорезают плоскогорья, и твердые пласты базальтов, расслоенные пачками рыхлых туфов выглядят на склонах останцовых холмов гигантскими ступенями лестницы. Среди пород трапповой формации, помимо лав, распространены туфы, туфобрекчии, а также интрузивные и субвулканические тела, такие как дайки, силы и массивы.

По полевым описаниям Рудаковой А.В. можно четко проследить полное строение лавового потока базальтов трапповой формации, мощность которых весьма разнообразна (от первых сантиметров, до десятков метров). Основные его зоны снизу вверх разделяются следующим образом: нижняя миндалекаменная зона с каналами миндалин (здесь миндалины вытянутые, ориентированные), центральная часть потока с более раскристаллизованной средней частью (эта зона представлена в разрезе афировыми и порфировыми базальтами), верхняя миндалекаменная зона с более крупными и неориентированными миндалинами и, наконец, лавобрекчии (преимущественно красных оттенков, что указывает на аэробные условия их образования).

В разрезе обычно хорошо прослеживаются контакты потоков.

Географическое и временное распространение траппов

Теперь, когда более подробно рассмотрена структура трапповых областей, можно перейти к их возрастному и географическому распределению. Область развития траппов определенного возраста обычно называют трапповой провинцией, с соответственным названием, имея в виду ее географическое расположение. Рассмотрим наиболее крупные из них в хронологическом порядке (от самых древних до самых молодых), а также условия и последствия их образования [1].

Самые древние из известных – средне-позднедевонские траппы и одновозрастные образования ***Восточно-Европейской платформы***, а также ***Сибирской платформы.***

Сибирские траппы и одновозрастные рифтовые системы, сформировались на границе перми и триаса, 250 млн лет назад и являются одной из крупнейших трапповых провинций мира.

Анализ изотопных данных п***о Центрально-Атлантическим траппам*** показал, что возраст базальтов 200 млн. лет. Излияние этих базальтов произошло перед раскрытием бассейна Центральной Атлантики.

Траппы Кару-Феррар. Изотопные данные показывают, что платобазальтовый вулканизм произошел 184 млн. лет назад, одновременно с этим начался рифтинг, приведший к раскрытию Южной Атлантики.

Траппы Парана-Этендека. Сейчас располагаются на разных берегах Южной Атлантики, а ранее слагали единую провинцию. Формирование трапповой провинции происходило на фоне раскрытия Южной Атлантики. Вулканизм здесь имел место около 135-130 млн. лет назад.

Деканские траппы излились за интервал времени не более 1 млн. лет на границе мела и палеогена 65 млн. лет назад; одновременно шло излияние траппов Сейшельских островов. Но рифтинг быстро прогрессировал, и уже 60 млн. лет назад начался спрединг океанической коры между Индией и Сейшельскими островами.

Североатлантическо-Гренландские траппы, согласно изотопным данным образовались одновременно 59-60 млн. лет назад. В настоящее время эти трапповые поля разобщены в ходе формирования Северной Атлантики.

Эфиопско-Йеменские траппы располагаются в районе Красноморского и Эфиопского рифтов. В этой области платовулканизм протекал в среднем примерно с 30 млн. лет назад с образованием Эфиопско-Йеменского плато вплоть до плиоцен-четвертичного времени с образованием локальных стратовулканов. В этом районе располагается несколько рифтов, рифтинг в которых начался около 30 млн. лет назад или позже, их развитие было постепенным и продолжается до сих пор.

Трапповая провинция Колумбия Ривер находится на Западе США. Платобазальтовый магматизм имел место 17,2-14,5 млн. лет назад. После дополнительной фазы центр слабого магматизма плавно мигрировал к востоку к современной горячей точке Йеллоустоун (поэтому в настоящее время там весьма активна деятельность гейзеров).

Можно сделать вывод, что распространение трапповой ассоциации во времени совпадает с периодами начала распада суперконтинентов – во-первых, с рифеем и вендом и, во-вторых, с поздним палеозоем и мезозоем. Во втором периоде трапповая ассоциация обнаруживает наибольшую связь с распадом Гондваны [2].

Заключение

Итак, трапповый магматизм:

- знаменуется формированием характерного облика провинции (трапповый, ступенчатый рельеф) породами специфического толеитового состава и строения
- проявлялся повсеместно на протяжении всей истории Земли
- часто предшествовал распаду континентов

Литература

1. *Никишин А. М.* Тектонические обстановки. Внутриплитные и окраинноплитные процессы: учебник. М.: изд-во МГУ, 2002 – 366с.
2. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики: учебник. М.: Изд-во МГУ, 2005 - 560с.

ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ЮЖНОГО СКЛОНА ЮВ КАВКАЗА

Курдин Н.Н.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(nkurdin@yandex.ru)

Юго-Восточный сегмент Большого Кавказа – позднеальпийское складчато-надвиговое сооружение. В его наиболее приподнятой центральной части обнажена мощная (более 3000 м) терригенно-сланцевая толща средней и верхней юры мегантиклинория Главного хребта Восточного Кавказа (Тфанского антиклинория). Северное крыло сооружения образовано шельфовыми, преимущественно карбонатными осадками верхней юры (до 500-700 м), карбонатно-терригенным флишем с горизонтами олистостром неокома-апта (до 1500 м), а также известково-глинистыми породами верхнего мела и палеогена (1200-1500м) Шахдаг-Хизинской зоны [3,5].

Особенности геологического строения южного склона во многом предопределены его положением в пределах двух крупных палеотектонических элементов, претерпевших разную мезо-кайнозойскую историю. На севере это альпийский сравнительно глубоководный бассейн Большого Кавказа, а на юге - Закавказский массив (плита), послуживший в мезозое (с байосса) ареной мощной вулканической деятельности, сходной с таковой в окраинно-материковых надсубдукционных вулканических поясах [4,6].

Представляется, что в поверхностной структуре границей между ними является Восточно-Кавказская зона пограничных (краевых) дислокаций, выраженная системой сближенных разрывов и поясов концентрации разрывно-складчатых нарушений. В плане она имеет форму сложной ломаной линии и состоит из протяженных отрезков близширотного и северо-западного направлений. На западе ее основным структурным элементом является выделенный азербайджанскими геологами протяженный (около 100км) субширотный Кайнарский взброс, очевидно являющийся основной сутурой южного склона. Он прослеживаемый от долины р.Алджиганчай, где появляется из-под надвигов Дуруджинской аллохтонной зоны, до верховьев р.Ахсу, сливаясь здесь с другим региональным Зангинским разрывом. Совместно они определяют границы Лагичской зоны, структура (аллохтон или парааутохтон) и соответственно палеотектоническое положение которой пока недостаточно ясны. Восточнее в районе Шемахи и далее вдоль долины Пирсагата на расстоянии и свыше 50 км установлена эшелонированная система правых сдвигов северо-западного простирания. Наиболее протяженными из них являются Калайбугурт-Шемахинский и Ленгебизский разрывы, горизонтальное смещение по которым оценивается по распределению фаций верхнего плиоцена до 10-15 км [2]. В региональном структурном плане эта упорядоченная система сдвигов находится на северо-западном продолжении крупнейшей в Восточном Закавказье Пирсагат-Сальянской зоны концентрации правосдвиговых деформаций. Восточнее Пирсагата роль основного структурного элемента пограничных дислокаций, по всей видимости, играет близширотный Адживелинский отрезок Аджичайско-Алятского разрыва, иногда выделяемого как Аживели-Умбакинский надвиг. Он непрерывно прослеживается вдоль южных предгорий Кобыстана на расстоянии около 25 км. Восточнее, в районе с. Аджвели, этот разрыв, плавно изгибаясь приобретает юго-восточное направление, одновременно меняется его морфокинематический тип - появляются структурные признаки горизонтального - правостороннего смещения. Этот разрыв является северным звеном протяженной (свыше 70 км) северо-западного направления Калмас-Борисовской (Алято-Бяндованской) зоны концентрации правосдвиговых деформаций. Она объединяет систему кулисообразно

расположенных правых сдвигов Алятской гряды, сочленяющихся здесь с меридиональными сбросами между Западным и Восточным Алятским поднятиями, а также находящийся на их продолжении Калмас-Борисовский пояс антиклинальных складок Нижнекуринской впадины. Его отчетливо эшелонированная внутренняя структура также свидетельствует о преобладающей обстановке правого сдвига.

Намечаемое подобным образом положение Восточно-Кавказской зоны пограничных дислокаций лишь на отдельных участках совпадает с границами горно-складчатого сооружения – в общее орогенное воздымание Большого Кавказа оказались вовлеченными северные окраины Закавказского массива. К северу и востоку от нее на поверхности развит меловой терригенно-карбонатный флиш Ковдаг-Сумгаитской зоны, охватывающей приводораздельную полосу Главного Кавказского хребта и среднегорную часть его южного склона. В южном направлении флиш перекрывается песчано-глинистыми сравнительно глубоководными отложениями палеогена-среднего сармата и молассой верхнего сармата-антропогена Апшероно-Кобыстанской периклинальной области. Все отложения интенсивно дислоцированы: собраны в многочисленные складки, разорваны разрывами, развиты также покровы. Каркас внутренней структуры предопределен продольными (общекавказского направления) протяженными и крупноамплитудными разрывами взбросо-надвигового типа (Гермианский, находящиеся на продолжении друг друга Гуздучайский и Алаташский, Зангинский и Герадильский, а также Джаирлы-Маразинский и Северо-Джейранкечмезский и др.).

Иначе построены участки южного склона, принадлежащие ранее Закавказскому массиву. Они охватывают: Вандамскую зону, в пределах которой обнажен сложно дислоцированный раннеальпийский осадочно-вулканогенный комплекс массива; весьма своеобразно построенную Шемахино-Баскальскую аллохтонную(?) зону, основным структурным элементом которой является Баскальская покровная пластина мелового флиша, а также крутую Ленгебизскую моноклиналь, находящуюся на продолжении системы Аджиноурских складок. Основную же часть Закавказского массива занимает Нижнекуринская межгорная впадина – современная аккумулятивная равнина, выстланная до глубин 5-7 км практически не дислоцированными породами верхнего миоцена-антропогена. Их однообразный пологий северный наклон нарушен лишь на восточной окраине впадины системой эшелонированных антиклиналей Харамино-Сальянской складчатой зоны.

Анализ особенностей строения синорогенных толщ свидетельствует о том, что начало становления основных черт современной структуры южного склона и появление новейшего поднятия ЮВ Кавказа относится к позднему сармату. Именно на этом уровне в геологическом разрезе Северного и Центрального Кобыстана впервые появляются достоверные угловые несогласия, олистостромовые горизонты, горизонты подводнооползневых складок, а также мощные пачки грубообломочных пород кавказского происхождения. Последующее оформление тектонической структуры и горного сооружения носило неравномерный характер. Весьма энергичные тектонические движения произошли в позднем сармате, позднем мэотисе, в середине (?) и в конце времени накопления продуктивной толщи, а также в позднем апшероне и со второй половины раннего плейстоцена до голоцена.

В позднем сармате-мэотисе интенсивной складчатостью (с появлением первых покровов и возникновением горного рельефа) были охвачены западная часть Ковдаг-Сумгаитской и Вандамская зоны. Позже, в понте-балахане наметились основные черты складчатой структуры Северного и Центрального Кобыстана при одновременном усложнении (с появлением второй генерации покровов) возникшей ранее структуры районов, расположенных северо-западнее. Тектоническими

движениями акчагыла – антропогена была создана структура южных предгорий. Миграция фронта складчатости к югу сопровождалась увеличением площади новейшего поднятия. Воздымание сооружения носило дифференцированный характер. Весьма интенсивные вертикальные движения (амплитудой до 6-8 км) охватили сложно построенную приводораздельную часть сооружения ЮВ Кавказа западнее долины Пирсагата. Восточнее высота поднятия резко снижается до 4-5 км в пределах осевой части (в Ковдаг-Сумгаитской и Шахдаг-Хизинской структурных) и до 2-4 км на южном склоне (в Западном Кобыстане). В Юго-Восточном Кобыстане (в Джейранкечмезской впадине) преобладали абсолютные погружения.

Столь сложный региональный структурный рисунок, созданный в результате нескольких последовательных фаз позднеальпийских деформаций, обладает значительной структурно-кинематической упорядоченностью, безусловно свидетельствующей о доминирующей роли близмеридионального субгоризонтального сжатия, воздействие которого ощущается на протяжении всего неотектонического этапа. В поле напряжений, возникших в результате этого стресса, сформировался каркас региональной структуры, представленной субмеридиональными структурами сжатия (взбросы, надвиги, линейные складки), диагональными сдвигами (северо-западного простирания – правыми и северо-восточного – левыми) и субмеридиональными структурами растяжения (сбросами). В совокупности они образуют Главный структурный парагенезис. Разные его элементы развиты или преобладают в разных частях района, отражая значительную неоднородность Главного поля тектонических напряжений.

В целом на ЮВ Кавказе фиксируется сдвиго-надвиговый тип поля напряжений, но реализуется он различно в разных геоструктурных обстановках. В восточной приводораздельной части Ковдаг-Сумгаитской зоны развита линейная складчатость умеренной интенсивности, сопровождаемая продольными разрывами взбросо-надвигового типа. Такой тип деформаций свидетельствует близмеридиональном положении оси максимального сжатия и преобладающем субвертикальном направлении оси относительного растяжения. Сходная тектодинамическая обстановка фиксируется в основании южного склона (Южно-Кобыстанское поднятие). Существенно более напряженная продольная складчато-надвиговая структурная ассоциация (местами приближающаяся к чешуйчато-надвиговой структуре) развита в западной части южного склона (западнее долины Пирсагата) и смежного с ней осевого поднятия ЮВ Кавказа. Очевидно она отражает обстановку наиболее интенсивного меридионального сжатия при стационарном субвертикальном положении оси относительного растяжения. В этих условиях горизонтальное укорочение сопровождается преимущественным удлинением вверх, с чем, вероятно, связан интенсивный рост горного сооружения.

Иная тектодинамическая обстановка выявляется в пределах южной части флишевой зоны (Ковдагская ступень) и Центральном Кобыстане. Развитая здесь сдвиго-надвиговая структурная ассоциация отражает напряженное состояние, при котором горизонтальное укорочение в субмеридиональном направлении сопровождается субвертикальным и субгоризонтальным (близширотным) удлинением. Эта особенность отражена в уменьшении вертикальной амплитуды новейшего поднятия, снижении интенсивности деформаций (складчатость приближается к гребневидной, уменьшается величина смещений по разрывам), появлении поперечных складок в Северном и Центральном Кобыстане.

Отмеченные региональные особенности Главного поля тектонических напряжений хорошо согласуются с механической моделью формирования структуры Кавказа в результате коллизии Закавказской и Предкавказской плит (и возможного поддвига южной плиты под северную). Так,

области развития надвигового геологического типа поля напряжений развиты преимущественно вдоль широтных отрезков внешней рамы – северной и южной окраин этих жестких блоков. В весьма интенсивном виде это напряженное состояние проявляется в пределах южного склона западнее долины Пирсагата - перед фронтом наиболее продвинутого к северу Центрально-Азербайджанского блока Закавказской плиты. По-существу, он играет роль горизонтального штампа, внедрившегося в пластичные флишевые толщи. Развитая здесь упорядоченная система сближенных высокоамплитудных надвигов, (Зангинский, Кайнарский, Сулутчайский и др.) сочетающихся с напряженной складчатой структурой, маркируют конвергентную границу плит. Очевидно, именно она является корневой зоной Баскальского покрова. На значительное горизонтальное сжатие также указывают присутствующие в приводораздельной части Главного хребта (севернее полосы надвигов) обособленные протяженные блоки (или зоны) с устойчивым субвертикальным (иногда до опрокинутого с южной вергентностью) залеганием пород (Гуздучайский и Бабадагский блоки). Их формирование вероятно происходило в условиях поперечного содвижения и сопровождалось расплющиванием горных пород. Тектоническое отжимание возникшего избыточного материала осуществлялось как вверх, так и по простиранию сооружения. Основные структурные последствия этого процесса отмечались ранее [1] – это интенсивный рост осевой части новейшего поднятия юго-восточной части Б.Кавказа, формирование поперечных складок Северного и Центрального Кобыстана и, возможно, становление Астраханских покровов. Умеренно-интенсивный надвиговый тип поля напряжений в Южном Кобыстане отражает снижение интенсивности деформаций перед фронтом относительно отстающего в северном продвижении Восточно-Азербайджанского блока. Сдвиговый тип поля напряжений, проявляющийся крупнейшими на ЮВ Кавказе Пирсагат-Сальянской и Алят-Бяндованской зонами концентрации правосдвиговых деформаций, подчеркивает трансформный характер границы Закавказской плиты с глубоководной впадиной Южного Каспия. Достаточно сложная тектодинамическая обстановка предполагается на Апшеронском полуострове. Преобладающий здесь сдвиговый тип поля напряжений, вероятно, сопровождается элементами тектонического вращения. Признаки такого вращения фиксируются в дугообразной форме некоторых основных зон концентрации деформаций (Бурансыз-Мардакянской, Южно-Апшеронской) и сопровождающих их систем складок.

Литература

1. *Копп М.Л.* Позднеальпийская коллизионная структура Кавказского региона // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС,2007. С.285-315.
2. *Копп М.Л., Курдин Н.Н.* Региональные сдвиги на ЮВ Кавказе // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1980. № 11.С.30-37.
3. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд. МГУ, 1963, 355 с.
4. *Панов Д.И., Ломизе М.Г.* Ранняя и средняя юра Большого Кавказа (стратиграфия и тектоника, вулканизм и геодинамическая эволюция) // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С.39-110.
5. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984, 342 с.
6. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001, 604 с.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СИБИРСКОГО И КААПВААЛЬСКОГО КРАТОНОВ

Кусков О.Л., Кронрод В.А., Прокофьев А.А.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва,Россия (ol_kuskov@mail.ru)

Геотермические, сейсмические и петролого-геохимические данные указывают на структурную, температурную и вещественную неоднородность континентальной верхней мантии Земли. Температура мантии остается одним из наиболее дискуссионных и неопределенных физических параметров. Это связано с тем, что распределение температур и источников тепла в земных недрах, а также механизмы его переноса точно не установлены. Все термические модели Земли построены по косвенным данным и показывают большие расхождения в оценках распределения температуры с глубиной.

Одна из важнейших задач геохимии и геофизики заключается в изучении химического состава, теплового режима и внутреннего строения литосферной мантии. А, именно, ее вещественного состава, скоростной и плотностной структуры, поскольку плотностные аномалии, обусловленные вариациями температуры и химического состава, влияют на распределение масс внутри планеты и мощность литосферных корней, и являются движущей силой мантийной конвекции. Кроме того, надо знать термодинамические параметры мантийного вещества. При наличии термодинамического равновесия плотность, сейсмические скорости, природа и резкость фазовых границ, и мощности слоев в мантии являются зависимыми величинами от температуры, давления, химического и модального состава пород. Однако, именно, температура решающим образом влияет на физико-химические параметры мантийного вещества.

Петролого-геохимические и геофизические модели мантии взаимно не согласованы. Первые, основанные на определениях состава мантии по ксенолитам, не отражают специфику ее сейсмического строения. Методы геотермии и томографии не объясняют вещественную природу мантии по вертикали и латерали. В работе предложен метод реконструкции состава и теплового режима мантии Земли по петролого-геохимическим и сейсмическим данным, основанный на аппарате термодинамического моделирования [1-4].

Согласование геохимических и геофизических моделей литосферной мантии проведено с помощью методов физико-химического моделирования. Эти методы позволяют переводить модели валового состава в равновесные фазовые ассоциации и согласованные с ними сейсмоплотносные характеристики (прямая задача), а скоростные разрезы обращать в модели состава и/или распределения температуры (обратная задача). Процедура решения прямой и обратной задач осуществлена с помощью метода минимизации свободной энергии Гиббса и уравнений состояния мантийного вещества с учетом фазовых превращений, ангармонизма (учет термического расширения и сжимаемости) и эффектов затухания (неупругость вещества мантии при высоких температурах), которые необходимо принимать во внимание из-за нелинейного характера изменений термодинамических и сейсмических свойств с ростом температуры и давления.

В работах [1-4] был предложен и разработан метод определения температуры в верхней мантии Земли из абсолютных скоростей P- и S-волн, исследована чувствительность сейсмических моделей к составу и показана необходимость его учета при решении обратных задач, связанных с восстановлением температуры мантии по сейсмическим и петролого-геохимическим данным. В настоящей работе этот метод использован для определения теплового режима литосферной мантии Каапваальского

и Сибирского кратонов по сейсмическим данным, что, наряду с геохимическими ограничениями по составу ксенолитов, позволяет построить более надежные модели внутреннего строения и теплового режима кратонов.

Цель работы – на основании информации о скоростях упругих волн по региональным сейсмическим данным (Каапваальский кратон) и данным, полученным на сверхдлинных сейсмических профилях с химическими и ядерными взрывами (Сибирский кратон), восстановить тепловые поля и оценить мощность термической литосферы под архейскими кратонами. Основные задачи состоят в том, чтобы: (1) определить одновременное влияние состава и температуры на скоростные и плотностные свойства мантийного вещества; (2) вывести семейство геотерм, характеризующих современный тепловой режим верхней мантии по вертикали и латерали, из имеющихся сейсмических моделей кратона (из абсолютных скоростей P- и/или S-волн) и данных по составу ксенолитов гранатовых перидотитов; (3) сопоставить выведенное распределение температур для современной литосферы кратона с теплофизическими (геотермическими) моделями и мантийными палеотемпературами, оцененными с помощью различных методов геотермобарометрии; (4) на основе построенных термических моделей вывести ограничения на распределение плотности по глубине и оценить степень достоверности предложенных сейсмических моделей литосферной мантии древних кратонов.

Из сопоставления теоретических и сейсмических профилей плотности следует, что мощность литосферы под кратоном Каапвааль составляет около 250-275 км. Это подтверждается пересечением плотностного профиля модели гранатового перидотита кратона с профилем плотности моделей PREM и *ak*135 для нормальной мантии. При этом на глубинах <275 км литосфера кратона остается более холодной и высокоскоростной, но менее плотной, нежели нормальная мантия. Результаты показывают, что химически обедненная литосфера ультраосновного состава под Каапваалем существует до глубин 175-200 км. На глубинах 200-250 км литосферный материал становится существенно обогащенным базальтоидными компонентами (FeO, Al_2O_3, CaO) по сравнению с деплетированным веществом гранатовых перидотитов (как низко-, так и высокотемпературных ксенолитов), но одновременно обедненным этими же компонентами по сравнению с фертильным веществом подстилающей примитивной мантии. На глубинах 200-250 км степень истощения литосферы была значительно меньше, нежели вышележащего обедненного вещества гранатовых перидотитов.

Пример результатов по реконструкции тепловых и плотностных полей Сибирского кратона по сейсмическим данным [5] приведен на рис. 1. Двумерные температурные поля для профилей Кратон и Кимберлит показывают значительное понижение температуры под Сибирским кратоном по сравнению со средней температурой в континентальной литосфере, оцененной из референц-модели IASP91. Например, изотерма 900°C под кратоном находится на глубине ~170-180 км, тогда как по данным IASP91 эта температура соответствует глубине ~100 км. Температура в центральной части кратона несколько выше, чем на периферии профилей, где изотермы опускаются на 20-30 км. Глубина термической литосферы, определенная по пересечению с потенциальной адиабатой 1300°C, совпадает с изотермой 1450°C для профилей Кратон и Кимберлит и находится на глубине ~330-350 км для профиля Кратон и ~310-320 км для профиля Кимберлит. Эти результаты находятся в хорошем соответствии с оценками по тепловым потокам (350 км) и томографии (350 км).

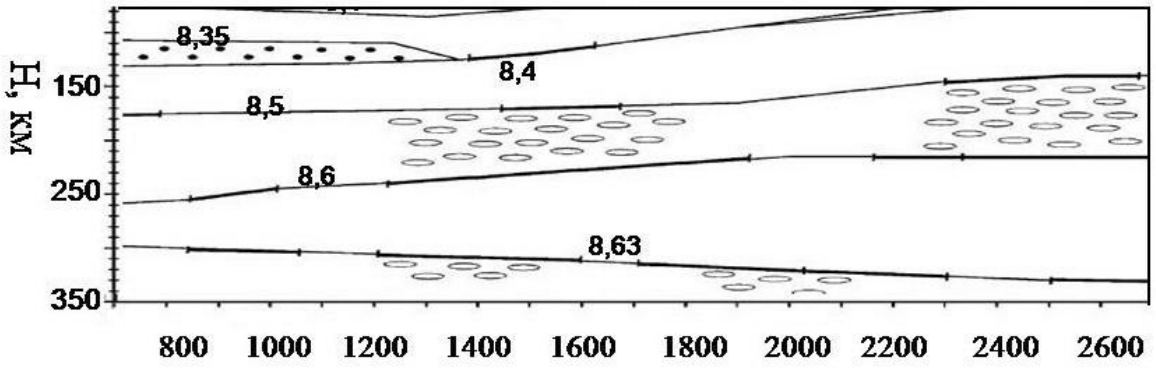
Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00115).

Литература

1. *Кронрод В.А., Кусков О.Л.* Моделирование термической структуры континентальной литосферы // Физика Земли. 2007. № 1. С. 96-107.

2. *Кусков О.Л., Кронрод В.А.* Состав, температура и мощность литосферы кратона Каапвааль // Физика Земли. 2007. №1. С. 45–66.
3. *Kuskov O. L., Kronrod V. A, Annersten H.* Inferring Upper-Mantle Temperatures from Seismic and Geochemical Constraints: Implications for Kaapvaal Craton//Earth Planet. Sci. Lett. 244, 133–154 (2006).
4. *Кронрод В.А., Кусков О.Л., Прокофьев А.А.* Распределение температур в литосферной мантии Сибирского кратона по данным региональных сейсмических моделей // Геохимия. 2010, № 8. С. 853–859.
5. *Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I.* Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. Tectonophysics. 2006. V. 416, 33–52.

Сибирский кратон



Расстояние от начальной точки профиля, км. Профиль Кратон

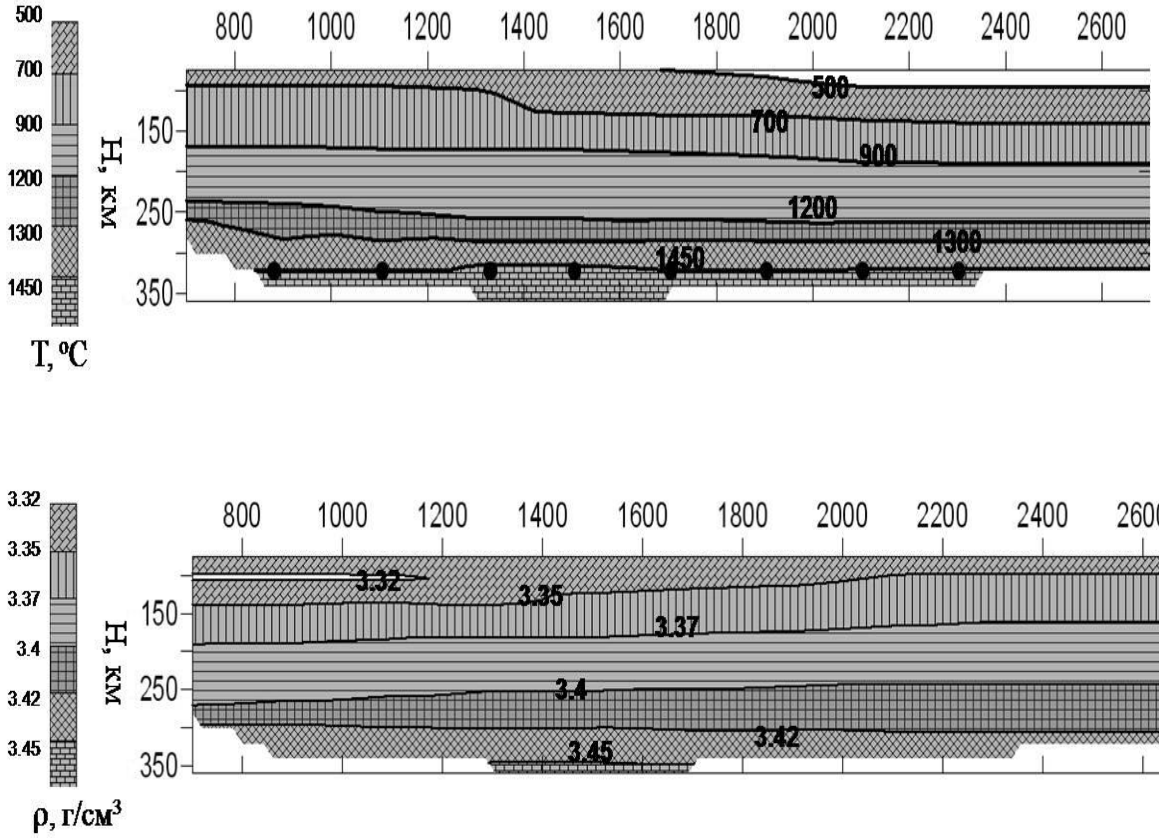


Рис. 1. Двумерные поля скоростей Р-волн, температуры и плотности под Сибирским кратоном, профиль Кратон. Черными точками показано пересечение профилей температур с адиабатой 1300°С.

ПЕРСПЕКТИВЫ ОБНАРУЖЕНИЯ НЕФТИ В ПОРОДАХ ФУНДАМЕНТА И РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ МЕЗЕНСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Кутинов Ю.Г.

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, Россия
(kutinov@iepn.ru)

Мезенская синеклиза является самой крупной структурой осадочного чехла Севера Русской плиты, перспективы нефтегазоносности которой, несмотря на проводимые с 1940-х годов нефтегазопоисковые работы, до конца не ясны.

Ранее была показана прогнозная значимость для нефтегазовых месторождений территории России (исключая акватории морей) следующих параметров: тип разреза осадочного чехла; глубина залегания поверхности Мохо; степень раздробленности осадочного чехла и фундамента [11].

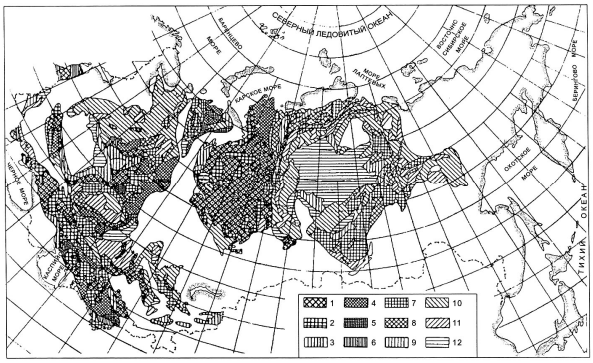


Рис. 1. Карта прогноза нефтегазоносности по глубинным критериям [11]

Было выделено 4 категории разрезов: с общим количеством более 100 ед. месторождений нефти (рис. 1, № 1-2-3); более 10 ед. (рис. 1, № 4-5-6); единицы (рис. 1, № 7-8-9) и четвертая категория разрезов - бесперспективная или районы в пределах которых месторождения не выявлены (рис. 1, № 10-11-12). Такое деление разрезов отражает статистический материал без учета возможного наличия месторождений нефти в рифейских отложениях и в кристаллическом фундаменте, и степени изученности территорий. Для вышеуказанных месторождений более важны глубинные критерии. И по этим критериям территория Мезенской синеклизы благоприятна в нефтегазоносном отношении и сходна с площадью распространения рифейских отложений Сибирской платформы. Существующие на настоящий момент обширные эмпирические и теоретические материалы, подтверждают одну из ведущих ролей глубинных долгоживущих разломов в образовании нефтегазоносных месторождений [10]. По данным гравитационного моделирования и ГСЗ, в Мезенской синеклизе с раннеархейского этапа существовали неоднородности архейской протокоры. В архей - нижнепротерозойском кристаллическом фундаменте роль высокопроницаемых структур выполняли, унаследовавшие простирание раннепротерозойских поясов, заложенные в рифее и, частично, активизированные в венде и палеозое, системы авлакогенных структур северо-западного простирания [6]. Наследование этих структур в осадочном чехле подтверждается характером роз- диаграмм элементов- индикаторов разломов [6] (рис. 2).

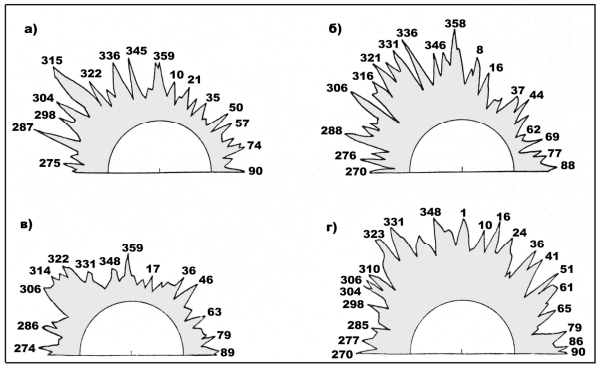


Рис. 2. Розы-диаграммы элементов-индикаторов разломов территории Архангельской области (обработка данных масштаба 1:200000):

А – поля силы тяжести; Б – магнитного поля; В – космофотолинеаментов; Г – гидросети

Сопоставление пометодных роз-диаграмм показало, что при их сходстве

имеются и отличительные черты. Так на розе-диаграмме спрямленных границ вендских отложений (рис. 3) явно преобладают элементы меридионального и северо-восточного простирания [6], что связано с коренной перестройкой структурного плана севера Русской плиты (активизация разломов северо-восточной ориентировки). Т. о., смена структурного плана и преимущественно глинистый состав позволяют рассматривать вендские отложения в качестве флюидоупора.

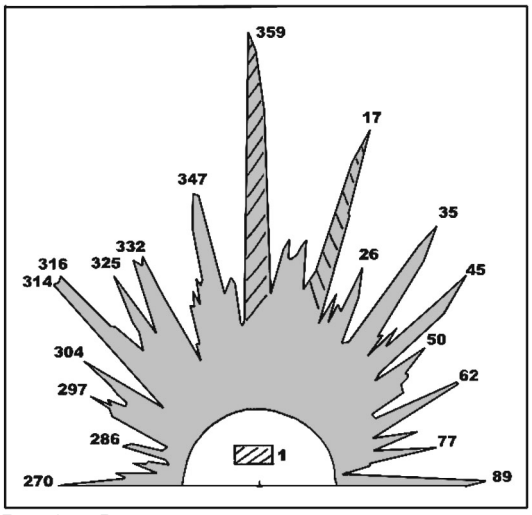


Рис.3. Роза-диаграмма спрямленных границ вендских отложений[6]
1 – преобладающие направления простирания вендских отложений

Достаточно низкий тепловой поток на территории Мезенской синеклизы (20-30 мВт/м^2) [13] связан с непосредственной близостью Архангельской алмазоносной провинции. Подобное явление отмечалось и для Сибирской платформы [4], где была выявлена обширная аномалия низкого теплового потока (20-30 мВт/м^2), располагающаяся на территории Якутской кимберлитовой провинции (рис. 4, № 3).

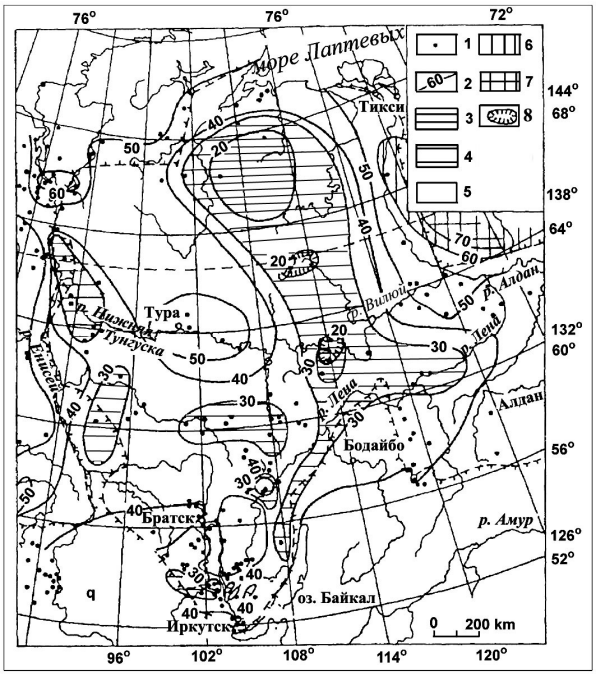


Рис. 4. Карта теплового потока Сибирской платформы [4]
1 - измерения; 2 - изолинии теплового потока; 3-7 - районы теплового потока: 8 - кимберлиты

Это подтверждается и другими данными. Так в одной из работ [3] обоснована возможность, что в более ранние периоды развития Земли величина интегрального теплового потока заметно превышала величину современного среднего удельного геотермального потока, особенно в области развития мантийных диапиров. О наличии такого диапира рифейского возраста на территории Мезенской синеклизы указывалось ранее [6, 12]. Т.о., анализ среднемасштабных критериев подтверждает перспективность Мезенской синеклизы

Переходя к более локальным критериям и признакам необходимо дать краткую характеристику строения Мезенской синеклизы. Кристаллический фундамент, вскрытый четырьмя скважинами, представлен гнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами и имеет блоковое строение. Перекрыт рифейскими и вендскими терригенными отложениями и залегает на глубине до 10 км. Протерозойские отложения перекрыты палеозойскими, мезозойскими и четвертичными осадками.

По данным [10] в Мезенской синеклизе в скв. № 1 Сторожевская (2505-2530 м) в песчаниках уфтюгской свиты

обнаружены битумы, характерные для продуктивных отложений. В скв. № 1 Кажим газопоказания по сумме углеводородов (УВ) при проходке рифейских песчаников увеличились от фона (2560 м) до 4-5% в интервале 2592-2691 (забой), а во время аварии на глубине 2568 м наблюдался перелив промывочной жидкости с выделением большого количества газов: CH_4 - 1.3; ТУВ - 0.002; N+инертные - 90.1; He - 0.41; Ar - 0.73; CO_2+H_2S - 13%. В скв. № 1 Усть-Няфта из рифейских отложений выделялся спонтанный газ с содержанием метана 55%, в районе г. Архангельска на побережье Двинской губы из источников в п. Лапоминка и из скв. № 19 Архангельская, 597 и 599 Северодвинск из четвертичных отложений выделялся газ: CH_4 - 38-97; ТУВ - 0.1; N+инертные -0.9-59; Ar - 0.1-0.76; CO_2+H_2S - 1.5-3.4%. В скв. № 1 Ома получен приток сухого горючего газа (10 тыс. $м^3$/сут) из вендских песчаников (-1900-2000 м). Суммарные начальные ресурсы углеводородов в рифейском нефтегазовом комплексе оцениваются в 1.5 млрд. т.у.т. [10].

С 1998 г. региональные работы по изучению Мезенской синеклизы велись силами Альянса компаний-недропользователей. В этот период были проведены на Лофтуро-Айпинском участке (Азпольская впадина) площадные сейсморазведочные работы и пробурена Средне-Няфтинская скважина глубиной 4253 м, а в Вычегодской впадине закончено бурение Кельтменской параметрической скважины (4900 м). Несмотря на то, что скважины не имела промышленных притоков нефти, в целом были получены и положительные результаты [1]:

- в Кельтменской скважине по средне-верхнерифейскому разрезу доминируют карбонатные породы мощностью около 2 км, которые в верхней части содержат обильные строматолиты. Этот результат имеет принципиальное значение, т. к. пока во всех нефтегазоносных бассейнах промышленные залежи в рифейских отложениях приурочены только к органогенным карбонатным породам.

- Сейсморазведочные работы на Лофтуро-Айпинском участке показали существование протяженных реперов, связанных не только с поверхностями несогласий, но и с формационными границами в непрерывных частях рифейского разреза. Кроме них местами удается зафиксировать и латеральные неоднородности – первые признаки, подтверждающие возможность аккумуляции углеводородов. Таким образом, и локальные критерии подтверждают возможность обнаружения углеводородов.

Кроме того, в Мезенской синеклизе вполне реально обнаружение нетрадиционного типа месторождений УВ, связанного с породами фундамента в трещинных коллекторах. На настоящий момент выявлено достаточное количество месторождений нефти и газа в кристаллических породах фундамента на разных глубинах в гранитах, гнейсах, аргиллитах, т. е. в первично-непористых породах. Продуктивность фундамента на нефть и газ выявлена на площадях в Амаль-Наджила-Нафора, в Хьюготон- Панхендле, в Оринокском нефтяном поясе, в Западно-Канадском бассейне и в Западно-Сибирской плите [5]. Открыты подобные месторождения в Юробчено-Тахомской зоне в Сибири. Анализ материалов по 35 месторождениям нефти, расположенным в различных крупных нефтегазоносных бассейнах мира [8], показал, что на глубинах свыше 4 км поровый коллектор обнаруживается только в 34% случаев. В остальных 66% имеют место трещинные, трещинно-кавернозные, трещинно-поровые коллекторы [2] (рис. 5).

Залежи нефти выявлены в фундаменте [2]: запечатанные зоной максимального горизонтального сжатия (рис. 5а); запечатанные на поверхности фундамента (рис. 5б); в зонах межпластовой и внутрипластовой трещиноватости (рис. 5в); в осадочном чехле и фундаменте, запечатанные в осадочном чехле (рис. 5г); в фундаменте, запечатанные осадочным чехлом (рис. 5д); в фундаменте, запечатанная надвигом (рис. 5е).

Обнадеживающие результаты перспективности фундамента на нефть получены в Республике Татарстан [10] и в Республике Коми. 66% гигантских

месторождений нефти и газа связаны с рифтогенезом [7], то есть со сводовыми структурами, в которых большую роль играют силы растяжения, сбросообразование, трещинообразование и которым соответствуют выступы легких малоскоростных пород верхней мантии с вероятным скоплением флюидов, в том числе и УВ. С этими выступами связаны региональные отрицательные аномалии силы тяжести.

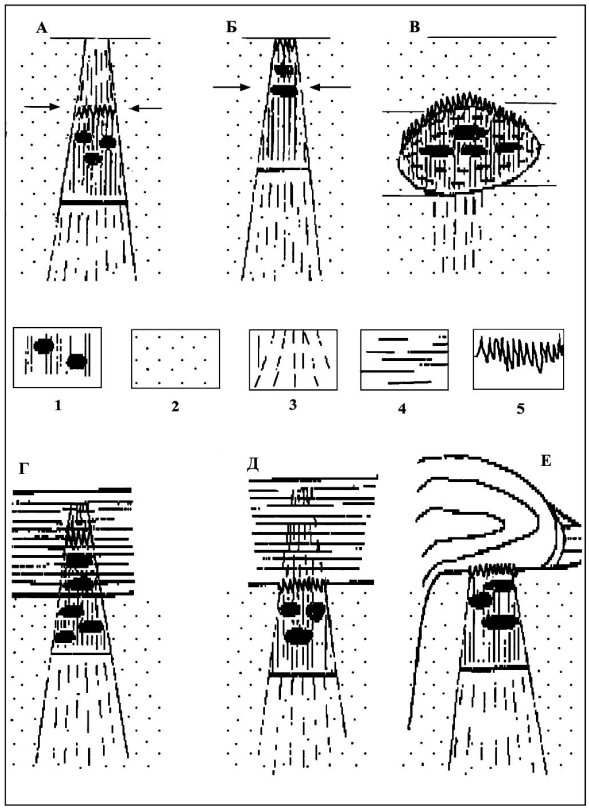


Рис. 5. Схема залежей нефти в зонах трещиноватости фундамента [2]
1 - залежи углеводородов; 2 - фундамент; 3 - зона трещиноватости; 4 - осадочный чехол; 5 - покрышки

Сходная ситуация просматривается и в строении Мезенской синеклизы [3]. Тектоника коры Мезенской синеклизы характеризуется наличием элементов региональных и вертикальных напряжений и перемещений [9]. Субгоризонтальные структуры выражены внутрикоровыми покровами и чешуями, зонами тектонического расслоения и выклинивания. Сохранение характерных черт рифей-ранневендского рифтогенеза до настоящего времени, свидетельствует о его высокой энергетической обеспеченности и значительных масштабах переработки коры. Эти данные подтверждают возможность обнаружения углеводородов на территории Мезенской синеклизы не только в рифейских отложениях, но и в породах кристаллического фундамента в бортах грабенов. Исходя из вышеизложенного, необходимы тщательная подготовка геофизическими методами площадей под бурение, научная проработка концепции поисков и научное сопровождение работ, т.к. в случае трещинных коллекторов методы изучения горизонтально-слоистой среды неприемлемы.

Работа выполнена при финансовой поддержке и Программы ОНЗ РАН № 9 «Межгеосферные взаимодействия», проект«Изучение процессов взаимодействия геосфер в активных геологических структурах на севере Русской плиты»

Литература

1. *Аплонов С.В., Лебедев Б.А., Тимошенкова Н.В.* Новые данные о строении и перспективах нефтегазоносности Мезенского бассейна //Доклады АН, 2004. Т. 396. № 1. С. 71-76.
2. *Веселов К.Е., Долицкая Т.В.* Новые горизонты прогнозирования поисков и разведки нефти и газа в связи с тектоникой глобального рифтогенеза //Геофизика, 1996. № 3. С. 38-43.
3. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А.* Теплообмен и реология нижней мантии в ранние периоды развития Земли //Доклады АН, 1995. Т. 345. № 1. С. 103-105.
4. *Дучков А.Д., Соколова Л.С.* Термическая структура литосферы Сибирской платформы //Геология и геофизика, 1997. Т. 38. № 2, С. 494-503.
5. *Краюшкин А.В.* Абиогенно-мантийный генезис нефти. Киев: Наукова думка, 1984.
6. *Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б.* Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ОАО «ИПП «Правда Севера», 2004. 283 с.
7. *Кучерук Е.В., Алиева Е.Р.* Рифтогенные бассейны и месторождения //Геология нефти и газа, 1991. № 3.
8. *Максимов С.П., Диккенштейн Г.Х., Лоджевская М. И.* Формирование и размещение залежей нефти и газа на больших глубинах. М.: Недра, 1984.

9. Объяснительная записка к Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1:2500000 / Под ред. Н.А. Богданова и В.Е. Хаина - М.: изд-во ИЛ РАН, 1996. 94 с.
10. Перспективы нефтегазоносности кристаллического фундамента на территории Татарстана и Волго-Камского региона. Труды научн.-практич. конферен. Казань, 1998. 380 с.
11. Результаты исследования земной коры и верхней мантии в решении прогноза минерагении Северной Евразии / Ермаков Б.А., Ерхов В.А. и др. - Геофизика, 1994. № 5. С. 51-56.
12. *Фельдман А.А., Олофинский Л.Н.* Структурно-геофизическая обстановка размещения кимберлитовых полей на древних платформах. Ст. 1 //Изв. Вузов. Геол. и разведка, 1999. № 7. С. 67-81.
13. *Шварцман Ю.Г., Широбоков В.Н.* Тепловое поле и геоэкологические проблемы нефтегазоносных районов //Экологические проблемы Европейского Севера. Екатеринбург: изд-во УрО РАН, 1996. С. 228-236.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

Л

Содержание:

Лаврищев В.А.
ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНО-ПРЕДКАВКАЗСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ 1075

Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С.
ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ БРЕКЧИРОВАНИЯ И КАТАКЛАЗА ГРАНИТОИДОВ В ПРОТРУЗИВНЫХ СТРУКТУРАХ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ 1078

Левченко О.В.
ВНУТРИПЛИТНАЯ ТЕКТОНИКА ОКЕАНОВ 1082

Лазур О.Г.
ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ, ЖЕЛЕЗО-КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И СТРАТИФОРМНЫХ РУД МЕТАЛЛОВ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ НА ОТМИРАЮЩИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОНАХ 1086

Лаптева Е.М., Лаптева Н.И.
ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИКИ РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУР ЗЕМЛИ ПО ДИСТАНЦИОННЫМ МАТЕРИАЛАМ 1088

Ларин Г.В.
ОСОБЕННОСТИ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ РЕГИОНАЛЬНОГО МАСШТАБА 1090

Латышев А.В., Марков Г.П., Павлов В.Э., Цельмович В.А.
МАГНИТНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ТРАППОВОЙ ПРОВИНЦИИ (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ) 1096

Грикуров Г.Э., Лейченков Г.Л.
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ АНТАРКТИКИ 1101

Леонов М.Г.
ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ В КОНТЕКСТЕ НОВЫХ ПАРАДИГМ ТЕКТОНИКИ ФУНДАМЕНТА 1106

Леонов М.Г.
ЗОНЫ СДВИГОВОГО ТЕЧЕНИЯ КАК ЭЛЕМЕНТ СЕГМЕНТАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ 1111

Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И.
ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ЯПОНОМОРСКОГО РЕГИОНА 1117

Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б.
ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ СЕРИЙ КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ-ПАЛЕОЗОЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ 1121

Ли Е.Ю.
ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СЕРНИСТОГО ГАЗА С ПОРОДАМИ 1126

Либина Н.В., Черников А.Г.
ПОСТРОЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА НА ОСНОВАНИИ МАРКОВСКОГО АНАЛИЗА ГИПСОМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ 1131

Линев Д.Н.
ДВУХМЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КЛАСТИЧЕСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НЕОКОМСКОГО КЛИНОФОРМЕННОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 1134

Липатникова О.А.
ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОВЕДЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ЭВТРОФИЦИРОВАННЫХ ОСАДКАХ 1137

Литвинова Т.В., Аббясов А.А.
СОПОСТАВЛЕНИЕ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ФОСФОРИТОВ ФАНЕРОЗОЯ 1142

Лифшиц С.Х.
О ВОЗМОЖНОСТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В ПОТОКЕ ГЛУБИННЫХ ФЛЮИДОВ 1148

Лобковский Л.И., Котелкин В.Д.
ОСНОВЫ ТЕОРИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ 1150

Лоджевская М.И.
УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ МИРА 1152

Локтев Д.Н., Соловьев С.П.
НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ НА ГРАНИЦЕ ЛИТОСФЕРА-АТМОСФЕРА В РАЙОНЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ 1154

Ломизе М.Г., Лучицкая М.В.
СУБДУКЦИЯ СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ КАК ФАКТОР РАЗВИТИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН 1157

Ломтев В.Л.
К СТРОЕНИЮ И ГАЗОНОСНОСТИ ЗАПАДНОГО БОРТА СЕВЕРО-ТАТАРСКОГО ТРОГА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ) 1162

Ломтев В.Л., Литвинова А.В.
К СТРОЕНИЮ ВОСТОЧНОЙ ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА 1166

Лохов Д.К., Прияткина Н.С.
СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЧЕКУРОВСКОГО НАДВИГА (СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, ЯКУТИЯ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОСТРОЕНИЯ СБАЛАНСИРОВАННЫХ РАЗРЕЗОВ 1172

Лукин А.Е.
ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ 1175

Лукьянов В.Ф.
ПРОЯВЛЕНИЯ РИФТОГЕНЕЗА В ДОЛЬ ПОЗДНЕДЕВОНСКОГО СВОДА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА (ВКМ) 1177

Лыгина Е.А.
СЕКВЕНТНОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ДАТСКИХ (ПАЛЕОЦЕН) И ИПРСКО-ЛЮТЕЦКИХ (ЭОЦЕН) ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДГОРНОГО КРЫМА 1180

Львова Е.В.
ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ТРАППОВЫХ ПРОВИНЦИЙ В СВЕТЕ НОВЕЙШИХ ДАННЫХ 1185

Лубнина Н.В.
ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ МЕТОД И ДОКЕМБРИЙСКИЕ СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ 1190

Лубнина Н.В., Слабунов А.И.
НЕОАРХЕЙСКИЙ СУПЕРКОНТИНЕНТ КЕНОРЛЕНД: ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ 1192

Лубнина Н.В., Романовская М.А.
ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА 1195

Логвинова А.М., Вирт Р.
ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА НАНОРАЗМЕРНЫХ СУЛЬФИДНЫХ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В АЛМАЗАХ ЯКУТИИ 1199

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНО-ПРЕДКАВКАЗСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Лаврищев В.А.

ФГУГП «Кавказгеолсъемка», г. Ессентук (lavr@geolog.kmv.ru)

Восточно-Предкавказский осадочный бассейн представляет собой глубоко погруженный прогиб, заполненный комплексом осадков от триаса до квартера общей мощностью до 8 км.

Он заложился на неглубоко залегающем гетерогенном эпигерцинском фундаменте. Его формирование связано с «рассеянной» индосинийской деструкцией, постепенным заполнением возникшей системы локальных прогибов на этапе пассивной окраины (J-Р$_2$) и относительно активным прогибанием в альпийское время (Р$_3$-Q). Этот осадочный бассейн окружен межбассейновыми поднятиями Ставропольского свода, кряжа Карпинского, Карабогазским сводом, а также бортовым Большекавказским поднятием.

В современной структуре Восточно-Предкавказский осадочный бассейн включает: на западе – Восточно-Ставропольскую зону прогибов и Чернолесско-Кабардинский краевой прогиб, на юге – Терско-Каспийский краевой прогиб и Самурско-Песчаномысскую и Хвалынско-Сарматскую системы поднятий, на севере – Зону Манычских прогибов, а в центре Прикумско-Нефтекумское сводовое поднятие.

Основными нефтегазогенерирующими уровнями здесь являются как породы домезозойского фундамента (в доюрское время), так и осадочного чехла (К$_2$-Q).

Породы герцинского фундамента рассматриваются нами, как и другими исследователями, в качестве вероятных генераторов газообразных УВ (содержание С$_{орг}$ от 0,03 до 2 - 3 и даже 6%). Современная степень преобразованности ОВ в Терско-Каспийском прогибе оценивается на уровне градаций АК$_4$ - АК$_2$, что бесперспективно для генерации УВ. Только в пределах Прикумско-Нефтекумской системы поднятий и в Зоне Манычских прогибов она соответствует градациям МК$_3$-МК$_5$, при которых возможна генерация газообразных и даже жидких УВ.

В мезозойском осадочном чехле в качестве нефтегазогенерирующих рассматриваются отложения триаса, нижней-средней юры, нижнего мела [1]. Среди них предпочтение отдается образованиям лагунно-морской и озерной седиментации с накоплением ОВ гумусово-сапропелевого и сапропелево-гумусового типов, с содержанием С$_{орг}$ в интервале до 1 - 2% и уровнем катагенеза ОВ в пределах зон МК$_{4-5}$ на нижних срезах осадочного чехла до МК$_{2-3}$ на верхних. На более высоких литолого-стратиграфических уровнях осадочного чехла высокий нефтематеринский потенциал связывается с кумской свитой палеогена (С$_{орг}$ – до 5%) и с битуминозными породами хадумского горизонта олигоцена-нижнего миоцена (С$_{орг}$ – 0,4 - 1%, присутствие биогенного азота и высокая газонасыщенность пластовых вод) при условии их залегания на глубинах, отвечающих оптимальной зоне нефтегазообразования.

По геотермическому районированию [5] Восточно-Предкавказский осадочный бассейн принадлежит Черноморско-Среднеазиатскому геотермическому поясу. Зона максимальных температур на глубинах 1 км (60 - 80º), 2 км (90 - 100º) и 5 км (180º). В благоприятных термобарических условиях для генерации углеводородов находятся в настоящее время или находились ранее осадки залегающие на глубине около 3 км и ниже [4]. Объем глинистой, наиболее продуктивной части разреза оценивается нами в следующих количествах: карбон-триас - при площади осадочной линзы (S) 70 тыс. км^2 и средней мощности аргиллитов (h) 300 м – около 21 тыс. км^2; юра – при площади осадочной линзы (S) 120 тыс. км^2 и средней мощности аргиллитов (h) 100 м – около 12 тыс. км^2; нижний мел – при S=70

тыс. км^2 и h=50 м – около 3,5 тыс. км^2; верхний мел - при S=55 тыс. км^2 и h=20 м – около 1,1 тыс. км^2;палеоцен-эоцен - при S=50 тыс. км^2 и h=50 м – около 2,5 тыс. км^2; майкоп - при S=12 тыс. км^2 и h=1250 м – около 15 тыс. км^2;

Более молодые срезы осадочного чехла, хотя и обладают потенциальными возможностями генерации углеводородов, но далеко не всегда располагаются в областях с достаточным уровнем термобарических условий для выделения углеводородного газа.

Обобщая вышеприведенные данные, с учетом расположения залежей углеводородов по стратиграфическим уровням в известных нефтегазоносных районах, оценка перспектив Восточно-Предкавказского осадочного бассейна выглядит следующим образом:

Терско-Каспийский прогиб (Терско-Каспийская нефтегазоносная область) хотя изучен очень детально, но является весьма перспективным на обнаружение новых объектов. Главной особенностью нефтегазоносной области является совмещение зоны генерации углеводородов и структур (зон) нефтегазонакопления. В этих условиях важное значение приобретают разломы глубокого заложения и связанные с ними зоны растяжения и трещиноватости, являющиеся как зонами транзита (миграции), так и колекторами. В условиях активной альпийской геодинамики, связанной как с продолжающимся и в настоящее время давлением со стороны горного сооружения, так и влиянием Транскавказского поперечного поднятия, здесь в зоне сопряжения с орогеном тангенциальное сжатие привело к широкому развитию зон прибортовой и приосевой складчатости, а на фронте горного сооружения, клиновидных структур-ловушек различного типа. Весьма благоприятным фактором является литологическое строение разреза от юры до неогена включительно, которое характеризуется чередованием горизонтов-коллекторов с флюидоупорами. При наличии огромного объема нефтематеринских пород и возможности формирования структур-ловушек различного типа, выявление новых объектов в пределах Терско-Каспийской нефтегазоносной области определяется, в основном, детальностью и глубинностью исследований, а также качеством геофизических исследований и совершенством методик их интерпретации.

Восточно-Ставропольская зона прогибов (восточный фланг Северо-Ставропольского и Восточно-Ставропольский НГР) располагается за пределами меловых и палеогеновых нефтегазогенерирующих зон, но на северо-западной периферии юрских и триас-каменноугольных бассейнов нефтегазогенерации. Эта структура находится в весьма благоприятной области и является зоной транзита исключительно в связи с отсутствием выявленных коллекторов-ловушек. Основные перспективы здесь могут быть связаны с детальностью и глубинностью исследований.

Чернолесско-Кабардинский краевой прогиб (Чернолесско-Кабардинский НГР) находится в сходной с Восточно-Ставропольской зоной прогибов обстановке, в зоне транзита из мезозойских бассейнов нефтегазогенерации. Здесь известно несколько проявлений углеводородов и одно малое месторождение (Архангельское). При более детальных исследованиях возможно обнаружение еще несколько небольших объектов.

Самурско-Песчаномысская и Хвалынско-Сарматская заны поднятий (Сегендыкский и Ялмата-Хазарский НГР) располагаются за пределами меловых и палеогеновых нефтегазогенерирующих зон, но на северо-восточной и восточной периферии юрских и триас-каменноугольных бассейнов нефтегазогенерации. Сведения о тектоническом строении переходного комплекса (триас) и фундамента (карбон) здесь практически отсутствуют. А судя по имеющейся информации [1] отчетливо выраженные сводовые поднятия следует ожидать в районе Хвалынско-Сарматской заны поднятий. На более высоких уровнях (юра, мел, палеоген, неоген) они проявляются в виде обширных террас, осложненных локальными куполами, и даже обнаруживаются в современном рельефе поверхности дна Каспия структурно-ориентированными отмелями поднятия

Астраханский рейд. Перспективы этих структур очень велики.

Зона Манычских прогибов (НГО Манычских прогибов) расположена за пределами палеоген-неогеновых или на северной границе меловых нефтегазогенерирующих зон, но в пределах юрских и триас-каменноугольных бассейнов нефтегазогенерации. Восточный фланг зоны характеризуется повышенной мощностью осадочного чехла (до 5000 м), значительной глубиной его залегания, тектонической нарушенностью герцинского фундамента. Эти параметры Манычских прогибов, вместе с потенциальными возможностями генерации углеводородов, как осадочного чехла, так и складчатого фундамента (а последний также может рассматриваться в качестве нефтегазолокализующего [2, 3]), подтверждают весьма благоприятную ее позицию. Перспективы этой структуры могут быть связаны с детальностью дальнейших структурных исследований и выявлением коллекторов-ловушек.

Прикумско-Нефтекумское сводовое поднятие (Прикумский нефтегазоносный район) расположено, в основном, за пределами или на северной границе меловых и палеогеновых нефтегазогенерирующих зон, но в пределах юрских и триас-каменноугольных бассейнов нефтегазогенерации. Изучен довольно детально. Здесь выявлено более 70 нефтегазовых объектов. Основные промышленно-нефтегазоносные комплексы представлены триасовыми, среднеюрскими и нижнемеловыми отложениями, хотя залежи встречаются и в более молодых осадках. Дальнейшие перспективы здесь могут быть связаны с детальностью исследований и выявлением новых, скорее всего, мелких и средних коллекторов-ловушек разного уровня и типа, а также с совершенствованием технологий по увеличению извлекаемости углеводородов.

Литература

1. *Глумов И.Ф., Маловицкий Я.П., Новиков А.А., Сенин Б.В.* Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2004, 342 с.
2. *Лебедько Г.И.* Синэнергетика нефтеобразования. «Научная мысль Кавказа», №4, 2004, с. 59-64.
3. *Лебедько Г.И., Марков А.Н., Шарафан В.Я.* Глубинное строение и прогноз нефтегазоносности фундамента Северного Кавказа. «Разведка и охрана недр», №6, 2000, с. 16-17.
4. *Объяснительная записка* к комплекту геологических карт м-ба 1:1000 000. Лист L-38, 39 – Астрахань, С-Пб, 1996.
5. *Смыслов А.А., Суриков С.Н., Вайнблат А.Б.* Геотермическая карта России. М-б 1:10 000 000. Объяснительная записка. «Геологический атлас России». Раздел 2. Геологическое строение и геофизическая характеристика недр. М., С-Пб, 1996, (Госкомвуз; С-Пб ГГИ, Роскомнедра; ВСЕГЕИ), с. 81-92.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ БРЕКЧИРОВАНИЯ И КАТАКЛАЗА ГРАНИТОИДОВ В ПРОТРУЗИВНЫХ СТРУКТУРАХ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С.

Геологический институт РАН, Москва, Россия
(catherinelav@yandex.ru)

В образцах гранитоидных пород из массива Танын (Гоби-Алтай) были изучены структуры дезинтеграции и деформации, сформировавшиеся на плитной стадии развития этой тектонической зоны. Позднепалеозойские гранитоиды, входящие в состав консолидированного герцинского фундамента, в виде протрузивных тел прорывают и деформируют перекрывающий их мезозойский чехол. В шлифах нами исследовалась стадийность процессов дезинтеграции, текстурно-структурные петрографические изменения, сопровождающие деформацию (катаклаз, брекчирование), минералогия новообразований и заполнения микротрещин. Результаты полевого изучения на этих же массивах тектонических парагенезов внутриплитной активизации, включающих протрузивные, складчатые и разломные структуры, освещены в другой статье данного сборника [3].

Гранитоиды массива Танын, обнажающегося в западной части хр. Дулан-Богдо (Гоби-Алтай), относятся к комплексу поздне-постскладчтатых интрузий и совместно с раннедокембрийскими и палеозойскими метаморфическими породами (метаэффузивами, серицитовыми сланцами, мраморами и порфировидными метасоматическими граносиенитами и гнейсами по ним) слагает выступы позднегерцинского фундамента. В отличие от большинства других пород фундамента, лейкограниты имеют отчетливо выраженные протрузивные взаимоотношения с верхнеюрско-нижнемеловыми отложениями осадочного чехла, прорывают их или интенсивно складчато деформируют.

Породы массива Танын представлены среднекристаллическими лейкогранитами, реже мелкокристаллическими граносиенитами и гранодиоритами. Структура лейкогранитов гипидиоморфная, темноцветные минералы представлены биотитом или мусковитом (1 – 5%), которые, как правило, замещаются хлоритом и окислами железа. Плагиоклаз (олигоклаз) в различной степени соссюритизирован, иногда в нем наблюдаются очаги карбонатного замещения; калиевые полевые шпаты интенсивно пелитизированы.

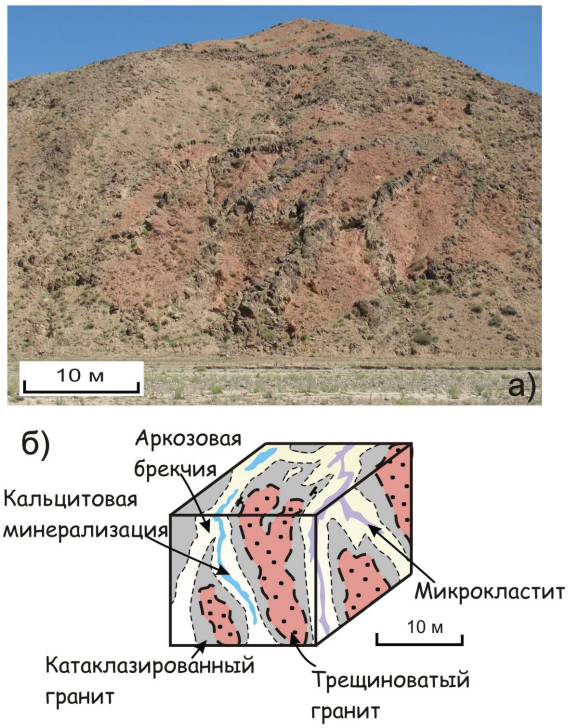


Рис. 1. Линзовидные структуры в гранитном массиве Танын.
а – фото обнажения (восточный выход); б - блок-диаграмма – принципиальная модель

Основной объем пород протрузий представлен в различной степени дезинтегрированными измененными разностями. Слабо измененные гранитоиды обнаруживаются лишь в центральных частях линзовидных блоков, размер которых варьирует от первых до десятков метров по длинной оси **(рис. 1)**. На границах линзовидных структур (ромбоэдров), минеральные и структурные преобразования

гранитоидов максимальны, они брекчируются на уровне минеральных зерен с заполнением межзернового пространства тонкокристаллическим новообразованным матриксом, для которого по аналогии с продуктами дезинтеграции Дзурамтайского массива [4] предлагается термин «микрокластит».

Была установлена последовательность стадий дезинтеграции и деформации пород, которые можно представить в виде ряда: трещиноватый лейкогранит или граносиенит (I) → катаклазит (II) → брекчия с незначительным переносом фрагментов (III) → зрелая брекчия (IV) → микрокластит (V) **(рис. 2)**.

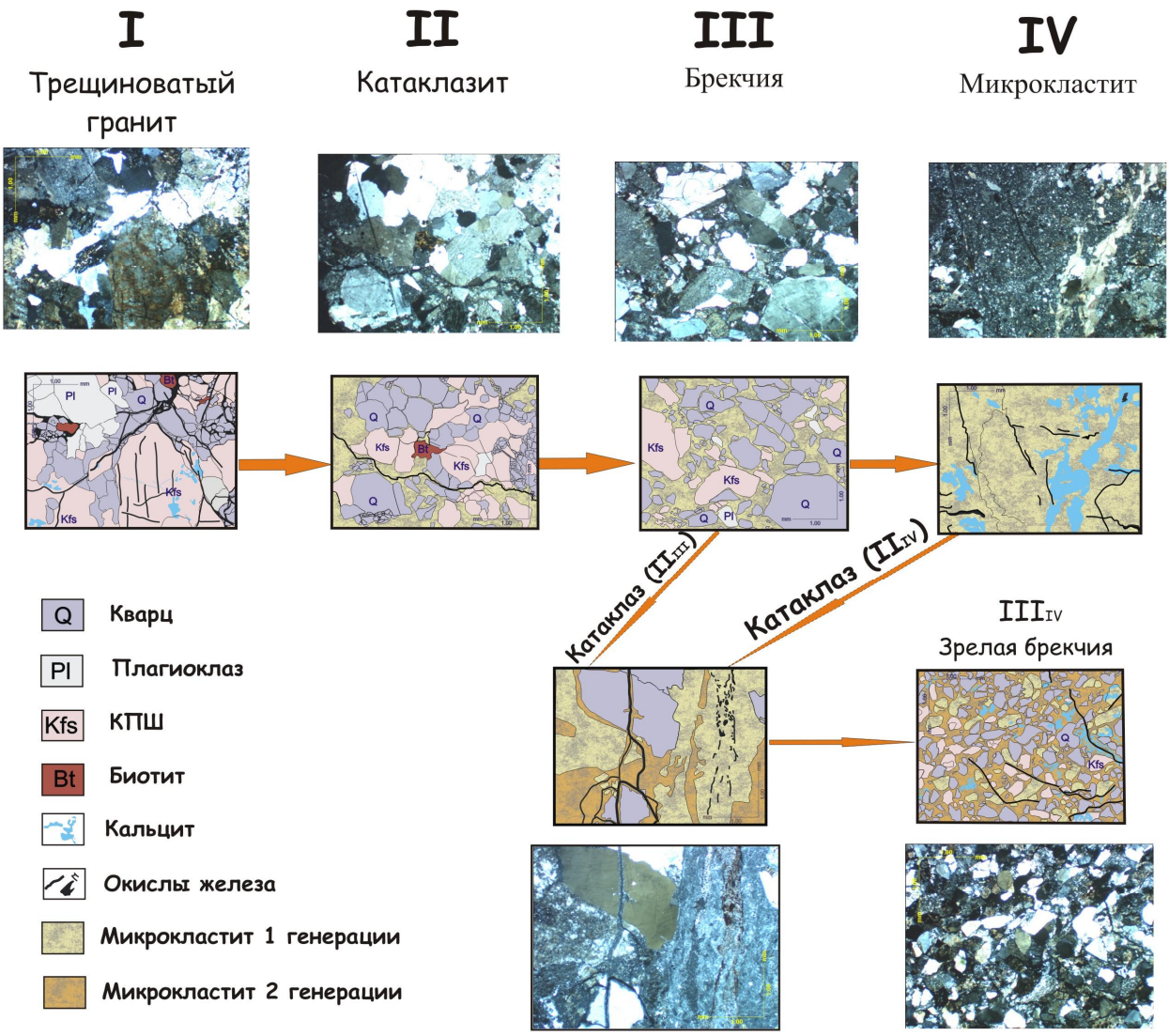


Рис.2. Стадии дезинтеграции и деформации гранитов массива Танын.
Николи (+), масштабные линейки – на шлифах.

I. Дезинтеграция в гранитах начинается с развития трещин, большинство из которых имеет полигональную, дуговую или даже кольцевую (в плоскости шлифа) форму. Подобные трещины наблюдаются во всех исследованных массивах дезинтегрированных гранитоидов и указывают на условия объемного растяжения, что может быть связано с изменением объема массива в результате его остывания (контракции) и последующей тектонической эксгумации (декомпрессии, дилатации) [1, 2]. Наиболее ранние трещины, как правило, заполнены окислами

железа и марганца, более поздние – кальцитом и, иногда, органическими соединениями. Кальцитовые прожилки часто многочисленны, многофазны и могут формироваться одновременно с очаговой карбонатизацией полевых шпатов вплоть до полного их замещения и образования кварц-карбонатных пород.

II. Фаза катаклаза, когда отдельные фрагменты породы, а чаще – минеральных зерен смещаются или поворачиваются относительно друг друга, связана с появлением вдоль ранее возникших трещин тонкокристаллических агрегатов, напоминающих в шлифах раскристаллизованное вулканическое стекло кислого состава. Этот агрегат – микрокластит - возникает на границах минералов и в порах, как бы разъедая края зерен, и, несомненно, является продуктом перекристаллизации исходных пород. Исследования микрокластитового агрегата, проведенные в Лаборатории физических методов изучения породообразующих минералов ГИН РАН путем спектрального микрозондирования (локальный рентгено-флюоресцентный анализ на энерго-дисперсионной микрозондовой приставке INCA-200, аналитики Савичев А.Т. и Горькова Н.В.), позволили установить в его составе кварц и, предположительно, ортоклаз **(рис. 3)**.

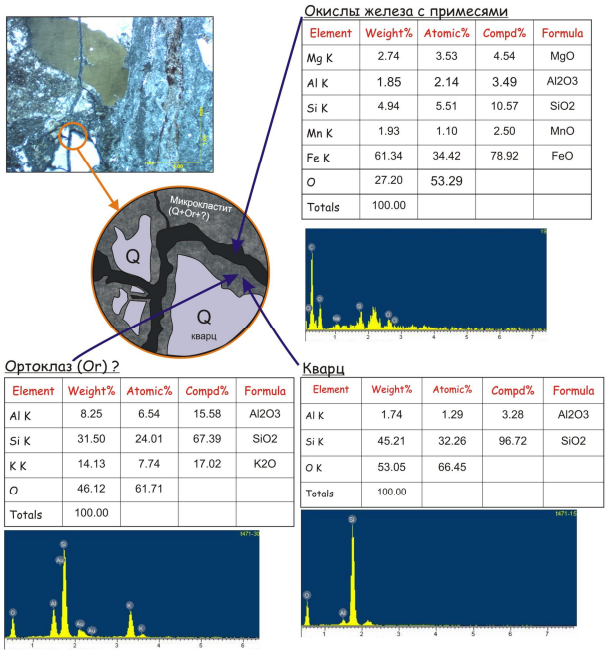


Рис. 3. Микрозондовый анализ минерализации трещин и состава микрокластита (генерация 2).

Появление в породе микрокластита сопровождается сдвиговыми смещениями по трещинам, их неравномерным раскрытием. Порода приобретает катаклазовую структуру.

III. При достаточном объеме микрокластитов наблюдается брекчирование гранитов с размерностью фрагментов, соответствующей размеру минеральных зерен или меньше ее. Как видно в шлифах, угловатые обломки минералов (прежде всего полевых шпатов) продолжают дробиться и растворяться в матриксе, смещаясь относительно друг друга.

IV. Для «зрелых» брекчий характерны некоторая сортировка обломков по размерности и их количеству, а также разнородность состава обломков. Среди обломков преобладают фрагменты кварцевых зерен, встречаются как «свежие», так и измененные полевые шпаты. Кроме того, в них могут встречаться обломки ранее возникших микрокластитов, что указывает на неоднократность мобилизации материала, на инъективный характер поведения новообразованного микрокластитового матрикса и на относительную устойчивость раскристаллизованного матрикса.

V. Однородный микрокластит, представляющий в штуфе прочную массивную кварцитовидную породу темно-серого или желтоватого цвета, как видно из предшествующего описания пород, может и не быть конечным продуктом деформации и минеральной переработки. Во многих шлифах можно отметить, что процесс катаклаза и брекчирования возобновляется на разных фазах предшествующей деформации. В некоторых образцах выделяется два-три разновозрастных микрокластита – в прожилках или в обломках. Появление кальцитовых жилок на разных стадиях процесса характеризует условия хрупкой деформации и объемного растяжения, однако по наиболее мощным прожилкам отмечаются пластичные смещения сдвигового типа.

Аналогичные продукты преобразования гранитоидов – аркозовые кластиты - описывались на контактах Дзурамтайского гранитного массива (Заалтайская Гоби), для которого также устанавливаются признаки протрузивной эксгумации на поздних фазах платформенной активизации [4]. Как было показано, деформации, карбонатная проработка (существенно меньшая по сравнению с Танынским массивом) и перекристаллизация кварца происходили предположительно в малоглубинных условиях при температурах не превышающих 200 - 300^0 С. Сходство деформационных структур и особенностей фрагментации пород Дзурамтайского и Танынского массивов на макро-, мезо- и микроуровнях свидетельствует о сходстве условий и характера деформаций плитного этапа для этих разобщенных участков, расположенных в пределах единого обширного транспрессивного коридора к югу от Хангайского блока [3].

Таким образом, можно констатировать, что квазипластическая деформация, определенная для протрузивных массивов в целом, была обусловлена разрушением пород и смещениями на границах линзовидных блоков, где деформации (катаклаз и брекчирование) имеют как хрупкий, так и пластичный характер. Условия пластичной и хрупкой деформации чередуются, проявляясь в виде брекчий инъективного типа (с матриксом малой вязкости) или катаклаза, формировании прожилковой кальцитовой минерализации на разных стадиях деформации. Природа тонко-раскристаллизованного матрикса брекчий - микрокластитов - остается дискуссионной. Очевидно, что он возникает «in situ» за счет материала гранитов и предваряется дезинтеграцией пород в условиях объемного расширения. Низкая вязкость микрокластитов, определяемая по пластичному характеру брекчирования и инъективным трещинным структурам, роднит их с магматическими расплавами или матриксом флюидизатов (туффизитов) - конгломератоподобных брекчий, образование и деформационную подвижность которых связывают с внедрением термальных флюидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 9 (проект «Структуры и тектоническая эволюция платформ и подвижных поясов на стадиях формирования чехла и внутриплитной активизации») и проекта РФФИ № 10-05-00852.

Литература

1. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука. 2008. 454 с.
2. *Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В., Щербакова Т.Ф.*. Особенности трещиноватости некоторых гранитоидных массивов Хэнтэйского батолита// Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. Т. 2. С. 43-46.
3. *Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Протрузивно-разломные парагенезы зон внутриплитной активизации Южной Монголии. (В этом сборнике).
4. *Цеховский Ю.Г. и др.* Псевдоосадочные обломочные породы массива Дзурамтай (Южная Монголия) //Литология и полез. Ископаемые. 2009. № 3. С. 312-328.

ВНУТРИПЛИТНАЯ ТЕКТОНИКА ОКЕАНОВ

Левченко О.В.

Институт океанологии им.П.П.Ширшова РАН, Москва, Россия
(olevses@rambler.ru)

Введение

Внутриплитная тектоника океанов, особенно неотектонические деформации океанского дна, изучены существенно хуже, чем на континентах [5]. Важность подобных исследований обусловлена тем, что любые проявления тектонической активности вдали от границ литосферных плит, которые не вписываются в основной постулат плейттектоники об их жесткости, требуют внимательного рассмотрения. Проблемы внутриплитной тектоники океанов, в частности океанские внутриплитные деформации коры и литосферы, изучаются автором на основании анализа фактических наблюденных данных достаточно давно [например, 1,2,9,10]. В этой работе, используя новые фактические данные, собранные при участии автора во время экспедиций 2007-2010 гг., обсуждаются два аспекта в рамках общей проблемы внутриплитной тектоники океанов. Первый аспект связан с известной проблемой внутриплитной деформации индоокеанской литосферы на северо-востоке Индийского океана южнее Индии и Шри Ланка, которой автор занимается с 80х лет прошлого века. Рассматриваются новые материалы рейса американского научно-исследовательского судна «Роджер Ревелл» (2007 г.) на Восточно-Индийском хребте, в котором автор принимал участие [3]. Второй связан с «неотектоническими» деформациями коры Атлантического океана вдали от канонических границ плит, данные для рассмотрения которых получены в 32-м рейсе НИС «Академик Иоффе» осенью 2010 при участии автора.

Диффузная внутриплитная деформация в восточной части Индийского океана

Первый объект связан с проблемой выделения области внутриплитной деформации [13] или диффузной границей плит [14] в центре Индийского океана внутри Индо-Австралийской плиты. Вначале на основании обобщения фактических данных сейсмологии и непрерывного сейсмпрофилирования в Центральной котловине была оконтурена «аномальная» зона с вероятным продолжением в пределы северного сегмента Восточно-Индийского хребта (ВИХ) и возможно восточнее в котловину Вартон [1,2,9,10,13,14]. Землетрясения указывают на существующее в настоящее время напряжение сдвига вдоль северной части ВИХ [11] и подразумевают, что хребет является ослабленной зоной и границей между разными режимами напряжения восточнее и западнее него [8].

Индо-Австралийская плита в современных моделях фактически уже является системой из трех компонентных плит Индийской, Австралийской и Каприкорн, разделенных диффузными зонами деформации [12]. Восточно-Индийский хребет является звеном этой диффузной внутриплитной деформации в Индийском океане. Средняя часть хребта примерно между 10°ю.ш. и экватором рассматривается как диффузное тройственное сочленение (ДТС), являющееся результатом продолжающейся деформации между Индийским, Австралийским и Каприкорн сегментами Индо-Австралийской плиты [12]. В этом участке расположены четыре полигона детальных исследований рейса НИС «Роджер Ревелл», и это позволяет сопоставить прогностические модельные схемы с наблюденными тектоническими структурами.

Морфологически Восточно-Индийский хребет разделяется на три разных сегмента: северный (севернее 5°ю.ш.), средний (5°-15°ю.ш.) и южный (южнее 15°ю.ш.). Примерно половина предполагаемого ДТС находится в среднем сегменте ВИХ, проявляющемся в виде единого узкого

относительно низкого массива. Остальная чуть меньшая часть ДТС расположена в северном сегменте хребта, который представляет собой серию одиночных крупных вулканических построек или эшелонированных тектонических блоков. Если допустить существование области подобного сочленения трех диффузных границ, то в структуре ВИХ она глобально явно не проявляется.

Новые данные многоканального сейсмического профилирования, собранные на хребте в рейсе НИС «Роджер Ревел», не обнаруживают каких-либо специфических индивидуальных особенностей в характере деформаций осадочного чехла и базальтового фундамента Восточно-Индийского хребта, которые бы отличали этот участок от остальной части хребта. Это хорошо иллюстрируется разрезами многоканального сейсмического профилирования в пределах детальных полигонов, расположенных равномерно вдоль простирания ВИХ (рис.1)

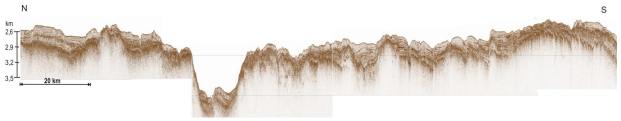


Рис. 1. Профиль МОГТ на Восточно-Индийском хребте между 6°-8°ю.ш.

Неотектонические деформации осадочного чехла Центральной Атлантики

Второй пример связан с неоднозначностью интерпретации данных сейсмоакустического профилирования с низким разрешением и детальностью. Так в ряде публикаций отмечается наличие внутриплитных тектонических деформаций в глубоководных котловинах Центральной Атлантики [4,5], в том числе совсем молодых вплоть до современных в котловинах Зеленого Мыса [6] и Бразильской [7. Высокоразрешающая сейсмоакустическая съемка, выполненная в этих котловинах в 32-м рейсе НИС «Академик Иоффе» с узколучевым параметрическим профилографом «SES-2000 deep», показала, что часть этих структур, а возможно и остальные имеют скорее седиментационную природу.

Реализованный в профилографе «SES-2000 deep» параметрический эффект нелинейной акустики, высокая частота акустического сигнала 5-6 кГц, высокая интенсивность зондирования (несколько излучений в секунду, в противоположность 1 излучению в 5-7 сек для стандартных линейных профилографов) обеспечивают высокое вертикальное разрешение профилей SES (в глубоком океане первые десятки сантиметров) и особенно их большую латеральную детальность.

Пликативные деформации и разломы

Пликативные и разрывные деформации можно наблюдать на профилях SES в зоне перехода от поднятия Сьерра-Леоне в одноименную котловину (рис.2) и в западной части Бразильской котловины в районе хребта Триндади-Виктория (рис.3).

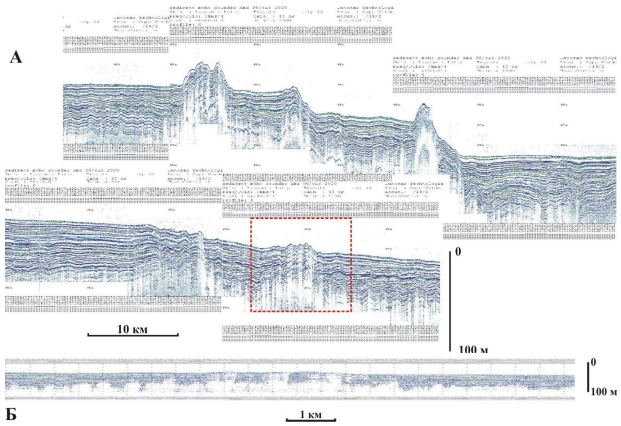


Рис. 2. Профиль SES в зоне перехода от поднятия Сьерра-Леоне в одноименную котловину.

Однако эти структуры видны на «сжатых» разрезах с сильным искажением реальных масштабов, которые обычно получаются при редкой частоте излучения. Для приведенного на рис.2А профиля соотношение вертикального и горизонтального масштабов составляют примерно 1:110 (просуммировано 18 соседних трасс). Благодаря высокой интенсивности излучений профилографа «SES-2000 deep» на полученных разрезах расстояние между соседними трассами на порядок меньше. При выводе без накапливания искажение масштабов

существенно меньше, что позволяет получать более реальную картину.

Для фрагмента профиля (красный прямоугольник), приведенного на рис.3Б, соотношение масштабов 1:5.5, т.е искажения в 20 раз меньше. Вместо казалось бы четких пост- или конседиментационных складчатых деформаций [6] на детальных профилях SES наблюдаются осадочные формы больше похожие на структуры облекания. Явных разрывных нарушений в этой части осадочной толщи также не выявлено. Однако наблюдается множество локальных акустических аномалий, некоторые из которых на недостаточно детальных сейсмических профилях могут создавать подобие разломов. Можно предположить, что большая часть структур, интерпретируемых как неотектонические пликативные и разрывные деформации [6], в действительности скорее образовались в процессе седиментогенеза в результате деятельности прежде всего придонных течений (подобно осадочным волнам). Миграция газа и жидких флюидов в осадочной толще также, по-видимому, частично ответственна за формирование подобных локальных структур.

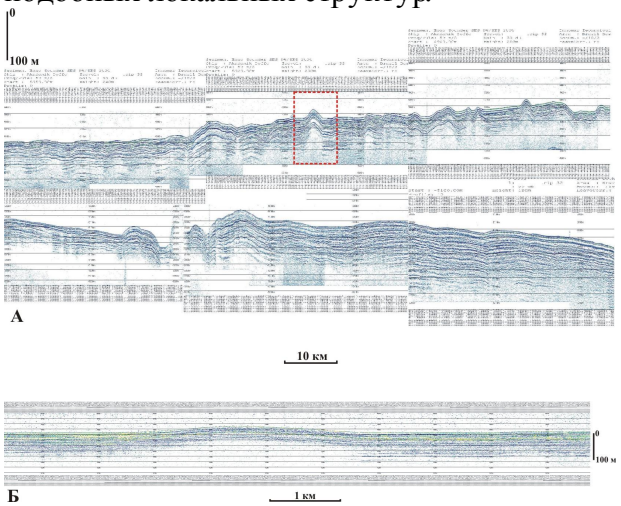


Рис. 3. Профиль SES в Бразильской котловине у подножия хребта Триндади-Виктория.

Диапироподобные структуры

В 32-м рейсе НИС «Академик Иоффе» пересечено несколько т.н. «диапиров» [4,5] (рис.4). В структуре осадочного конуса под пачкой согласных рефлекторов наблюдается прозрачная акустическая аномалия, на которой резко обрываются прилегающие глубокие рефлекторы. Образование этой структуры дискуссионное в зависимости от её до-, кон- или постседиментационной природы (погребенный древний выступ базальтового фундамента, палеовулкан или магматический диапир, прорвавший осадки). Локальный внутриплитный вулканизм в океанах достаточно редкое явление, поэтому подобные предположения требуют взвешенного анализа региональной геодинамики и тектоно-магматической истории. Прозрачные акустические аномалии наблюдаются в газонасыщенных осадках. Газы при миграции вверх также образуют в поверхности дна невысокие холмики (dome). Подобные аномалии также могут быть признаком мигрирующих жидких флюидов (горячие растворы и т.п.).

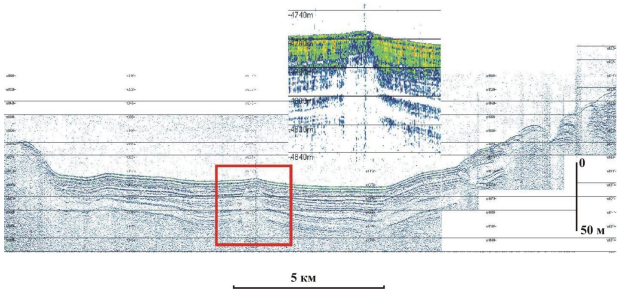


Рис. 4. Фрагмент профиля SES в районе подводных гор Байя (масштабы 1:45), на врезке показан диапир.

Диапировые структуры в виде конусообразных акустически прозрачных зон внутри стратифицированных отложений выявлены в Канарской котловине в 24-м рейсе НИС «Академик Курчатов». Согласно публикациям, подобные «структуры протыкания» развиты и в других котловинах Центральной Атлантики. Большинство исследователей, включая автора, связывают их образование с седиментогенезом. Такие «деформации», можно рассматривать как складки уплотнении, структуры облекания образующиеся при переотложении и дифференцированном уплотнении осадков над погребенными поднятиями. Осадки на сводах размываются и переносятся в прилегающие впадины, образуя квази-складчатую структуру. Этот механизм

рассматривался нами для Центральной котловины Индийского океана на основании репрезентативных данных глубоководного бурения [15].

Заключение

На основании новых данных, собранных в глубоководных котловинах Атлантического и Индийского океанов в интерьере литосферных плит, можно сделать два следующих вывода.

1. Выделение областей внутриплитных деформаций океанской литосферы (зон диффузных границ плит) на основании только моделирования кинематики движения литосферных плит носит в некоторой степени спекулятивный характер. Окончательные выводы можно сделать только на основании обобщения фактических геофизических данных. Подобные исследования должны быть первичными и приоритетными, а модельные схематические построения правомочны для уточнения процессов в участках недостаточной съемки.

2. Сейсмоакустическая съемка супер высокого разрешения с новым узколучевым параметрическим профилографом «SES-2000 deep» показала, что структуры в верхней части осадочного чехла внутриплитных глубоководных котловин Атлантики, которые интерпретировались ранее как неотектонические деформации на самом деле, скорее, образованы процессами седиментогенеза. Низкая детальность стандартных методов сейсмического профилирования может приводить к подобным неправильным выводам. Для проверки этого предположения необходима детальная съемка в области их распространения.

Литература

1. *В.Г Казьмин., О.В Левченко.* Современные деформации индоокеанской литосферы // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 159-175.
2. *О.В. Левченко.* Глубоководные котловины Индийского океана. Центральная котловина: геофизические поля, строение коры и внутриплитная тектоника // Литосфера Индийского океана (по геофизическим данным). Киев: НауковаДумка, 1990. С.56-69.
3. *О.В. Левченко.* Рейс #KNOX066RR научно-исследовательскогосудна «Роджер Ревелл» 2007 г., геолого-геофизические исследования на Восточно-Индийском хребте // Океанология. 2009. Т.49. №6. С.947-954.
4. *А.О. Мазарович.* Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.:Научный мир.2000. 176 с.
5. *Д.Ю. Пущаровский, А.О. Мазарович, С.Г. Сколотнев.* Неотектоника океанского дна (Центральная Атлантика) // Геотектоника 2010, №2, С.3-16.
6. *С.Г. Сколотнев, С.Ю. Колодяжный, Н.В. Цуканов и др.* Неотектонические структуры в зоне сочленения Зеленомысского поднятия и абиссальной котловины Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Геотектоника 2009, №1, С.59-77.
7. *С.Г. Сколотнев, А.А. Пейве.* Новые данные о неотектонических деформациях дна на западном фланге Бразильской котловины (Южная Атлантика) // Доклады Академии Наук 2010. Т.430. №6. С.792-796.
8. *M. Delescluse, N. Chamot-Rooke.* Instantaneous deformation and kinematics of the India-Australia Plate // Geophys.J.Int. 2007. V.168, p.818-842.
9. Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin // Memoir № 39. Geological Society of India, Bangalore. 1998. 250 p.
10. *O.V. Levchenko.* Tectonic aspects of intraplate seismicity in the northeastern Indian Ocean // Tectonophysics. 1989. V. 170. P.125-139.
11. *D.E. Petroy, D.A. Wiens.* Historical seismicity and implications for diffuse plate convergence in the Northeastern Indian Ocean // J.Geophys.Res. 1989. V.94. P.12301-12319.
12. *J-Y. Royer, R..G. Gordon.* The motion and boundary between the Capricorn and Australian plates // Science. 1977. Vol.277, p.1268-1274.
13. *J.K. Weissel., R.N. Anderson., C.A. Geller.* Deformation of the Indo-Australian plate // Nature. 1980. V. 287. P. 284-291.
14. *D.A. Wiens, Ch. DeMets, R.G. Gordon.* A diffuse plate boundary model for INDIAN Ocean tectonics // Geophys.Res.Lett. 1985. V.12. P.429-432.
15. *О.В. Левченко, М.А. Левитан, Л.Р. Мерклин, В.Е. Милановский.* О природе деформаций турбидитов глубоководногоБенгальскогофэна // Доклады Академии Наук 1992. Т.326. № 5. С.871-877.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ, ЖЕЛЕЗО-КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И СТРАТИФОРМНЫХ РУД МЕТАЛЛОВ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ НА ОТМИРАЮЩИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОНАХ

Лазур О.Г.

Геологический институт Академии Наук РАН

Металлоносные высокоуглеродистые (черные) сланцы, железисто-кремнистые накопления (джеспилиты) и стратиформные руды металлов (в основном полиметаллы) в разновариантных парагенетических сочетаниях широко развиты в осадочных бассейнах, закладывающихся на отмирающих вулканических зонах, с раннего докембрия до современного возраста.

Полноразвитые вулканические зоны в нижней части разреза представлены коматиитами и базальтами толеитовой серии, образовавшимися в результате плавления верхней мантии в условиях геодинамического поднятия. Выше они сменяются основными, средними и кислыми вулканитами дифференцированной серии. В магматических очагах происходит ферритизация магм и выделение газово-жидких металлоносных флюидов в результате ассимиляции магмами окислов щелочных, щелочно-земельных металлов и водосодержащих минералов осадочных пород, попадающих в зону плавления [1]. В результате смены геодинамических условий поднятие сменялось погружением и на отмирающих вулканических зонах закладывались осадочные бассейны, в которые поступали металлоносные флюиды в виде современных курильщиков или источников.

Ассоциация металлоносных высокоуглеродистых сланцев и железокремнистых джеспилитов имеет место на Михайловском месторождении в регионе Курской магнитной аномалии (КМА). Железо-кремнистые отложения и черные сланцы накапливались в осадочном бассейне в период максимального развития трансгрессии, сменившись терригенными осадками с проявлениями кислых вулканитов на регрессивном этапе развития бассейна [1].

В Пхеннамском прогибе Сино-Корейского щита [2] металлоносный высокоуглеродистый сланцевый горизонт формировался в нижнекембрийском осадочном бассейне на позднедокембрийской вулканической зоне. В нем существовали протяженные узкие желоба – троги, в которых изливались спилиты и металлоносные термальные воды.

Со становлением Каракенгирско – Жаильминско – Успенской рифтовой системы в рамках Казахстанско – Тяньшанского эпикаледонского срединного массива в Центральном Казахстане связано образование фаменской железомарганцевой гидротермально (вулканогенно) – осадочной рудной формации [3]. Рудные месторождения образовались в результате функционирования гидротермально – магматической системы, возникшей при плавлении мантийного вещества. Континентальная кора в зонах рифтогенеза подвергалась дроблению, утоньшению и была пронизана поднимающимися по глубинным разломам флюидными расплавами и растворами. В период растяжения и опускания на отмирающей вулканической зоне заложился верхнепалеозойский осадочный бассейн, в который разгружались термальные металлоносные флюиды. В нем накапливались черные сланцы, кремнистые и карбонатные осадки, обогащенные микро- и макрофауной, и формировались месторождения марганца, стратиформные месторождения свинца, цинка, сурьмы, олова, сидеритовых и пиритовых руд.

В современных океанах в срединно-океанических рифтовых зонах описаны черные курильщики [4] окруженные

полями циано –бактериальных и водорослевых матов (оазисы жизни). Железо-кремнистые отложения и железо – марганцевые конкреции накапливались на несколько удаленных фациях бассейнов.

Намечается общая для проанализированных регионов схема процесса: эволюционное развитие магматизма и вулканизма в результате плавления верхней мантии, формирование высокотемпературных металлоносных флюидов на стадии отмирания вулканических зон и их разгрузка в закладывающихся осадочных бассейнах на фоне общего геодинамического погружения. Этот процесс совершенно не отменяет, а добавляет рудные компоненты к сносу им подобных с выветриваемых и размывающихся зон суши.

Литература

1. *Лазур О.Г.* Осадочно-вулканогенные комплексы раннего докембрия и их железоносность. Москва, ГЕОС, тр.ГИН, вып.588. 2009
2. *Созинов Н.А.* Металлоносные углеродистые отложения Пхеннамского прогиба Сино-Корейского щита. Москва, ГЕОС, тр.Гин, вып.579, 2008.
3. *Веймарн А.Б.* Фаменский вулканизм Казахстана как индикатор геодинамических обстановок и рудоносности //Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Ата: Чалым.1991,С 203-211.
4. *Лодье Л.* Оазисы жизни в океане. Москва: Гидрометеоиздат, 1990.

ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИКИ РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУР ЗЕМЛИ ПО ДИСТАНЦИОННЫМ МАТЕРИАЛАМ

Лаптева Е.М., Лаптева Н.И.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(lama.mus.un@mail.ru)

Большинство исследователей считает, основываясь на внешних проявлениях, прежде всего вулканизме и сейсмичности, важнейшим определяющим фактором развития нашей планеты эндогенные источники энергии [1]. Рифтогенез – ведущий геологический процесс формирования и развития материков. Поэтому весьма актуальным следует считать изучение морфоструктурных особенностей рифтогенных систем Земли.

В основу неотектонического анализа положено изучение региональных морфоструктурных особенностей внутриматериковых рифтовых зон. Исследования земной поверхности с помощью материалов дистанционного зондирования из космоса – одно из наиболее перспективных направлений структурной геоморфологии. Отображение новейшей геодинамики на космических снимках в виде совокупности морфоструктурных элементов и районов локализации активных эндо- и экзогенных процессов представляет особый интерес при изучении морфотектоники этих районов.

Морфологические черты материкового рифтогенеза являются следствием глубинных процессов. Тектонические структуры проявляются в облике земной поверхности в высотном поле рельефа, в его расчлененности, в плановом рисунке форм рельефа и их морфогенетических чертах. Изучение рельефа материковых рифтов позволяет выявить важные черты различия между отдельными рифтовыми областями. Для ряда регионов выявлены новые черты глобальной структуры – разломы и линеаменты. Структурные элементы проявляются в неоднородности рельефа, повышенной трещиноватости и проницаемости коры, которые сопровождаются вулканическими формами (кальдеры, купола и т.д.). Анализ проводится по косвенным признакам, таким как графические образы морфоструктурного плана, отобразившимся на космических снимках.

Ряд структурных элементов рифтовых зон дешифрируются по морфологическим признакам: линейное расположение системы впадин, резкая смена в плановых рисунках гидросети, нарушения на поверхности плато, сложенных эффузивными лавами. Геодинамическая обстановка характеризуется широким развитием вулканизма: вулканические постройки, окруженные полями пирокластических пород, впадины с резко очерченными бортами.

Для целей детального анализа в Байкальской рифтовой зоне использованы дистанционные материалы в виде электронной карты Байкала, построенной по данным батиметрических измерений[2]. Теневое изображение показывает рельеф дна и боковых стен котловины, на которых выявлены многочисленные подводные сбросы, распределение уклонов дна и склонов (рис. 1). Самые глубокие участки котловин не имеют традиционно плоского характера, а имеют неровности и бугры, в которые могут логично вписываться недавно открытые грязевые вулканы. Обработка дистанционной информации по эхолотированию озера (батиметрические карты и поперечные профили) представила возможность детально оценить строение дна и бортов рифта, проанализировать морфологическую структуру этой геосистемы.

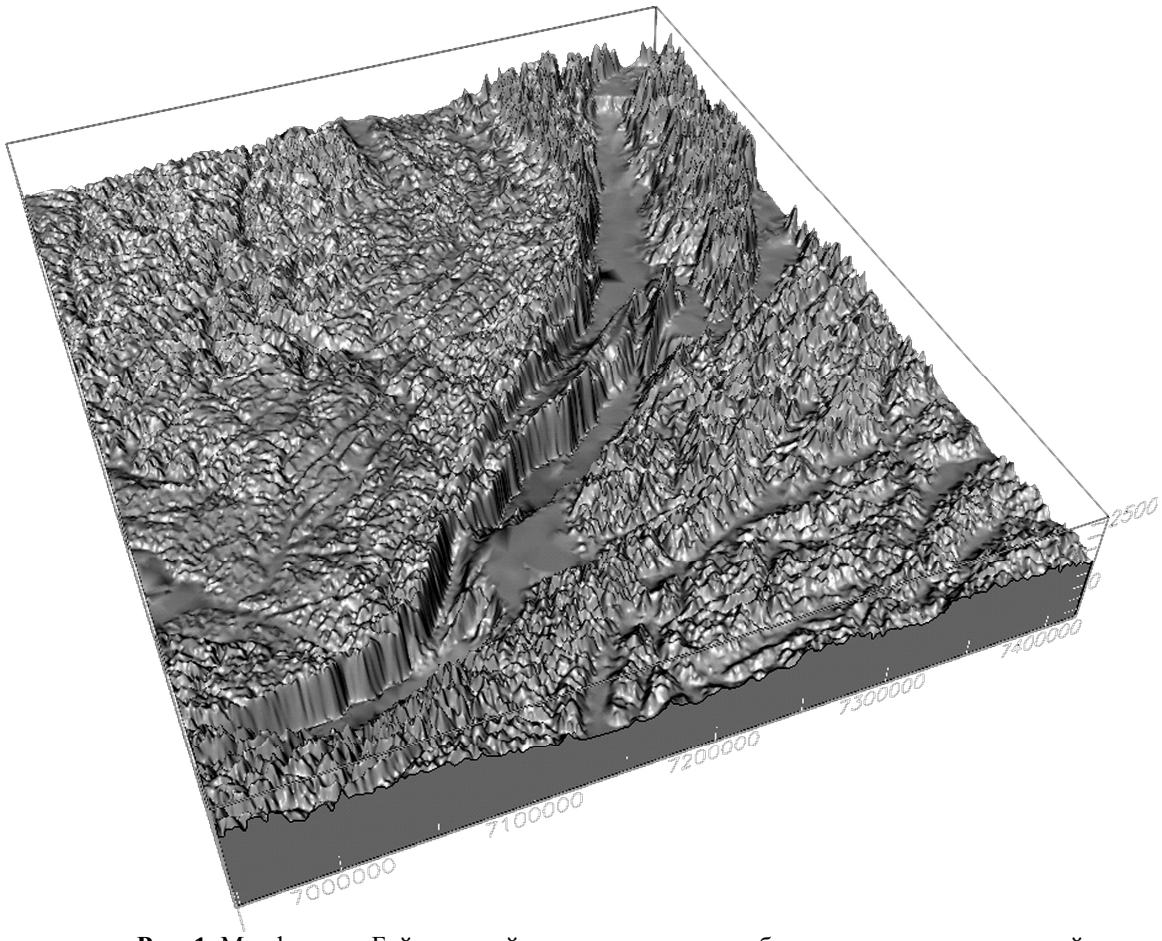


Рис. 1. Морфология Байкальской впадины по данным батиметрических измерений

Структура активных позднеплейстоценовых и голоценовых разломов Байкальской рифтовой зоны различна в зависимости от расположения в центральной части рифта или на его флангах. Строение водоразделов, плато и впадин, активизация гравитационных и эрозионных процессов свидетельствует о тектонической напряженности рифтогенных структур, сопровождающейся в условиях высокой сейсмичности их существенной подвижностью и перестройкой.

Одной из задач современной геодинамики рифтовых зон является выявление активных разломов. Для изучения и картографирования геодинамической природы и направленности развития рифтогенных структур применяется комплекс методов дистанционных исследований: геофизических, геологических, картографических. Большой вклад в изучение структуры земной коры внесла в последние годы съемка земной поверхности из космоса, которая позволяет уточнить положение и протяженность отдельных структурных элементов.

Результаты таких исследований могут быть использованы для разработки региональных моделей геолого-геофизического строения материковых рифтовых зон.

Литература

1. *В.Е. Хаин.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). Изд-во: Научный мир, 2001, 606 с.
2. Проект INTAS 99-1669 Team, October 2002. http://www.lin.irk.ru/intas/maps.htm

ОСОБЕННОСТИ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ РЕГИОНАЛЬНОГО МАСШТАБА

Ларин Г.В.

ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Москва, Россия (G_Larin@gwise.vniigaz.gazprom.ru)

Освоение новых нефтегазоносных территорий должно начинаться с комплексного анализа всех предшествующих геолого-геофизических данных и, прежде всего, сейсморазведочных, которые являются основой построения региональной геолого-геофизической модели.

В данной работе мы рассмотрим следующие этапы процесса геологического изучения новых территорий:

- Сбор и анализ ранее полученной геолого-геофизической информации;
- Переобработка и интерпретация геофизических данных на современном технологическом уровне;
- Создание единого сейсмического интерпретационного проекта;
- Создание базы геолого-геофизических данных.

Использование архивных сейсмических данных для анализа и интерпретации в современных промышленных системах обработки и интерпретации для построения региональной модели нефтегазоносности позволяет проводить оценку перспективности территорий без существенных финансовых затрат на новые геологоразведочные работы (сейсмические, бурение).

Создание региональных интерпретационных сейсмических проектов, на основе сейсмических съемок, покрывающих значительные площади и полученных на протяжении нескольких десятков лет, считалось ранее нецелесообразным, не только из-за ограниченных возможностей компьютерной техники, но и вследствие отсутствия интереса у большинства недропользователей.

Однако, с развитием вычислительных средств и специализированных программных комплексов, данная задача в настоящее время оказалась решаемой, а геофизики и геологи получили возможность анализировать сейсмические данные в едином компьютерном проекте с удобной и быстрой визуализацией сейсмических наблюдений разных лет и более наглядно обосновывать структурные построения.

В современных сейсмических интерпретационных системах [1] в единый проект могут быть включены сейсмические профили, полученные в разные годы (десятилетия) в различных сейсмогеологических условиях (суша, море, транзитная зона) на огромной территории и с различными характеристиками наблюдений.

Общая суммарная протяженность включаемых профилей практически неограниченна (сотни тыс. пог. км., десятки млн. сейсмотрасс).

Профили могут иметь произвольные шаги между трассами (от 6,25 до 100 м), шаги дискретизации и различную кратность суммирования в одном проекте (от 12-ти до 120-х и более). Программный интерпретационный комплекс обеспечивает возможность включения 2D- и 3D-съемок в единый проект.

Переобработка сейсмических данных для включения архивного сейсмического материала в единый интерпретационный проект обязательна в следующих случаях:

- неудовлетворительное качество архивных сейсмических временных разрезов (как правило до конца 80-х начала 90-х годов);
- отсутствие скоростных параметров среды;
- необходимость проведения специальной углубленной обработки;
- после проведения процедуры ремастеринга (оцифровки).

Типовой граф обработки сейсморазведочных данных упрощенно можно разделить на 3 основных блока (этапа).

1.ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОБРАБОТКА;
2.СТАНДАРТНАЯ ОБРАБОТКА;
3.СПЕЦИАЛЬНАЯ (ИНТЕРПРЕТАЦИОННАЯ) ОБРАБОТКА (Обработка с сохранением соотношения амплитуд для аттрибутного анализа. Миграционные преобразования до суммирования и построение глубинно-скоростной модели среды на основе престек миграции.)

В региональных проектах с использованием архивных данных очень важным и трудоемким оказывается именно 1-й этап обработки, особенно ввод геометрии и координатная привязка.

На 2-м этапе, как правило, трудности связаны с малой кратностью наблюдений в материалах старых съемок.

Третий этап особенно важен для изучения морских территорий, где данные бурения всегда скудны.

Возможности современной специальной обработки данных сейсморазведки позволяют построить надежную глубинно-скоростную модель нефтегазоносного региона на основе глубинной пластовой сейсмической миграции.

Особенно это актуально для региональных задач, в которых, как правило, данные по скважинам недостаточны.

На рисунке 1 приведены модельные результаты построения глубинно-скоростной модели среды на основе скоростного миграционного анализа и миграции до суммирования (или – престек миграции) и их сравнение с результатами стандартного глубинного разреза полученного в результате стандартной обработки - временной миграции после суммирования.

Цветом обозначены значения интервальных скоростей модели, а сейсмотрассами – амплитуды временного разреза. Результаты престэк миграции соответствуют реальному строению среды, заданной в модели. Особенность данной скоростной модели в наличии контрастного по скорости маломощного пласта (обозначен коричневым цветом) с интервальной скоростью в 4200 м/с. Скорости в вышележащем слое – 5600 м/с, нижележащего слоя 5800 м/с. Как видно даже такая не особенно сложная модель изображается на результирующем временном разрезе (а) неадекватно. [2].

Современные методы миграционного скоростного анализа позволяют не только определять скорости распространения продольных волн Vp, но и скорости поперечных волн Vs по сейсмозаписям обменных волн (PS), (при многокомпонентных наблюдениях). А это дает уже дополнительные данные о физических свойствах среды, в частности коэффициент Пуассона, который определяется отношением Vs/Vp).

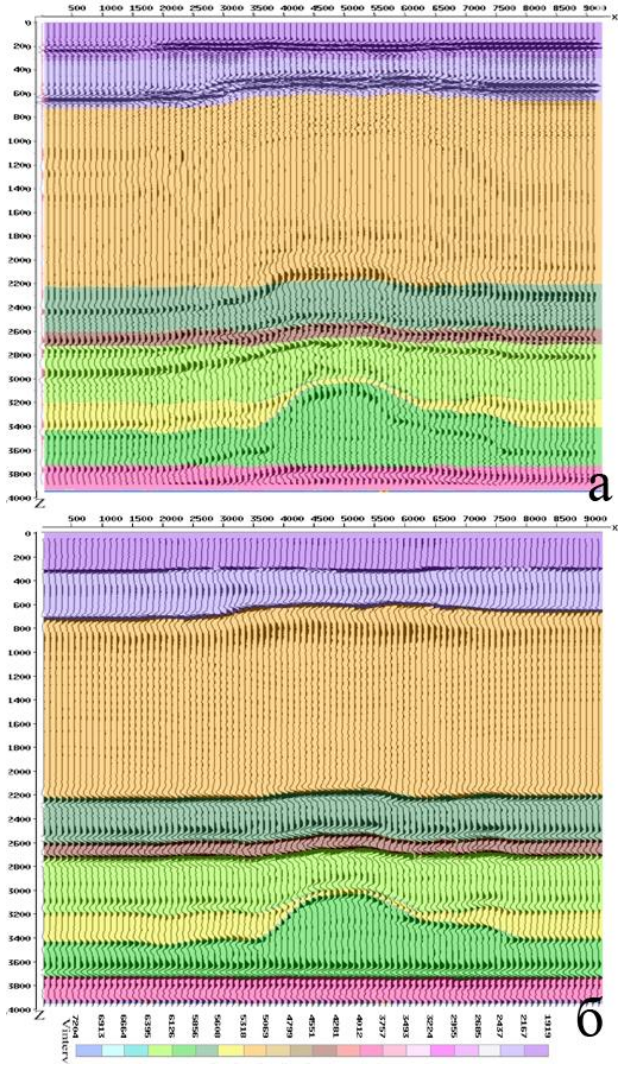


Рис. 1. Корректное построение глубинно-скоростной модели среды на основе миграции до суммирования: а) – стандартная обработка и временная миграция после суммирования; б) - глубинная миграция до суммирования

Основой геологической модели региона мало разведанного бурением - сейсмический интерпретационный проект, расположенный на рабочей станции или персональном колмпьютере. Его основные составляющие:

- совокупность всех сейсмических данных:
- профили (с различными вариантами обработки),
- кубы 3D-сейсмики,
- скоростные кривые,
- данные ВСП,
- данные АК;
- данные скважинных наблюдений;
- геологические карты;
- географическая информация (карты) и пр.

Региональный интерпретационный проект (Рис.2а) может занимать площадь более 1 млн кв.км. Общая протяженность профилей в нем - сотни тысяч погонных километров. Сеть профилей обычно неравномерна. Объединяет десятки тысяч профилей.

Стандартный проект (рис.2б), обычно включает одно (два) месторождение или лицензионный участок. Его площадь не превышает, как правило, 1000 кв.км., суммарная протяженность профилей до 1000 пог.км. Сеть профилей – равномерная или квазиравномерная. В проекте –10-50 профилей.

Автор участвовал в реализации регионального проекта, покрывающего площадь более 1000х1200 км^2, в который было включено более 60 тыс. пог. км. сейсмических временных разрезов МОГТ-2D с разной степенью детальности, полученных с 1980-го по 2008 год.

В едином проекте анализировались сейсмопрофили, полученные на суше, на море, и даже в транзитных зонах (на мелководье). Особенностью сейсмических материалов являлись: разномасштабность и разнохарактерность съемок, различные условия наблюдений, разные шаги между трассами и шаги дискретизации. Часть профилей проекта была переобработана, часть исходных сейсмоданных не сохранилась и была введена в проект путем ремастеринга (оцифровки).

На рисунке 3 приведен композиционный профиль из фрагментов профилей данного регионального сейсмического проекта. Черными тонкими вертикальными линиями показаны пересечения временных разрезов архивных съемок разных лет от 1986 до 2007-го года. Несмотря на разницу во времени проведения сейсмических работ прослеживаемость опорных горизонтов на пересечениях разных профилей проекта вполне удовлетворительная.

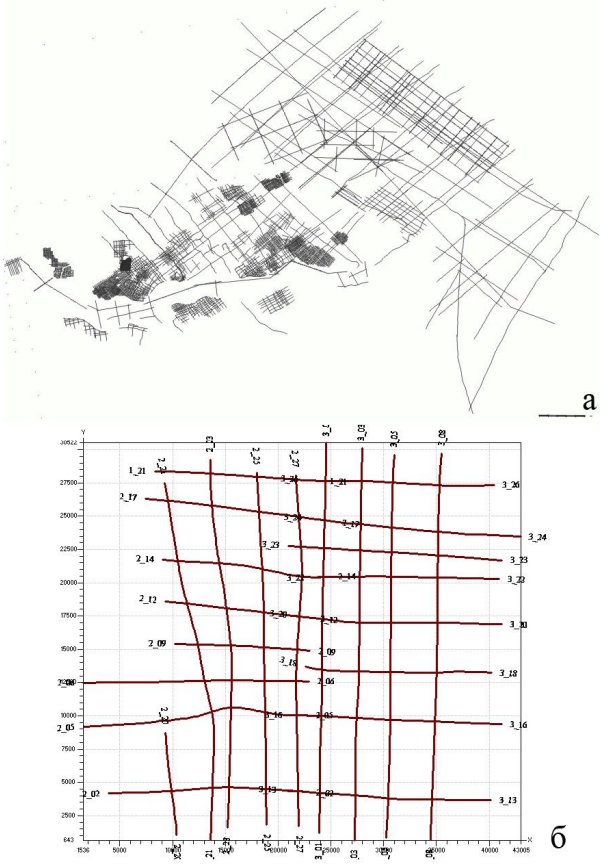


Рис.2. Схемы регионального (а) и стандартного (б) интерпретационных сейсмических проектов.

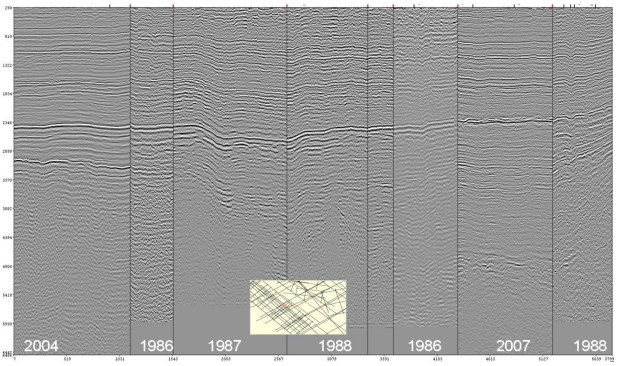


Рис.3. Композиционный профиль из регионального проекта

На рисунках 4 и 5 показаны примеры использования в едином интерпретационном проекте архивных сейсмопрофилей после переобработки и после ремастеринга совместно с профилем из новейшей съемки 2007 г. Основные горизонты уверенно прослеживаются на обоих разрезах.

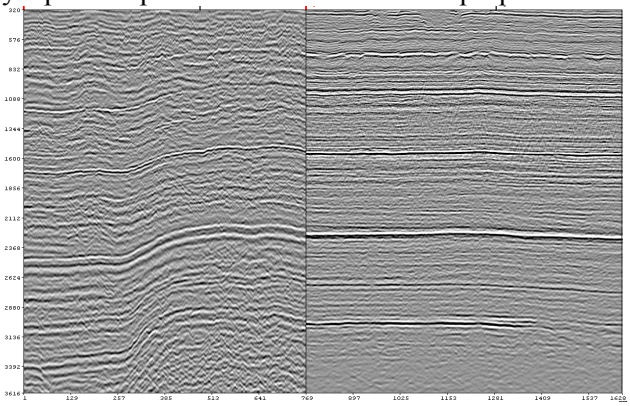


Рис.4. Пересечение переобработанного профиля 1986-го года (слева) с профилем 2007 года (справа)

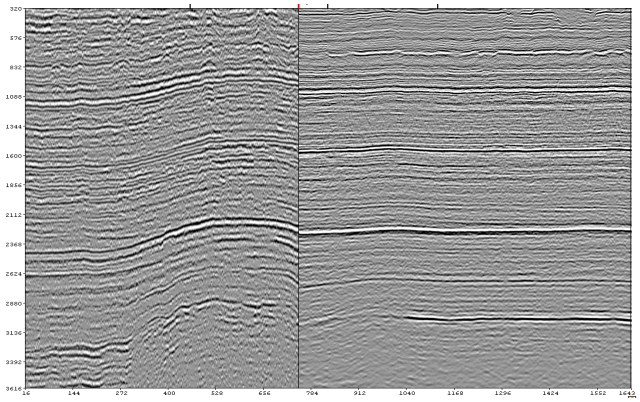


Рис.5. Пересечение оцифрованного профиля 1988-го года (слева) с профилем 2007 г.(справа)

Безусловно частотный состав и разрешенность разреза из современной съемки выше, но следует заметить, что профили слева имеют схожие волновые картины, т.к. они расположены субпараллельно, а получены с интервалом в 2 года. Качество материала хорошее как на переобработанном профиле 1986-го года, так и на оцифрованном профиле 1988 г., что свидетельствует о возможности успешного использования оцифрованных данных в общем проекте.

Кнечно не все оцифрованные материалы можно использовать в полном объеме, например для атрибутного анализа, т.к. обработка в 80-е годы велась без сохранения соотношения амплитуд в сейсмограммах ОПВ. Но при оцифровке более поздних съемок, когда уже в графе обработки сохранение соотношения амплитуд было предусмотрено и качество обработки существенно выше, такой анализ проводить можно и нужно, т.к. современные способы ремастеринга и специальной постобработки позволяют «вытаскивать» многие сейсмические параметры из оцифрованного сейсмического временного разреза.

Современные сейсмические интерпретационные программные комплексы позволяют не только построить карты изохрон и структурные поверхности по основным отражающим комплексам в региональном проекте, в условиях неравномерной плотности сейсмопрофилей, но и получать карты сейсмических аттрибутов: мгновенных амплитуд, фаз, частот, распределение скоростей, и др. Эти данные могут использоваться для прогноза литологических свойств и условий залегания пород и для наполнения геологической модели. Условия использования данных возможностей при работе с архивными материалами - качественная переобработка с сохранением соотношения амплитуд сигнала в сейсмограммах ОПВ, и тонкая настройка параметров выравнивание амплитуд на профилях из разных съемок. В рассматриваемом проекте такие карты параметров были построены только по тем съемкам, которые удовлетворяли данным условиям хотя, сеть профилей при этом существенно разрядилась.

На рисунке 6 показана карта сейсмического атрибута мгновенная

амплитуда по одному из сейсмогеологических горизонтов.

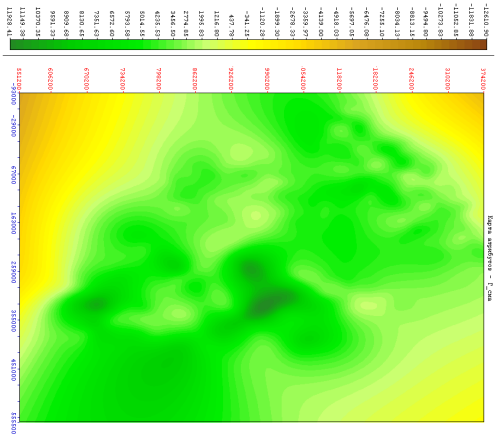


Рис.6. Карта мгновенных амплитуд по одному из сейсмогеологических горизонтов

Более темным зеленым цветом фиксируются увеличенные значения мгновенных сейсмических амплитуд, косвенно характеризующие качество глинистой покрышки. Как уже говорилось выше, не все архивные сейсмические профили могут быть использованы для расчета данного атрибута и построения карт, но даже по части профилей можно «откалибровать» соотношение сейсмических параметров и геологических свойств по уже разведанным месторождениям в регионе и спрогнозировать их на новые территории. Такой масштабный региональный сейсмический проект, фрагментарно показанный на вышеприведенных рисунках, впервые в отечественной практике, был реализован в ООО «Газпром ВНИИГАЗ» в рамках построения единой цифровой геолого-геофизической модели нефтегазоносности. Результаты интерпретации позволили не только проследить опорные сейсмические горизонты на значительной территории мало изученной разведочным бурением и построить структурный каркас модели, но и получить карты сейсмических параметров, (скорости, мгновенные амплитуды и др.), которые позволяют осуществить прогноз литологических характеристик разреза.

Опыт реализации данного регионального сейсмического проекта позволяет рекомендовать создавать т.н. *«постоянно действующие» региональные интерпретационные сейсмические проекты*, в современных программных интерпретационных комплексах (DV1-Discovery, DV-SeisGeo, например), которые позволяют [3]:

- оперативно (и интерактивно) получить доступ к различной сейсмогеологической информации,
- проводить анализ, а также пополнять проект новыми сейсмическими профилями уточняя и актуализируя данные для геологической модели,
- включать в дальнейшем более детальные съемки, в том числе кубы сейсмических 3D-съемок более поздних (ГРР).

Преимущество такого проекта в том, что он совмещает в себе, как динамичную *форму представления и анализа геолого-геофизических результатов*, так и является *базой сейсмогеологических данных*.

Выводы

Для оценки перспективности освоения новых нефтегазоносных территорий, актуальным в современных технологических условиях, является:

- построение *региональной геолого-геофизической модели*, на основе переобработки и интерпретации архивных сейсморазведочных данных;
- создание *«постоянно действующего» цифрового интерпретационного сейсмического проекта*, (развивающегося, параллельно с развитием ГРР).

Такой проект позволит привлечь для анализа всю необходимую информацию, для принятия управленческих решений по проведению дальнейших ГРР и оптимально распределить средства. Одновременно данный проект является эффективным способом мониторинга сейсморазведочных работ в регионе.

Цифровые **постоянно развивающиеся интерпретационные сейсмические проекты** являются основой сейсмогеологических экспертных баз знаний и совместно с **цифровыми региональными геологическими моделями** в ближайшей перспективе

должны стать ключевым звеном обоснования направления ГРР на отраслевом и государственном уровне

Литература

1. *Г.В. Ларин*. Использование отечествен- ных обрабатывающих систем для построения геологических моделей. // Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России до 2030 г. Сб. научн. тр. – М.: Газпром ВНИИГАЗ, 2010. - С.156-160.
2. *Ларин Г.В., Попов В.В.* Технология построения глубинно-скоростной модели среды на основе послойной миграции до суммирования // Тезисы международной конференции SEG. - М.: 2003.
3. *Ларин Г.В.* Эффективный компьютер-ный инструментарий геолога и геофизика при изучении нефтегазового месторождения // Геофизика, - 2010. - №3, - С.1-13

МАГНИТНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ТРАППОВОЙ ПРОВИНЦИИ (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Латышев А.В. [а], Марков Г.П. [б], Павлов В.Э. [б], Цельмович В.А. [в].

[а] МГУ имени М.В.Ломоносова, геологический факультет, Москва, (anton.latyshev@gmail.com)
[б] Институт физики Земли РАН им. О.Ю.Шмидта, Москва, (gpmarkov@yandex.ru)
[в] Геофизическая Обсерватория «Борок», Ярославская область, (tselm@mail.ru)

Маймеча-Котуйская пермо-триасовая вулканическая провинция расположена в северной части Сибирской платформы на границе с Енисей-Хатангской впадиной, в 500 км к северо-востоку от Норильска и к северо-западу от Анабарского щита. Эта провинция представляет особенный интерес, поскольку щелочные вулканические породы здесь преобладают над толеитовыми базальтами, типичными для трапповой формации Сибирской платформы. В настоящее время существует проблема корреляции маймеча-котуйских вулканитов с эффузивными породами других районов Сибирской трапповой провинции (в частности, с Норильским районом) и достоверной оценки длительности и объемов вулканизма на севере Сибирской платформы. В палеомагнитных лабораториях МГУ и ИФЗ РАН проводятся палеомагнитные исследования, призванные решить эту проблему.

В бассейне р. Котуй разрез вулканических пород представлен двумя свитами: арыджангской и онкучакской (нижняя свита коготокской серии). Арыджангская свита сложена щелочными ультраосновными породами: авгититами, меланефелинитами, залегает на угленосных песчаниках тунгусской серии и перекрывается онкучакской свитой. Онкучакская свита сложена базальтами и долеритами. Наиболее полные и представительные разрезы обеих свит (разрез арыджангской свиты на левом берегу р. Котуй в 4 км ниже устья р. Медвежьей и разрез онкучакской свиты на правом берегу р. Котуй в 10 км ниже пос. Каяк) подверглись детальным палеомагнитным исследованиям, в результате чего были получены палеомагнитные направления, а также выделены пульсы вулканической активности [1,2].

Цели данного исследования – изучение магнитной минералогии вулканитов арыджангской и онкучакской свит, доказательство первичности намагниченности в этих породах, установление причин различия в качестве палеомагнитного сигнала в разных частях разреза. Исследования проводились в лаборатории Главного геомагнитного поля и Петромагнетизма ИФЗ РАН и Геофизической Обсерватории «Борок».

В разрезе онкучакской свиты «Труба» в 10 км ниже пос. Каяк по правому берегу Котуя обнажаются 42 лавовых потока и 20-метровая пачка туфов в нижней части разреза. Как было установлено в результате изучения шлифов, все эти потоки сложены базальтами и долеритами. Долериты имеют пойкилофитовую структуру, состоят из плагиоклаза (андезин – лабрадор) и клинопироксена. Субидиоморфные лейсты плагиоклаза прорастают через более крупные ксеноморфные зерна клинопироксена. В небольших количествах присутствуют рудные минералы, редко – вкрапленники оливина, полностью замещенного иддингситом и боулингитом. Базальты имеют афировую или редкопорфировую структуру, вкрапленники плагиоклаза занимают не более 5% объема породы. Редко встречаются вкрапленники клинопироксена и полностью замещенного оливина. Основная масса имеет интерсертальную или гиалопилитовую структуру и сложена клинопироксеном, плагиоклазом и рудными минералами, а также стеклом, замещенным вторичными

минералами – карбонатами, цеолитами, хлоритом.

По характеру палеомагнитной записи в разрезе выделяются 4 группы потоков:

1) Потоки 1-3 – ясный палеомагнитный сигнал;

2) Потоки 4-15 – плохая палеомагнитная запись, не позволяющая выделить палеомагнитные направления;

3) Красная корка в кровле потока 15 – хорошая палеомагнитная запись;

4) Потоки 16-42 – хорошая палеомагнитная запись.

С целью установления причин различного качества палеомагнитного сигнала был проведен анализ термомагнитных кривых (зависимости магнитной восприимчивости, намагниченности насыщения, остаточной намагниченности от температуры) и выполнены микрозондовые анализы пород.

Анализ термомагнитных кривых позволил установить температуры Кюри в базальтоидах онкучакской свиты. Для групп 1, 2, 4 были получены точки Кюри 250-400°С, соответствующие титаномагнетиту (рис. 1). Кроме того, по кривым магнитной восприимчивости можно предположить присутствие в некоторых образцах незначительного количества магнетита (570°С) и более высокотитанистого титаномагнетита (100-120°С). Термомагнитные кривые Is(T), Irs(T) и к(T), как правило, хорошо соотносятся между собой; кривые Is(T) иногда показывают чуть более высокую температуру (на 10-20°), так как определяются не блокирующие температуры, а непосредственно точка Кюри. Таким образом, анализ термомагнитных кривых не показал магнитоминералогических различий между потоками с «хорошей» и «плохой» палеомагнитной записью. Образцы из группы 3 (красная корка) существенно отличаются от остальных групп: демонстрируют точки Кюри, близкие к магнетиту (550-570°С) и низкую магнитную восприимчивость по сравнению с другими группами.

Микрозондовые анализы пород проводились в Геофизической Обсерватории «Борок». Были проанализированы шлифы с хорошим палеомагнитным сигналом (группы 1,4), образцы с плохой записью (группа 2) и образцы из кровли потока (группа 3).

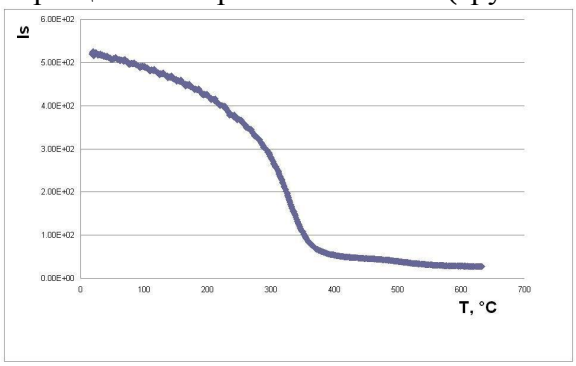


Рис. 1. Термомагнитная кривая Is/T Образец Т8, группа 1 (потоки 1-3). Онкучакская свита

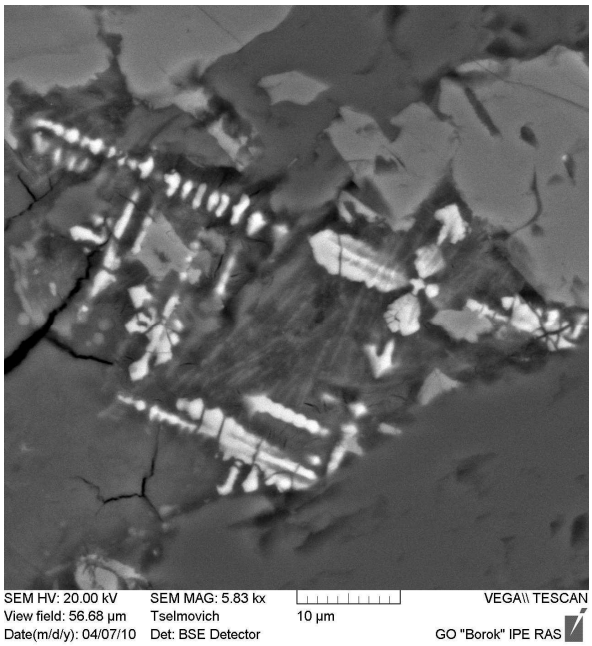


Рис. 2. Дендритные кристаллы титаномагнетита. Онкучакская свита

В образцах из потоков с хорошей палеомагнитной записью среди рудных минералов преобладает титаномагнетит, реже встречается ильменит. Титаномагнетит образует мелкие дендритные кристаллы (размер 1-5 микрон, рис. 2), гомогенные и неизмененные, образующиеся в результате быстрого остывания лавы. По составу титаномагнетиты образуют тесную группу 20-25%TiO_2 (рис. 3). Ильменит представлен мелкими игольчатыми кристаллами. Гомогенность титаномагнетита и отсутствие

вторичных изменений указывает на первичность намагниченности в породах.

В образцах из потоков с плохим палеомагнитным сигналом основные магнитные минералы - титаномагнетит и ильменит. Оба рудных минерала образуют более крупные кристаллы, чем образцы из предыдущей группы (размер до 100 микрон). В зернах титаномагнетита обнаружены структуры вторичного однофазного низкотемпературного окисления (рис. 4). В результате однофазного окисления, возможно, образовался титаномаггемит, но по данным микрозонда проверить это нельзя – минимальный размер зерен, определимых зондом, больше этих структур.

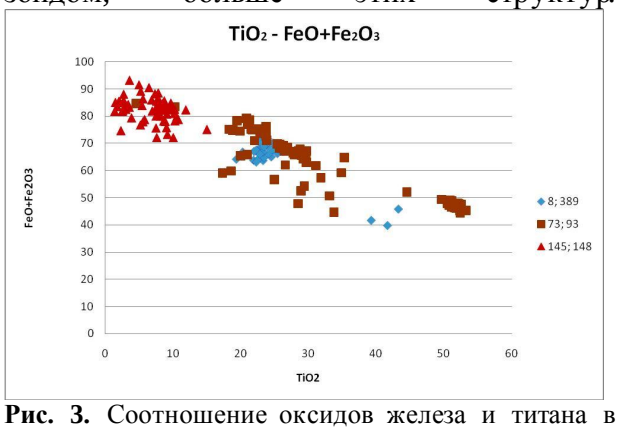


Рис. 3. Соотношение оксидов железа и титана в магнитных минералах пород онкучакской свиты. 8, 389 – группы 1 и 4; 73, 93 – группа 2; 145, 148 – группа 3

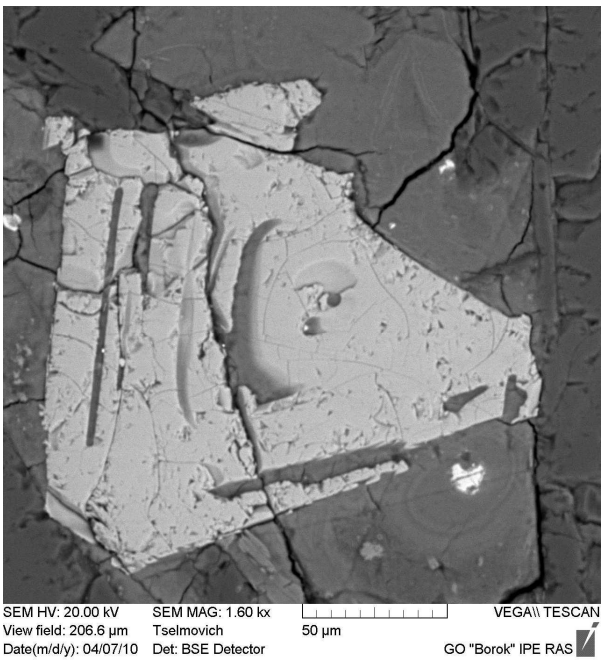


Рис. 4. Титаномагнетит со структурами вторичного однофазного окисления. Онкучакская свита

Микроструктура ильменитов свидетельствует о вторичных изменениях с образованием гемоильменитов – проверить это тоже нельзя по той же причине. По составу титаномагнетиты этой группы варьируют сильнее, чем образцы из предыдущей группы: 17-35% TiO_2 (рис.3).

Таким образом, основные магнитоминералогические отличия «плохих» образцов от «хороших» - более крупные кристаллы магнитных минералов, широкое развитие вторичных изменений, вариации состава титаномагнетита и более широкое распространение ильменита. Поскольку на термомагнитных кривых мы не видим существенных различий между «хорошими» и «плохими» потоками, вторичные изменения, скорее всего, не имели решающего значения для палеомагнитного сигнала. Возможная причина плохой записи – это различная доменная структура магнитных минералов. Из-за большего размера кристаллы титаномагнетита в «плохих» образцах могут иметь многодоменную структуру, которая обуславливает неустойчивость палеомагнитного сигнала.

В образцах из красной корки в кровле потока преобладает магнетит, также присутствуют хромшпинелиды. Есть как мелкие дендритные кристаллы (размером менее 1 микрона), так и более крупные зерна со структурами гетерофазного высокотемпературного окисления или чистого распада (рис. 5). Гетерофазное окисление, скорее всего, происходило в момент остывания породы. Несмотря на высокую степень вторичных изменений в породе, рудные минералы практически не изменены.

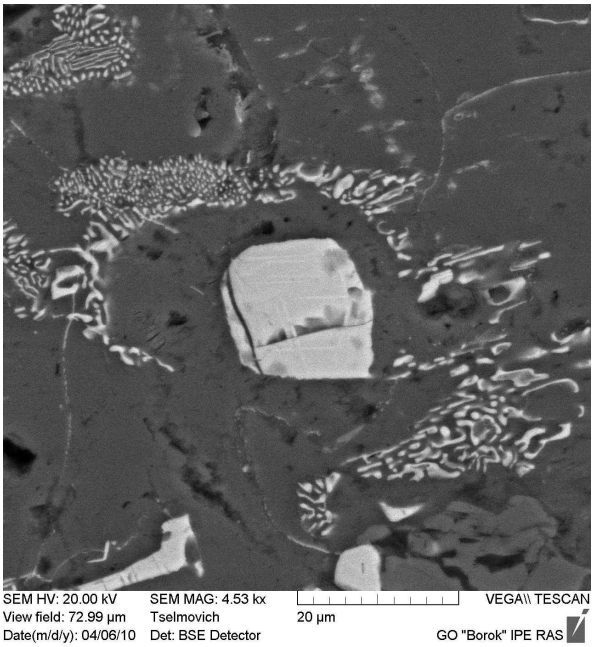


Рис. 5. Магнетит со структурами чистого распада или гетерофазного окисления. Онкучакская свита

В разрезе арыджангской свиты на левом берегу Котуя в 4 км ниже устья р. Медвежьей обнажаются 27 потоков щелочных лав: авгититов, авгитит-порфиритов, меланефелинитов, польценитов с редкими прослоями туфов. В ходе петрологических исследований было установлено, что нефелин и мелилит, ранее считавшиеся типичными минералами для арыджангской свиты [3], присутствуют лишь в нескольких потоках. Большая часть потоков сложена авгититами и авгитит-порфиритами, имеющими порфировую структуру, вкрапленники представлены клинопироксеном, реже - полностью замещенным вторичными минералами оливином. Основная масса сложена клинопироксеном, флогопитом, рудными минералами, нефелином, апатитом, как правило, сильно изменена, замещена хлоритом, серпентином, цеолитами, карбонатами. Польцениты – породы с порфировой структурой, вкрапленники оливина и клинопироксена (редко) составляют 10-15% породы. В интерсертальной основной массе преобладает мелилит, также присутствуют вулканическое стекло, нефелин, рудные минералы, оливин. Меланефелиниты сложены вкрапленниками клинопироксена (10%) в клинопироксен-нефелиновой основной массе.

Качество палеомагнитной записи варьирует от потока к потоку, но палеомагнитные направления были получены во всех потоках. Анализ термомагнитных кривых магнитной восприимчивости и намагниченности насыщения позволил установить, что в породах арыджангской свиты обычно присутствуют два минерала - носителя намагниченности с точками Кюри около 570°С (магнетит) и 480-530°С (вероятно, высокожелезистый титаномагнетит). На большинстве термокривых присутствует только одна из двух компонент, в некоторых образцах наблюдаются оба минерала (рис. 6). Микрозондовые исследования, планируемые в дальнейшем, помогут уточнить эти данные и доказать или опровергнуть первичность намагниченности.

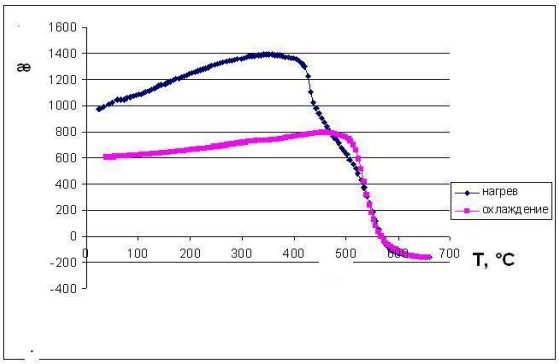


Рис. 6. Термомагнитная кривая æ/T. Образец 6-20, арыджангская свита.

Магнитоминералогические исследования вулканических пород онкучакской и арыджангской свиты позволили установить состав минералов – носителей намагниченности в лавах. Результаты микрозондового анализа базальтоидов онкучакской свиты доказывают первичность намагниченности в потоках с хорошим палеомагнитным сигналом (потоки 1-3, 16-42) и объясняют плохое качество палеомагнитной записи в потоках 4-15.

Работа выполнена при поддержке РФФИ грант №10-05-00557.

Литература

1. *Павлов В.Э. ,Флуто Ф., Веселовский Р.В., Фетисова А.М., Латышев А.В.* Вековые вариации геомагнитного поля и вулканические пульсы в пермо-триасовых траппах Норильской и Маймеча-Котуйской провинций. (в печати).
2. *Fetisova A., Pavlov V., Veselovskiy R., Latyshev A.* Paleomagnetism and magnetostratigraphy of the traps from Maymecha-Kotuy area, the Siberian large igneous province (Khardakhsky, Arydzhangsky and Kogotoksky formations, the Kotuy river valley). EGU, 2010.
3. *Fedorenko V., Czamanske G., Zen'ko T., Budahn J., Siems D.* Field and geochemical studies of the melilite-bearing Arydzhangsky Suite, and an overall perspective on the Siberian alkaline-ultramafic flood-volcanic rocks. Int. Geol. Rev. 42, 2000.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ АНТАРКТИКИ

Грикуров Г.Э., Лейченков Г.Л.

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия
(german_l@mail.ru)

Простейшие тектонические схемы Антарктиды появились около 100 лет назад на самых ранних этапах освоения материка. В первой половине прошлого века они носили сугубо умозрительный характер и основывались в первую очередь на аналогии с другими материками Южного полушария, прежде всего Южной Америкой и Австралией. В 1960–1970-ых годах были созданы более продвинутые обзорные картографические продукты, которые, однако, не выходили за пределы береговой линии Антарктиды. Среди отечественных ученых, занявших активную позицию в развитии представлений о тектоническом строении материка, расхождения во мнениях касались главным образом положения границы между гондванской Антарктической платформой и ее тихоокеанским складчатым обрамлением, а также возраста формирования кристаллического фундамента Восточной Антарктиды [1,3]. Преобладало представление о первичности земной коры континентального типа и существовании в пределах подавляющей части Антарктиды раннедокембрийского кристаллического цоколя.

Западные ученые, стоявшие на плитно-тектонических позициях, отстаивали мнение об аккреционном разрастании континентальной коры докембрийской Восточной Антарктиды за счет эокембрийско-фанерозойских конвергентных процессов на ее тихоокеанской окраине [4]. В вопросе о том, происходило наращивание континентальной коры в основном за счет смещения в сторону океана последовательно омолаживавшихся активных окраин или путем коллизионного присоединения крупных континентальных террейнов, неясности остаются до настоящего времени.

После составления в НИИ геологии Арктики и издания тектонической карты Антарктиды с подробной объяснительной запиской [2] наступил длительный период накопления дополнительных и переосмысления ранее известных материалов. В это время происходило формирование новых подходов к дальнейшему развитию тектонических исследований в рамках глобальных геодинамических концепций, пришедших на смену классической геосинклинально-платформенной парадигме. Существенную роль стали играть новые аналитические изотопно-геохимические данные, петрологический анализ условий образования горных пород материка, материалы геофизических исследований в окраинных морях Антарктиды, результаты наземных сейсмических работ и аэрогеофизических съемок во внутренних районах материка и на его шельфовых ледниках. Все эти достижения позволили существенно уточнить геодинамические модели в контексте становления и распада Гондваны.

На базе достижений последнего двадцатилетия составлена новая тектоническая карта Антарктики масштаба 1: 10 000 000, явившаяся результатом выполнения проекта МПГ 2007–2008 по инициативеМеждународной Комиссии ЮНЕСКО по геологической карте Мира (КГКМ). Как все современные карты, создаваемые под эгидой КГКМ, она опирается на принципиальные достижения тектоники плит; в то же время при разработке принципов легенды авторы стремились рационально использовать все

возможности проявления определенной гибкости, допускаемые сегодняшним состоянием развития этой теории.

Тектоническое строение Антарктики, отображенное на новой карте, в генерализованном виде воспроизведено на рисунке 1. Общая структура легенды наследует основной принцип, примененный в Международных тектонических картах Африки и Азии и некоторых других проектах КГКМ: для каждого выделяемого комплекса/элемента важнейшим классификационным критерием является геодинамическая обстановка его формирования, определяемая положением либо внутри литосферных плит, либо на их границах; при этом разделение структур по принадлежности к континентальной или океанической коре занимает вторичное положение по отношению к их геодинамической классификации. Исключается неоднозначное понятие «окраина плиты», и термин «окраина» используется строго в соответствии с его первоначальным определением, то есть в применении к континентальным областям, пограничным с океаном.

Структуры архея и большей части палеопротерозоя выделяются в самостоятельный блок, как возникшие скорее всего до установления глобального господства тектоники плит в пока не распознанных геодинамических условиях. Это аргументируется свидетельствами ведущей роли в становлении архейских комплексов фундамента Восточной Антарктиды процессов многократной переработки древнейшего изначального континентального субстрата при отсутствии выраженных признаков образования новой коры в конвергентных условиях за счет ювенильных источников. Тем самым ставится под сомнение возможность интерпретации геодинамики архея с позиций тектоники плит, которые постулируют возможность формирования континентальной земной коры только в конвергентных геодинамических обстановках и приписывают последним широкое развитие уже в раннем докембрии, чтобы объяснить возникновение подавляющего объема глобальной континентальной массы к началу неогея.

Палеопротерозойская эра была скорее всего переходной от «до-плитно-тектонических» геодинамических режимов к обстановкам взаимодействия литосферных плит, формирующим аккреционно-коллизионные складчатые пояса активных окраин и сутурных швов (орогены *s. str.*). Переходный характер геодинамики палеопротерозоя проявлялся в том, что в это время «сквозное» архейско-палеопротерозойское развитие раннедокембрийских массивов, формировавшихся еще по «до-плитному» геодинамическому сценарию, завершалось параллельно с зарождением процессов, свойственных тектонике плит.

Отчетливое усиление этих процессов в мезопротерозое привело к мощному коробразующему гренвильскому орогенезу, сопровождавшемуся интенсивной плутонической деятельностью и метаморфизмом высоких ступеней. Вдоль индоокеанского побережья материка гренвилиды образуют практически непрерывный пояс, облекающий архейские ядра; с большой долей вероятности они распространены под ледниковым куполом Восточной Антарктиды, а также несомненно присутствуют в инфраструктуре Трансантарктических гор и Западной Антарктиды.

Пан-африканское тектоническое событие, широко проявленное в Восточной Антарктиде, интерпретируется как дистальная (внутриплитная) реакция на формирование надсубдукционного орогена Трансантарктических гор, выразившаясяглавным образом в тектоно-магматической активизации гренвильских и в меньшей степени более древних докембрийских структур («телеорогенез»). Постулируемая главенствующая роль этого события в амальгамации Гондваны не находит подтверждения антарктическими данными.

Таким образом, в длительной докембрийской истории кристаллического фундамента Антарктиды явные признаки формирования континентальной земной коры за счет доминирующей роли конвергентных процессов, свойственных тектонике плит, фиксируются преимущественно в течение мезопротерозойской эры, закончившейся гренвильским орогенезом.

Последующие тектонические события носили подлинно орогенный характер только в тихоокеанском обрамлении материка, где выделяются эокембрийско-раннепалеозойский складчатый пояс Трансантарктических гор (росский ороген), ранне-(?)среднепалеозойская складчатая система северной оконечности Земли Виктории и западной части Земли Мэри Бэрд (борхгревинкский ороген), палеозойско-раннемезозойская складчатая система побережья моря Амундсена (амундсенский ороген) и мезозойско-кайнозойская складчатая область Антарктического полуострова (андский ороген, или Антарктанды). Росский и андский орогены занимают автохтонное положение, тогда как борхгревинский и амундсендский орогены могут представлять собой аллохтонные террейны.

Параллельно с субдукционно-аккреционным наращиванием континентальной коры Гондваны в антарктическом сегменте ее тихоокеанской окраины, в тыловой зоне фанерозойских орогенов и внутриплитных складчатых систем стали появляться признаки растяжения литосферы, первым сигналом которого послужило начало развития седиментационной впадины бассейна моря Уэдделла и формирования в ней промежуточного палеозойско-раннемезозойского(?)структурного этажа.

Направленность тектонической эволюции кардинально изменилась в середине мезозоя, когда после периода внутригондванского растяжения, рифтогенеза и континентального базальтового магматизма начался распад суперконтинента. Причиной было внедрение под литосферу центральной Гондваны обширнейшего астеносферного плюма Карру, геологическим индикатором которого в Антарктиде явился широко распространенный юрский базальтовый магматизм, а глобальным геодинамическим последствием – раскол гондванской литосферы и раздвиг ее фрагментов с образованием Южного океана.

Время, в течение которого проявились эти события, было минимальным в районе морей Уэдделла и Лазарева, наиболее близком к центру центра плюма. Здесь континентальный рифтогенез, базальтовый магматизм (включая формирование вулканической окраины) и отделение Африки от Антарктиды уложились в интервал 180–160 млн. лет. По мере удаления от центра плюма Карру его разрушительное воздействие на Гондвану постепенно ослабевало, так что в районе морей Космонавтов и Содружества при активизации рифтогенеза в поздней юре раскол континентальной литосферы произошел около 135 млн. лет назад и сопровождался (возможно, с некоторым запаздыванием) образованием дочернего(?) плюма Кергелен. В наиболее удаленной от «головы» плюма стороне материка, в районе морей Дюрвиля и Росса, «предраспадный» рифтогенез растянулся уже на 80 млн. лет, и формирование Западно-Антарктической рифтовой системы и отделение от Антарктиды австралийского и новозеландского блоков Гондваны произошло только в течение позднемеловой эпохи. Возобновление рифтогенеза в позднем кайнозое, (возможно, связанное с формированием нового астеносферного плюма), вызвало дополнительное растяжение Западно-Антарктической рифтовой системы и ознаменовалось интенсивным щелочно-базальтовым вулканизмом на площади около 5 млн. км^2.

Литература

1. *Воронов П.С.* О структуре Антарктики // Труды НИИГА. 1960. Т. 113. С. 5-24.
2. *Грикуров Г.Э.* Тектоническая карта Антарктики масштаба 1 : 10 000 000 // НИИГА. 1980.
3. *Ушаков С.А., Хаин В.Е.* Строение Антарктиды по геолого-геофизическим данным // Вестн. МГУ. 1965. №1. С. 3-27.
4. *Craddock C.* Tectonic map of Antarctica. In: Bushnell V.C. and Craddock C., eds. Geologic Maps of Antarctica. Antarctic Map Folio Ser. // Amer. Geograph. Soc., New York. Pl. XXI. 1970.

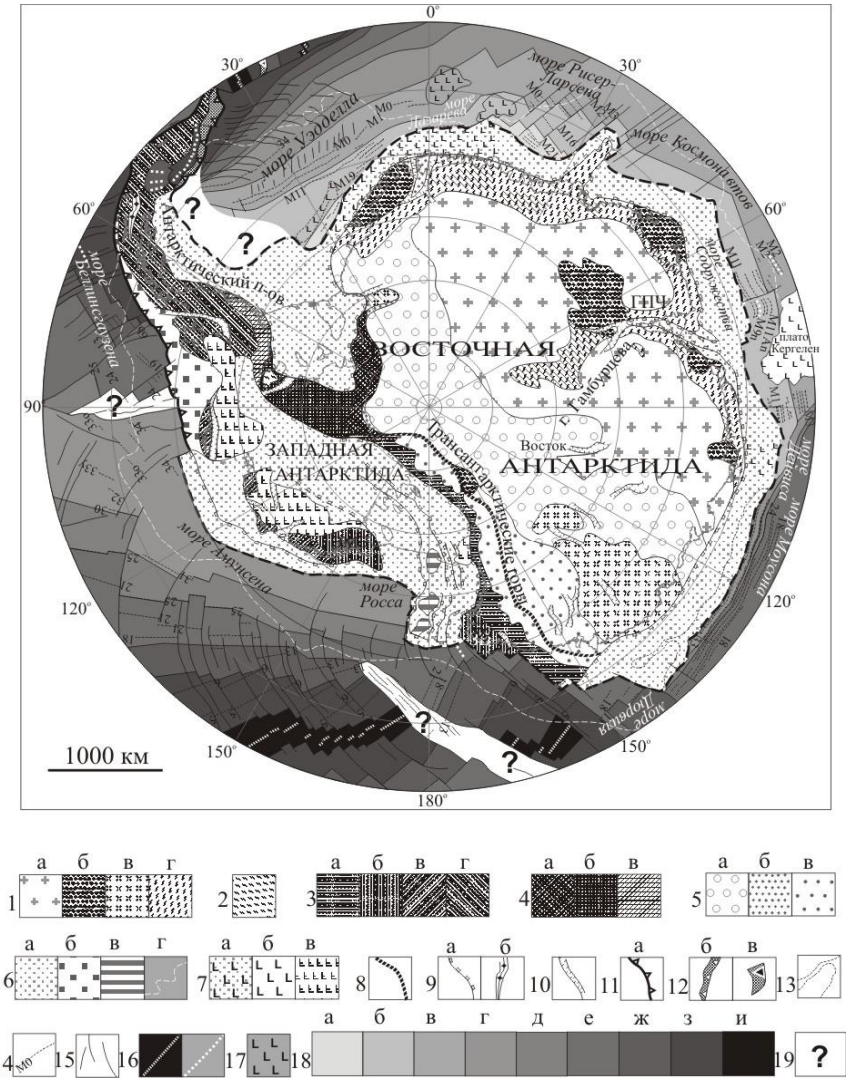


Рисунок 1 – Тектоническое строение Антарктики

1 – докембрийский фундамент Восточной Антарктиды: (а) нерасчлененный под ледовым куполом, (б) архейские ядра, (в) архейско-палеопротерозойские массивы, (г) мезопротерозойский подвижный пояс; наклонной штриховкой показаны зоны интенсивной переработки фундамента вблизи рубежа докембрия и палеозоя. 2-4 – фанерозойские складчатые пояса Трансантарктических гор и Западной Антарктиды: 2–выступ докембрийской инфраструктуры; 3–тихоокеанские аккреционно-коллизионные орогены: (а) эокембрийско(?)-раннепалеозойский складчатый пояс Трансантарктических гор *(росский ороген)*, (б) ранне-(?)среднепалеозойская складчатая система северной оконечности Трансантарктических гор и западной части Земли Мэри Бэрд *(борхгревинкский ороген)*, (в) палеозойско-раннемезозойская складчатая система побережья моря Амундсена *(амундсенский ороген)*, (г) мезозойско-кайнозойская складчатая область Антарктического полуострова *(андский ороген*, или *Антарктанды)*; 4 – внутриплитные складчатые зоны: (а) эокембрийско(?)-раннепалеозойская, (б) познепалеозойско-(?)раннемезозойская, (в) позднемезозойская 5 – платформенные чехлы: (а) нерасчлененный (нео?)протерозойско-палеозойский, предполагаемый на равнинных участках и в депрессиях подледного ложа Восточной Антарктиды, (б) рифейский, (в) среднепалеозойско-раннемезозойский *(биконский)*. 6 – мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны: (а) рифтовые внутриматериковые и на континентальной окраине, (б) молассовые, (в) выступы фундамента рифтовых бассейнов, (г) изопахита 1 км,

принимаемая за границу области распространения кластического осадконакопления на океанической коре; 7 – вулканические провинции: (а) юрская и раннемеловая на пассивной окраине Восточной Антарктиды, (б) раннемеловая в пределах плато Кергелен, (в) позднекайнозойские щелочные и толеитовые платобазальты Западной Антарктиды. 8 – предполагаемое положение границы росского орогена под биконским чехлом. 9 – структуры растяжения: (а) границы окраинно- и внутриматериковых рифтов, предварявших распад Гондваны, (б) зона зарождающегося спрединга. 10 – грабенообразные депрессии в рельефе коренного ложа. 11 – зоны палеосубдукции 12 – вулканические дуги: (а) неогеновая(?) вулканическая дуга Джейн, (б) современная вулканическая дуга Южных Сандвичевых островов. 13 – зона разрыва консолидированной коры на позднем этапе рифтогенеза и проникновения мантии в основание осадочного чехла. 14-19 – структуры и возраст океанической коры: 14 – магнитные аномалии и их номера; 15 – трансформные разломы; 16– оси спрединговых хребтов (а) активных, (б) отмерших; 17 – позднеюрско-раннемеловые океанические плато (пунктиром показано плато, погребенное под осадочным чехлом мощностью более 2 км); 18 – кора, возникшая в течение (а) юры, (б) берриас-валанжина, (в) готерив-альба, (г) позднего мела, (д) палеоцена, (е) эоцена, (ж) олигоцена, (з) миоцена (и) плиоцен-голоцена; 19 – зоны неустановленной структуры и возраста

ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДНОГОСЫРЬЯ В КОНТЕКСТЕ НОВЫХ ПАРАДИГМ ТЕКТОНИКИ ФУНДАМЕНТА

Леонов М.Г.

Учреждение Российской академии наук Геологический институт РАН, г.Москва, (m_leonov@ginras.ru)

Виктор Ефимовича Хаин в своих работах постоянно обращался к вопросам нефтегазоносности земной коры. Его работы в этом направлении касались как изучения структуры и эволюции конкретных нефтеносных структур, так и решения геотектонических и геодинамических аспектов происхождения и распределения в земной коре углеводородного сырья, в том числе и с точки зрения прогностического значения различных гипотез и парадигм. И обращение к данной теме на конференции, посвященной памяти Виктора Ефимовича, мне представляется вполне уместным.

Обеспечение ресурсной базы – одна из главнейших задач экономической политики любой страны, и Россия здесь не исключение. Данная задача содержит в себе два прогностических аспекта: *тактический*, включающий определение путей и механизмов разведки, добычи и переработки сырья, и *стратегический*, рассматривающий прогнозирование путей и механизмов развития сырьевой отрасли на основе совокупности научно-технических знаний. В стратегическом аспекте одним из основных направлений – и это подтверждено всем опытом экономической практики – является выбор научных парадигм, которые должны быть положены в основу прогностической деятельности нефтегазовой геологии. Суть парадигм, на которых в основном строится политика современного развития углеводородной сырьевой базы, заключена в трех основных положениях: (а) источником углеводородного сырья являются некие нефтематеринские осадочные толщи; (б) углеводородное сырье расположено в пределах литологических или структурных ловушек, приуроченных к чехольным комплексам; (в) основные запасы углеводородного сырья заключены в осадочном чехле. При этом явно недостаточно внимания уделяется изучению механизмов формирования ловушек УВ в пределах фундамента, хотя там и расположено множество месторождений нефти и газа. Тем не менее, и в тектонике, и в структурной геологии, и в геомеханике существуют разработки, которые позволяют расширить прогностические возможности нефтегазовой геологии, но которые пока еще не востребованы в должной мере. В докладе рассмотрено несколько аспектов этой проблемы: 1 – распространенность залежей УВ в кристаллическом фундаменте и их типологические черты; 2 – постмагматическая тектоника гранитов, гранитные протрузии; 3 – возможность построения структурно-тектонической модели формирования интрагранитных залежей УВ; 4 – нетрадиционные типы структур в пределах чехла и фундамента плитных участков земной коры; 5 – вертикальная аккреции земной коры, как один из механизмов формирования потенциально нефтегазоносных провинций.

1. Распространенность залежей УВ в кристаллическом фундаменте и их типологические черты. Анализ данных по размещению скоплений углеводородов в породах фундамента (Табл.) позволят сделать следующие предварительные выводы: (а) залежи УВ широко распространены в породах кристаллического фундамента (в особенности, в гранитах) практически на всех континентах; (б) залежи УВ приурочены или к положительным морфоструктурам фундамента (купола, горсты) или к зонам флексурных перегибов; кристаллические породы в зонах проявления УВ претерпели интенсивную тектоническую переработку (дезинтеграцию, катаклаз, перекристаллизацию), что особенно сильно проявлено в гранитах и приводит к увеличению пористости породной массы; (в)

в интрагранитных залежах углеводороды содержат *наименьшую* концентрацию компонентов с токсичными свойствами, что делает их добычу особенно привлекательной с экологической точки зрения; (г) модели формирования объемов кристаллических горных пород, благоприятных для скопления в них УВ нуждаются в совершенствовании на основе новых знаний по структурной геологии и механике породных сообществ.

Таблица 1.

Месторождения нефти и газа в кристаллических породах фундамента		
Континент	**Структура**	**Месторождения**
Западная Европа	Северо-Предкарпатский бассейн:	м-е Лубна
	Паннонский бассейн	м-я Кикиндаварош, Кикинда, Мокрин, Калачеа, Саткинез, Шандра, Версаш, Турну, Хайдусобослои др.
	Западно-Шетландский бассейн	м-е Клэр
	Восточно-Шетландский бассейн	Несколько нефтепроявлений
Азия	Преднаньшаньский и Бохайваньский бассейны (Китай)	м-я Яэрся и Синлунтай
	Камбейскомбассейне (Индия)	Бомбей-Хай, Хира
	Центрально-Суматринский бассейн	Норт-Ист-Бирук
	Зондский шельф	Белый тигр
	Южно-Мангышлакский бассейн, Туранская плита	Оймаша
Северная Америка	Западный Внутренний бассейн	Орт, Крафт-Пруса, Холл-Гарней и др.
	Межгорные бассейны Калифорнии (Сан-Хоакин, Лос-Анджелес, Санта-Мария) и Скалистых гор	Эдисон, Маунтин-Вью, Уилмингтон, Лонг-Бич, Плайя-дель-Рей, Эль-Сегундо
Южная Америка	Маракаибский бассейн	Ла-Пас, Мара
	Бассейн Гуаякиль-Прогрессо (Перу)	Ла-Бреа-Париньяс
	Сержипи-Алагоас (Бразилия)	Кармополис, Сиризинью, Риашуэму
Африка	Египет	Хургада, Гемзах, Зейт-Бэй, Джебель Цейт
	Предрифский бассейн	Сиди-Фили, Блед-эд-Дум, Уэд-Меллах
	Сиртский бассейн (Ливия)	Нафора-Ауджила
Австралия	Выступ Рома	Прингл-Даунс
Восточно-Европейская платформа	Тиман Татарский свод	Нефтепроявления
Материал собран А.В.Полещуком (ГИН РАН). Источники: Арешев и др., 1997; Попков, Серебряков, 2009; Муслимов и др., 1980; Landes, 1960; Merriam at al., 1961; мн. др.). В таблице приведен лишь выборочный перечень месторождений УВ, расположенных в пределах фундамента.		

2. Постмагматическая тектоника гранитов, гранитные протрузии. Гранитные массивы после становления в качестве интрузивных тел подвержены объемной (3D) структурной переработке (макро- мезо и микродезинтеграции, брекчированию, катаклазу минеральных зерен). В них развиты своеобразные структурные парагенезы: структуры «слайдов», «веера», протрузивно-сдвиговыый парагенз, гранитно-мраморные меланжи и пр. Объемная дезинтеграция приводит к потере связности и возникновению *гранулярной структуры.* Характерными чертами гранулированных сред являются [1, 4, 12]: понижение эффективной вязкости породы; проявление сверхпластичности; дилатансионная переупаковка пород; способность к катакластическому объемному течению; увеличение скорости сдвига в зависимости от степени разрыхления материала. При этом дискретно возникают особые пластические состояния, что объясняет появление множественных поверхностей скольжения (кливаж, сланцеватость, возникновение «слайдов») и «субпослойную» неоднородность тектонического течения. Все это способствует возникновению объемной подвижности горных масс, основным механизмом которой является катакластическое течение, и в результате формируются структуры протыкания типа протрузий, к категории которых могут быть отнесены многие гранитные массивы (как погребенные, так и эксгумированные на поверхность Земли) [6] (рис. 1). Описание таких протрузий содержится в [6, 10] и в

докладе Е.С.Пржиялговского, М.Г.Леонова и Е.В.Лаврушиной на этом совещании.

Выявление гранитных протрузий как нового типа геоструктур консолидированной коры с характеристикой их внутреннего строения, механизма формирования и геодинамической эволюции – know how исполнителей гранта РФФИ № 10-05-00852 (М.Г.Леонов, Ю.А.Морозов, Е.С.Пржиялговский, Е.В.Лаврушина, Ю.Г.Цеховский).

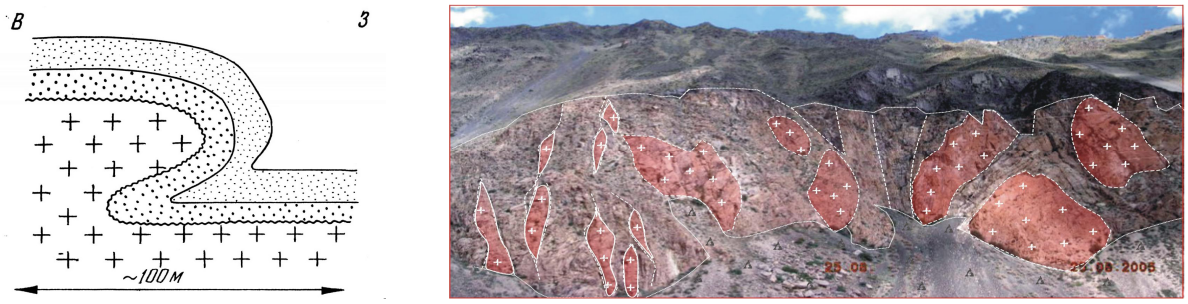


Рис. 1. Слева: купол-протрузия, сформированная докембрийскими катаклазированными гранитами (Скалистые горы [Бероущ, 1990]); справа: катаклазированные граниты палеозойского Сусамырского массива (Тянь-Шань) образуют протрузию, в ряде мест прорывающую палеоген-неогеновые отложения [7].

3. Возможность построения структурно-тектонической модели формирования интрагранитных залежей УВ. Формирование коллекторов УВ в гранитных массивах – процесс многофакторный. В нем участвуют: автометасоматоз, контракционная усадка, гидротермально-пневматолитовые процессы, тектоно-кессонный эффект, а также тектонические факторы, приводящие к формированию выступов кристаллического (чаще – гранитного) фундамента и к интенсивной дезинтеграции пород [3, 6]. Изучение «холодной» деформации гранитных массивов, имеющей место на плитной стадии, показало, что неотъемлемой составляющей структурной переработки гранитов является 3D квазипластическое и катакластическое тектоническое течение (реидная деформация) [6]. Деформация связана, как было сказано выше, с проявлением механического дробления, объемного катаклаза, перекристаллизации, что приводят к *дезинтеграции* и (или) *повышению кристалличности* пород, т.е. к их *грануляции*. Особенностью гранулированных сред является [2, 4, 5] их сверхпластичность, что облегчает возникновение упомянутых выше гранитных протрузий. В процессе деформирования проявляется также дилатансия, которая особенно интенсивна в условиях пластического течения и которая приводит к возрастанию пористости и проницаемости пород. Дилатансия способствует также уменьшению трения между частицами и облегчает их относительное проскальзывание. Эти явления усиливают процесс внедрения разбухающих пластифицированных масс в окружающие горизонты и формирование протрузивных тел, а также облегчает процесс М-инфильтрации [11]. Проявляется и автодиспергация [9], приводящая к «вскипанию» дислокаций, брекчированию, расширению пустот и трещин, увеличению поровой проницаемости. Совокупное действие P_{lit} и P_s (стресс) приводит к увеличению объема вещества (до 20%). Диспергированные среды обладают высокой химической активностью, что обеспечивает реакции и преобразования при более низких, чем в недиспергированных системах, PT-параметрах. При диспергации углеродсодержих пород в присутствии воды и катализаторов (в частности, полевого шпата!), происходит синтез УВ, формируется их газовая и жидкая фазы [8]. Выявленные закономерности позволили предложить модели формирования залежей УВ в кристаллическом цоколе [3, 6]. Суть моделей: образование положительных морфоструктур с кристаллическим ядром → возрастание пористости и проницаемости →

«переток» УВ из осадочных толщ в разуплотненные породы фундамента → формирование скоплений УВ. *Для проявления такого механизма образования УВ-залежей особенно благоприятны структуры типа гранитных протрузий.*

4. Нетрадиционные типы структур в пределах чехла и фундамента плитных участков земной коры. Рассмотрим два типа таких структур, которые часто сменяют одна другую по простиранию: (а) структуры «цветка» или «пальмового дерева»; (б) структуры тектонического сшивания (рис. 2).

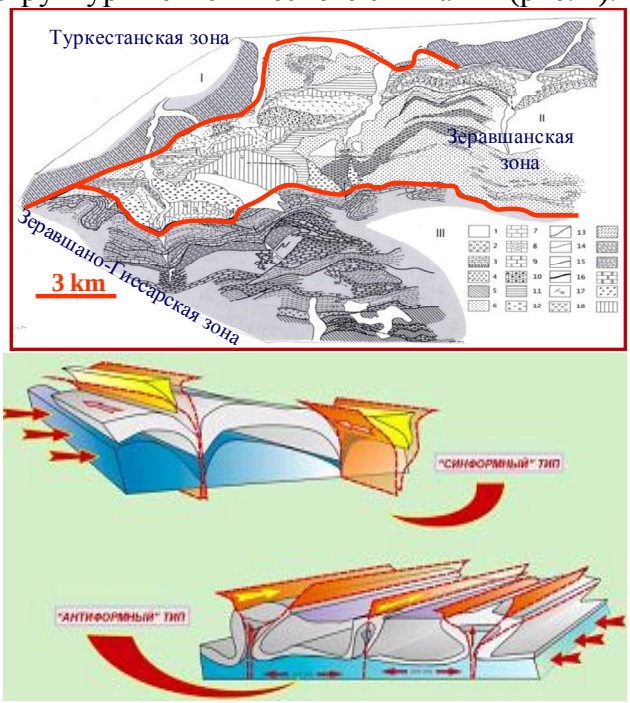


Рис. 2. Слева: структура тектонического сшивания (Тянь-Шань). Справа: структуры цветка (пальмового дерева), принципиальная схема строения

Структуры цветка широко распространены в пределах молодых плит и подвижных поясов, образуются в условиях транспрессивного поля напряжений и принадлежат к категории зон концентрированной деформации, о которых подробнее сказано в тезисах доклада М.Г.Леонова на этой сессии «Зоны сдвигового течения как элемент сегментации литосферы». Такие зоны являются потенциально углеводородсодержащими, что подтверждено практикой нефтяной геологии.

В ряде подвижных зон земной коры с аккреционно-надвиговой тектоникой (Памир, Тянь-Шань) описаны так называемые «структуры тектонического сшивания» (рис. 2, левый), впервые описанные А.В.Лукьяновым. Они формируются в местах схождения встречных надвигов, по которым в соприкосновение приведены геологические комплексы, некогда отстоящие друг от друга на значительном расстоянии. Под надвигами оказываются погребены отложения промежуточной зоны (бассейна), которые в настоящее время обнажаются только при условии значительного эрозионного вреза. При недостаточной глубине эрозионного среза на поверхности Земли мы видим только линейный тектонический шов. И от прямого наблюдения могут быть скрыты отложения обширных бассейнов, в том числе и содержащих залежи УВ. Формируется своеобразный тип структурных ловушек, и их обнаружение является важной задачей структурной и региональной геологии.

5. Вертикальная аккреция земной коры. **Вертикальная аккреция – это прогрессивное наращивание консолидированной земной коры (КЗК) и (или) изменение ее внутренних свойств (состава и реологии) в сторону кратонизации под влиянием совокупности геологических процессов, отражающих взаимодействие оболочек Земли [3] (рис. 3).**

Анализ структурно-вещественной трансформации пород показал, что вертикальная аккреция приводит к включению в состав КЗК пород смежных оболочек, в том числе, нижних горизонтов осадочного чехла. При этом происходит возникновение "новорождённых" объемов гранитно-метаморфического слоя, омоложение раздела "фундамент/чехол" и изменение его позиции в вертикальном разрезе коры. Эти явления связаны также с метаморфогенной инфильтрацией газово-водных флюидов [11], проявляющейся при наличии мощного чехла (>2-3 км) и повышенного флюидного давления. В континентальных ОБ с возбуждением такого потока связана активизация процессов: литогенеза, тепломассопереноса, деформации, метаморфизма, формирования и миграции газово-жидких фаз УВ. Вертикальная аккреция может привести к переходу нефтематеринских толщ в состав

фундамента, их прогреву, вещественной трансформации, перераспределению в пространстве и формированию скоплений УВ. Участки проявления вертикального аккретирования могут рассматриваться как перспективные для обнаружения в них залежей УВ.



Рис. 3. Аккреция консолидированного слоя земной коры (принципиальная схема).

Таким образом, данные о строении и тектонической эволюции кристаллических масс фундамента позволяют наметить направления работ, перспективные в контексте прогнозирования и обнаружения потенциально нефтегазоносных участков земной коры. Например, Хамышинский массив (Северный Кавказ), гранитные выступы в районе Солигалечского авлакогена, кристаллические выступы в пределах Туапсинского прогиба и вала Шатского (Черное море), погребенные выступы фундамента Забайкалья, Восточно-Европейской платформы (Осинский блок), Западно-Сибирской плиты, Сибирской платформы).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (Грант 10-05-00852) и Программы ОНЗ РАН № 10 (9).

Литература

1. *Бероуш Р.А.* Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 265 – 269.
2. *Блехман И.И.* Вибрационная механика. М.: Физматлит, 1994. 400 с.
3. *Гаврилов В.П.* Нетрадиционная модель образования гранитов и их нефтегазоносности (на примере южного шельфа Вьетнама) // Геология нефти и газа. № 1. 2010. С.51 – 58
4. *Гарагаш И.А., Николаевский В.Н.* Неассоциированные законы течения и локализации пластической деформации // Успехи механики. 1989. Т. 12. Вып. 1. С. 131-183.
5. *Гольдин С.В.* Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физ. Мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 5 – 22.
6. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 564 с.
7. *Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника № 2. 2008. С. 3 – 31
8. *Молчанов В.П., Юсупов Т.С.* Физико-химические свойства тонкодиспергированных минералов , М.: Наука, 1981. 264 с.
9. *Поспелов Г.Л.* Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-, петро- и тектогенеза // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 53 – 73.
10. *Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В.* Структуры квазипластических деформаций в гранитоидах Дзурамтайского массива (Гоби, Южная Монголия). Материалы XLIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010.
11. *Яковлев Л.Е.* Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Наука, 1999. 100 с.
12. *Yaeger H.M., Nagel S.R.* The Physics of granular materials // Phys. Today. 1996. April. P. 32–38.

ЗОНЫ СДВИГОВОГО ТЕЧЕНИЯ КАК ЭЛЕМЕНТ СЕГМЕНТАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ

Леонов М.Г.

Учреждение Российской академии наук Геологический институт РАН, г.Москва, (m_leonov@ginras.ru)

В ряду пронизывающих земную кору крупных линейных структур (глубинных разломов, линеаментов, трансформных разломов и пр.) четко обосабливаются узкие (первые километры) и протяженные (до нескольких сотен и тысяч километров) зоны с очень сложной внутренней тектонической структурой и интенсивной вещественной переработкой горных масс. Боковые ограничения таких зон обычно представлены разломами типа сдвигов и взбросо-сдвигов. Амплитуды сдвиговых перемещений по этим разломам могут варьировать от совершенно незначительных (десятки и сотни метров) до многих десятков и, по оценке некоторых исследователей, сотен километров. Характерными особенностями их строения, кроме напряженной внутренней тектонической структуры, является также кулисное расположение отдельных сегментов, свидетельствующее об общей сдвиговой природе этих зон (рис.1), и резкое отличие их внутреннего строения от строения соседствующих с ними горных масс.

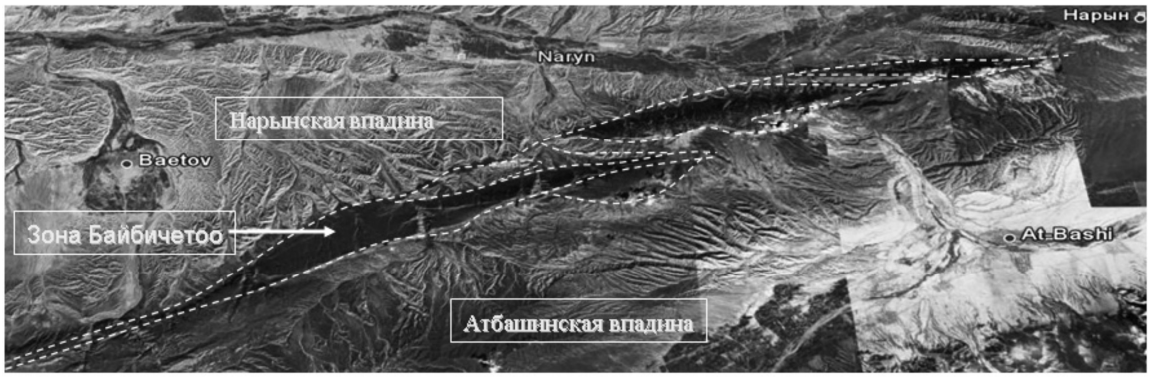
Широко известны подобные зоны, сопровождаемые выходами пород офиолитовой ассоциации, и в этом случае они интерпретируются как сутурные швы, отражающие коллизионное взаимодействие литосферных плит и, соответственно, геодинамику «межплитных» процессов. Но ограниченные разломами линейные зоны с напряженной внутренней структурой, для которых породы офиолитовой ассоциации, однако, не характерны, выявлены и в пределах внутриплитных участков подвижных поясов и платформ. Эта категория структур в свое время была описана как разновидность безофиолитовых коллизионных швов [1], и было показано, что их наличие отражает особенности «внутриплитной» геодинамики (как для палеоокеанических, так и для континентальных плит). По существу, это внутриплитные зоны концентрированной деформации, которые в определенной степени соответствуют англоязычным «high-strain shear zones». В ряде случаев такие структуры из-за сходства с соответствующими растениями называют «структуры цветка» (flower structures) или «структуры пальмового дерева» (palm-tree structure) (рис. 2). Понятия – «зоны концентрированной деформации» и «внутриплитные безофиолитовые швы» – практически идентичны. Но в первом случае подчеркиваются особенности внутренней структуры этих зон, во втором – их геодинамическая сущность. В настоящее время представляется рациональным объединить эти оба понятия в одно – «*внутриплитные зоны концентрированной деформации*» (в дальнейшем ВЗКД).

Имеющиеся фактические данные позволяют определить некоторые главные положения, касающиеся строения, эволюции и механизмов формирования внутриплитных зон концентрированной деформации.

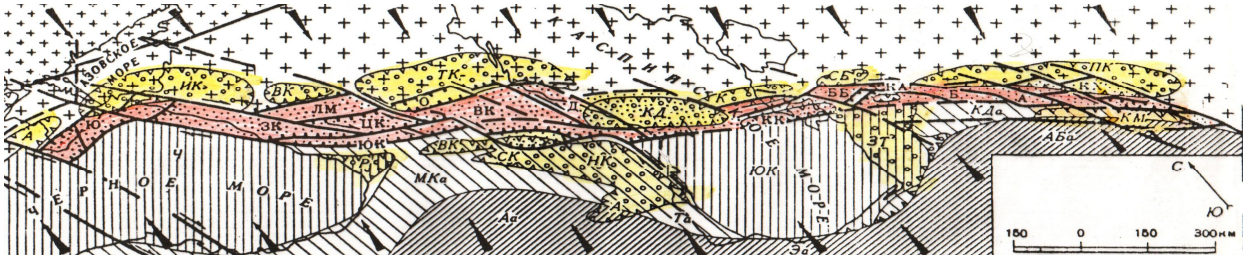
(1) ВЗКД представляют собой отчетливо выраженные на поверхности Земли линейные структуры, размер которых чрезвычайно различен: от мезоструктур шириной в десятки сантиметров и длиной в несколько метров до гигантских поясов протяженностью до двух – трех тысяч километров (см. рис. 1). В этой работе будут охарактеризованы структуры макро- и мегамасштабов.

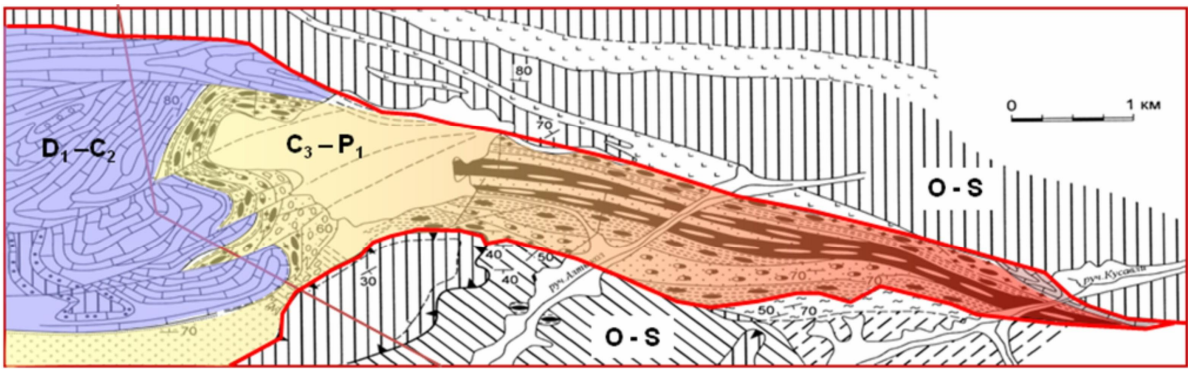
(2) Геодинамический смысл структур разного масштаба различен. Мезоструктуры отражают взаимодействие объемов горных пород в пределах нескольких пластов или пачек; макроструктуры – в масштабе свит, горизонтов и структурно-фациальных зон; мегаструктуры – в объеме складчатых поясов или их крупных сегментов, в пределах которых происходит

геодинамическое взаимодействие отдельных доменов земной коры и литосферы в целом. При этом структуры более крупного масштаба непременно включают в себя структуры более высоких порядков (эффект матрешки).









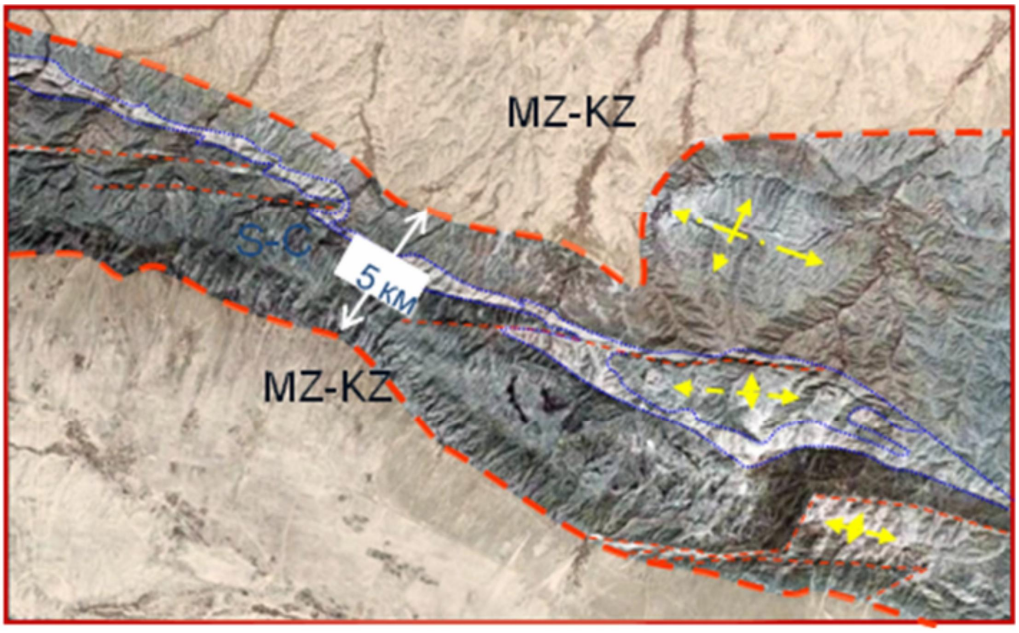


Рис. 1. Зоны концентрированной деформации макро- и мегамасштабов (сверху вниз): хребет Байбичетоо (Срединный Тянь-Шань); Гобийский Алтай (Монголия); Кавказско-Копетдагская зона [5]; Курганаксий (центральный) и Нуратинский (западный) сегменты Нуратау-Курганакскойзоны (Южный Тянь-Шань)

(3) Иерархия структур, по-видимому, является отражением и иерархии геодинамических причин, породивших эти структуры. Межрегиональные ВЗКД типа Копетдаг–Кавказской возникли за счет процессов, по крайней мере, астеносферного и корового уровней со всеми вытекающими отсюда следствиями, тогда как зона Байбичетоо на Тянь-Шане, протяженностью в 150-200 км, имеет по геологическим признакам верхнекоровое заложение.

(4) Но если геодинамические условия формирования ЗКД в разных ситуациях могут быть различны, то их тектонический стиль во всех без исключения случаях представлен одинаковым структурно-кинематическим парагенезом парагенезом сдвигового или взбросо-сдвигово объемного течения.

(5) Возраст заложения ЗКД различен. Выделяются: (а) структуры неотектонические и практически современные (например, зона Байбичетоо на Срединном Тянь-Шане; (б) фанерозойские, возраст заложения которых варьирует в зависимости от общей истории развития региона (например, палеозойская Нуратау–Курганакская зона Тянь-Шаня, мезозойско-

- Отражающие спонтанно возникающую или унаследованную делимость коры и литосферы, развивающуюся в областях латеральной структурно-реологической

кайнозойская Копетдаг–Кавказская [5]; (в) швы древнего заложения, возникшие в докембрии (например, Центрально- и Северокарельская зоны Балтийского щита, зоны Триангль и Тули-Саби пояса Лимпопо). При этом можно констатировать, что практически все ВЗКД заложения более раннего, чем неотектонические, активизированы в процессе их дальнейшей истории и большинство из них активно в новейшее время, что четко устанавливается по морфоструктурным признакам [2].

(6) Выделены различные типы ВЗКД, в зависимости от способа их заложения, глубинности и особенностей эволюции.

- Изначально заложившиеся в виде разломов земной коры с горизонтальной составляющей движения (сдвигов) и в дальнейшем трансформировавшиеся в зоны объемного сдвигового течения (например, Койкарско-Сегозерская зона Балтийского щита).

- Сформированные на месте внутриплитных морфоструктур: областей прогибания – палеобассейнов и относительных поднятий (например, Южный Тянь-Шань) или их комбинации (например, Пьенинский утесовый пояс).

дисгармонии корового слоя (возможно, Саби пояса Лимпопо).

Гобийский Алтай, зоны Триангль и Тули-

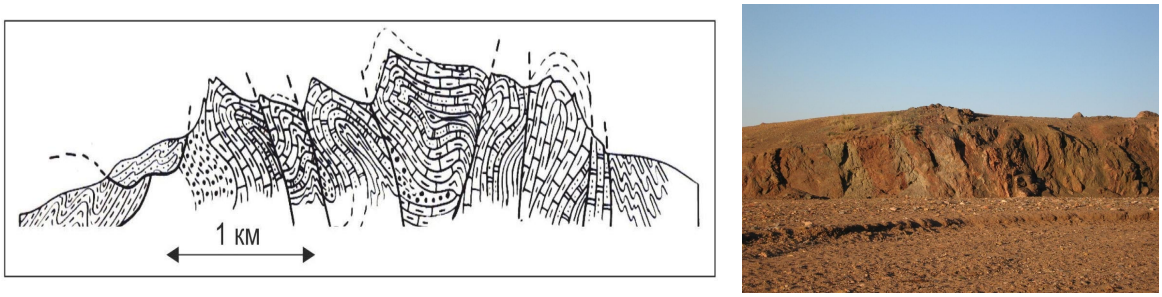


Рис. 2. Зоны концентрированной деформации (структуры цветка): слева: верхняя часть структуры цветка (Курганакская зона, Тянь-Шань), разрез по линии на рис. 1, второй снизу; справа: «стебель» структуры цветка представлен субвертикально залегающими рассланцованными и разлинзованными породами (Гобийский Алтай) (см. рис. 1, второй сверху).

(7) Предложены различные механизмы формирования подобного типа структур (рис. 3, 4): трансформация интрабассейновых морфоструктур в условиях изгибной неустойчивости по модели Л.И.Лобковского [1, 2]; элемент структуры «аркадного» типа [7]; механизм «содвига» [5, 6]; режим конвекции и транспрессии [3, 4]; механизм сдвига [8]. Структуры цветка изучались на физических моделях (например: [4]).

(8) ВЗКД характерны для различных внутриплитных геодинамических обстановок: собственно внутриплитных; окраинно-континентальных; передовых прогибов; внутрибассейновых поднятий.

(9) В ряде случаев выявляется стадийность формирования ВЗКД при смене режима транстенсии на начальных этапах на режим транспрессии на более поздних. Равным образом наблюдается и пространственное чередование областей транстенсии и транспрессии с формированием соответствующих структурно-кинематических парагенезов. Конечным результатом обычно является образование структур цветка.

(10) Сложность структуры внутриплитных зон концентрированной деформации и несравненно более напряженной, чем в граничащими с ВЗКД объемами горных масс, стиль деформаций свидетельствуют, что ВЗКД являются концентраторами (вероятно не единственными, но весьма значимыми) внутриплитных деформаций, т.е. основными зонами релаксации внутриплитного поля напряжений.

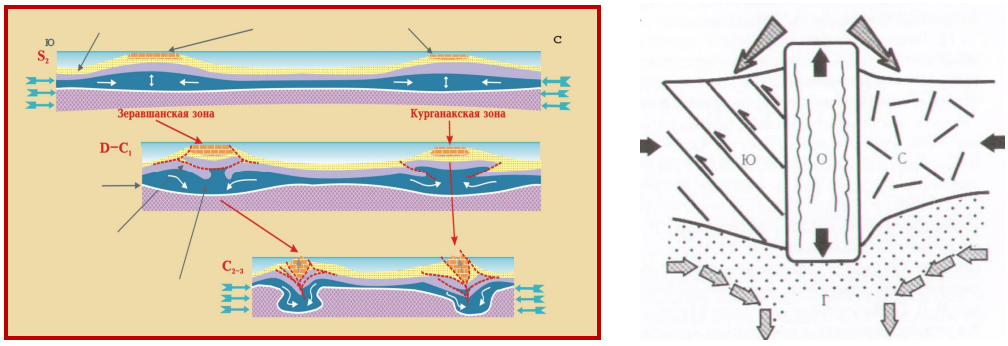


Рис. 3. Модели формирования зон концентрированной деформации: слева – Южный Тянь-Шань на стадии существования Палеотуркестанского океана; справа – Большой Кавказ на орогенной стадии [6]

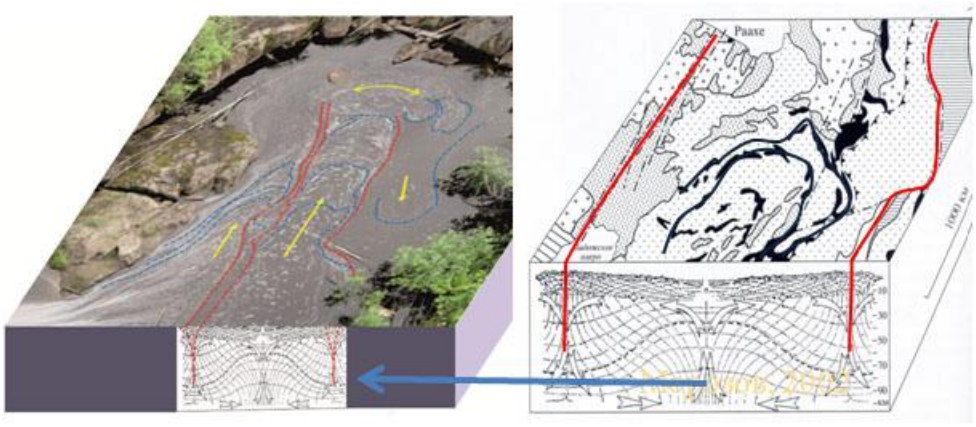


Рис. 4. Конвекционно-транспрессионный механизм формирования структуры Карельского массива и граничных ЗКД (по: [3]). Слева: совмещение расчетной и природной моделей (можно видеть поразительное сходство структурного рисунка и элементов кинематики на этих двух моделях)

(11) Все сказанное позволяет рассматривать ВЗКД в качестве особой категории структур, которые играют значительную роль в тектогенезе подвижных поясов, молодых и древних платформ. Их особая роль подчеркивается не только особенностями их внутренней структуры и пространственного расположения, но состоит также и в том, что они определяют внутреннюю делимость литосферы, уменьшая ее относительную жесткость. Однажды возникнув, эта делимость становится важным фактором, контролирующим многие закономерности проявления структурообразующих, геодинамических и минерагенических процессов.

(12) В основе процесса образования внутриплитных зон концентрированной деформации лежит, вероятно, несколько причин: латеральная реологическая неоднородность горных масс литосферы; анизотропия их механических свойств; существование неоднородного поля напряжений; наличие латентной энергии [5], сконцентрированной в горных породах деформируемой зоны; и пр.

(13) Наличие ВЗКД свидетельствует, что привычное представление о жесткости и единстве литосферных плит справедливо лишь в первом приближении. На самом деле – это ансамбль коровых и литосферных объемов, обладающих известной геодинамической автономностью, а ВЗКД – некие рельсы, определяющие структурное развитие заключенного между ними деформируемого мегаобъема. В то же время, их нельзя рассматривать как границы между полностью независимыми друг от друга террейнами. В случае межплитных структур концентрированной деформации так может быть, но нужно понимать, что внутриплитные ЗКД в своем вещественном выполнении содержат информацию о первичной взаимосвязи разделенных ими объемов земной коры и литосферы.

Литература

1. *Леонов М.Г.* Безофиолитовые коллизионные швы // Известия ВУЗов. Геол. и разведка. 1990. № 8.
2. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 464 с.
3. *Морозов Ю.А.* Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника 1999. № 2. С. 37-50.
4. *Морозов Ю.А., Гептнер Т.М.* Природные и экспериментальные примеры структурных ансамблей, возникающих в тектонических режимах транспрессии и транстенсии // Структурные парагенезы и их ансамбли. Мат. Симпозиума. М.: ГЕОС, 1997. С. 219-258.
5. *Пономарев В.С.* Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 384 с.
6. *Расцветаев Л.М.* Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. С. 95 – 113.
7. *Расцветаев Л.М.* О некоторых актуальных проблемах структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 333 – 373.

8. *Сомин М.Л.* Структуры аркадного типа в складчатых поясах // Общие проблемы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 254 – 356.
9. *Alvarez Ph., Maurin J.-C.* Evolution du bassin Proterozoique superieur de Comba // Precambrian Res. Vol. 50. № 1/2. 1991. P. 139-152.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ЯПОНОМОРСКОГО РЕГИОНА

Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН. г. Владивосток, Россия (levv@poi.dvo.ru)

Развитие альтиметрических методов исследований Земли и компьютерных технологий резко расширило возможности изучения генезиса рельефа и его зависимости от эволюции тектоносферы. Это повлекло необходимость пересмотра научных представлений о некоторых аспектах локальных, региональных и глобальных проявлений геодинамики в строении земной поверхности. Японское море в таком контексте – показательный объект. Оно относительно подробно изучено различными геологическими и геофизическими методами. Однако пока нет единства научных взглядов на его происхождение и развитие. Рассмотрим, что может дать применение новых методов и данных.

Общая цель проводимых нами работ в Дальневосточном регионе – изучение последовательности формирования структур земной поверхности для решения геодинамических задач. Для этого применены данные программы ETOPO 1' (http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi). Цифровой массив альтиметрических данных ETOPO 1' обработан в форматах «SURFER» и «EXCEL». Обобщения проводятся методом сравнительного анализа парагенезов структур рельефа, геофизических полей, геологического строения. Создан комплект карт рельефа и аномалий гравитационного поля региона в виде подсвеченных поверхностей и в изолиниях. Карты изогипс послужили основой для морфометрического анализа и синтеза данных. Скульптурные карты рельефа и аномалий гравитационного поля с «подсветкой» изображают «вид с высоты» на поверхность. Они делают очевидными многие распределения и пространственно-временные соотношения участков земной поверхности, различающихся генезисом. Тенденции строения и развития земной поверхности подтверждены статистическими методами [2].

Для цели, обозначенной в заголовке статьи, выбрана минимально необходимая площадь исследований: Японское море, его складчатое обрамление и части морфоструктур, примыкающих к обрамлению. Тектоника морей эволюционирует вместе со структурным, окружением в объёме тектоносферы, поэтому изучать необходимо объект вместе с вмещающим объёмом.

Цель статьи: выявить признаки тектонического контроля в строении рельефа, обозначить их динамическую связь между собой и ход тектонической эволюции земной поверхности в регионе.

Выявление признаков тектонического контроля в строении рельефа проводилось путём анализа и синтеза структурных рисунков карт рельефа (в изолиниях и рельефных с разными ракурсами подсветки). Анализ строения поверхности региона состоял в выявлении структурных рисунков парагенезов формирования рельефа. Выделялись структурные парагенезы по признакам сходства и различая воздействия экзогенных и эндогенных процессов: расчленённости рельефа, форм и ориентировок его элементов. Синтез заключался в объединении парагенезов в ассоциации по признакам сходства и различая формирования больших участков поверхности региона. характеризуют развитие крупнейших морфоструктур региона. На рисунках 1 и 2 показаны варианты такого подхода, построенные на основе разных карт, дополняющих друг друга. Рисунок 1 – схема, построенная по данным ETOPO 1'. Осреднение на ячейку, размером 1'x1'. Шаг горизонталей 500 м.

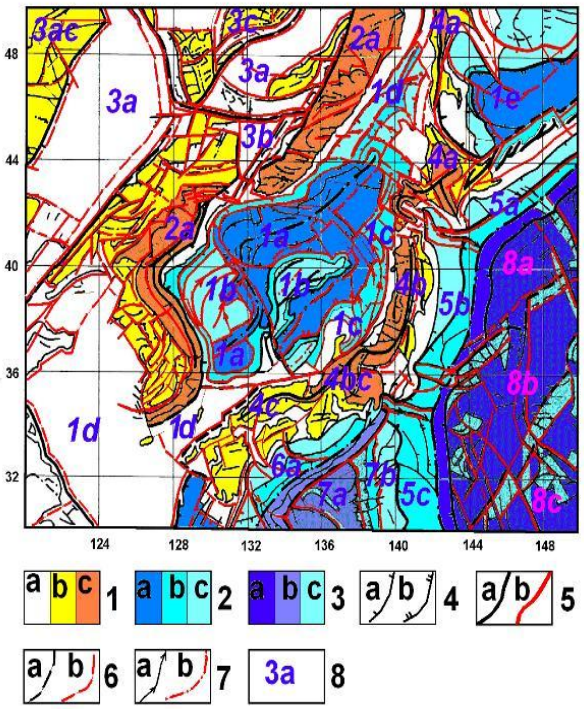


Рис. 1. Тенденции тектоники земной поверхности Япономорского регионa.

Легенда к рис.1.

1 – 3 – тенденции развития больших форм поверхности. **1** – деформации при активном эрозионно – аккумулятивном выравнивании. Ассоциации парагенезов: **a** – ровные почти горизонтальные поверхности шельфа; **b** – поднятые участки пенеплена и сглаженные денудацией горы; **c** – перестроенные в ходе деформаций горные системы. **2** –формирование окраинных морей. Ассоциации: **a** – деформированные прогибы дна; **b** – крутые участки склонов материка и островных дуг; **c** – гетерогенные участки склонов и отторженцы материковой поверхности. **3** – деформации океанского дна. Ассоциации парагенезов: **a** – деформированного спрединга и рассеянных деформации дна Северо-Западной котловины Тихого океана; **b** – отторгнутой поднятием впадины Филиппинского моря; **c** – протяжённых осложняющих структур **4 – 7** – тенденции простираний элементов морфоструктур (чёрным цветом – лини исходной карты, красным – обобщения по более подробным картам рельефа). **4** – границы склонов, уступов: **a** – верхние кромки **b** – нижние. **5** – протяжённые структурные линии: **a** – водоразделы, **b** – отчетливые границы ассоциаций. **6** – границы прерывистых групп парагенезов. **7** – оси прогибов: **a** – наклонных, **b** – с субгоризонтальным и слабоволнистым профилем. **8** – индексы ассоциаций парагенезов (цвет синий и розовый).

Тектонический контроль формирования рельефа здесь отражён в соотношениях крупнейших структур и концентраций мелких форм на них. Складчатое обрамление Японского моря представлено протяженными морфоструктурами горных массивов Сихотэ-Алиня,Корейского полуострова, Сахалина и Японских островов (индексы 2a и 4a,4b, …4c нарисунке), отделяющими его от материка, океана и окраинных морей. Соотношение больших форм и рельефа на них указывает на сложность коллизии между океаном и материком. Пенеплен окраины материка в кайнозое был отгорожен от Японского моря поднятиями 2a. Поднятия перестроили прежнюю, преимущественно, субширотную ориентировку реликтовых гор на пенеплене. Одновременно обновилась складчатость поднятий (ныне – островов) Сахалина, Хоккайдо, Хонсю. Здесь развивались деформации, изогнувшие субширотное прежде поднятие на участке Кюсю-Курилы до его современной формы. Сдвиговая составляющая по меридиональному Хонсю – Сахалинскому направлению не меньше расстояния от 36° с.ш. до 42° с.ш. На юг это направление продолжается Мариинским поднятием. Названные структуры одновременно со сдвигом испытывали переменное боковое давление. Об этом свидетельствуют особенности строения вершинных поверхностей и склонов больших поднятий. Вершинные поверхности имеют два субпараллельных гребня, один из которых резче выражен и моложе другого. Это хорошо заметно на Хонсю, Мариинской и Курильской структурах. Склоны поднятий резко различны по строению. Один всегда расчленён на много сильнее и другого. Такие особенности строения свидетельствуют о тенденциях сдвиго-взброса с одной стороны поднятия и сдвиго-раздвига или косого сдвига – с другой. Осложняющий склоны рельеф выстроен соответственно тенденциям в последовательности меняющихся деформаций, достигающих поверхности из тектоносферы.

Строение дна Японского моря носит признаки сильного поднятия, складчатости, эрозионного и аккумулятивного выравнивания. Такие же признаки, ещё

более отчётливыё, обнаруживаются в строении поверхности акустического фундамента [1,5].

На рис. 2 приведена схема, представляющая распространение и последовательность основных процессов, формирующих рельеф. Она построена на основе карты мощностей осадочного чехла Японского моря [1].

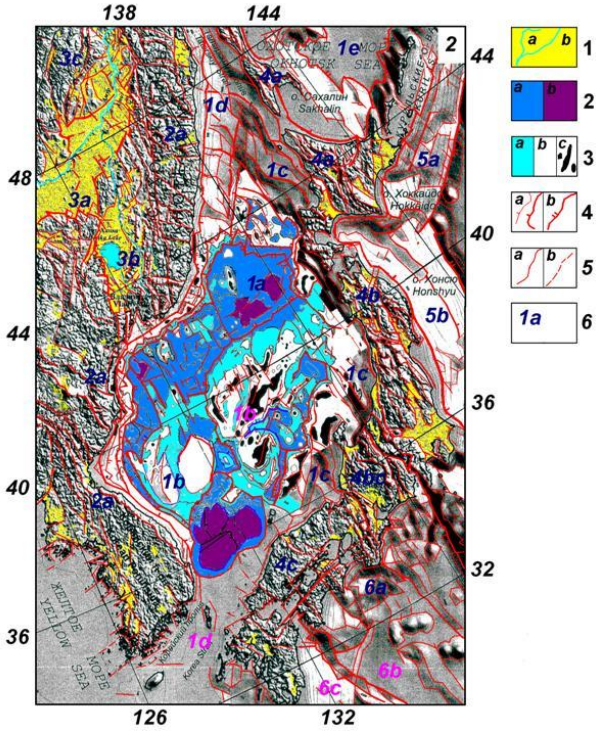


Рис. 2. Схема соотношений главных рельефообразующих процессов.

Легенда к рис.2.

1 – фрагменты рельефа суши: **a** – ровные участки поверхности **b** – реки и озеро Ханка. **2 – 3** – аккумуляция и эрозия дна Японского моря. **2** – заполнение прогибов. Мощности осадочного чехла: **a** -1 – 2 км, **b –** более 2 км. **3** – мощности осадочного чехла на склонах и поднятиях: **a** – 1 – 0,5 км, **b** – 0,5 км и менее, **c** – отсутствие чухла. **4 – 5** – структурные линии. **4** – кромки склонов и уступов: **a** – верхние, **b** – нижние; широкими линиями ограничены склоны региональных морфоструктур **5** – выделение протяженных сочетаний форм и их элементов: **a** – по осям положительных и отрицательных форм, кромкам склонов; **b** - по цепочкам форм. **6** – индексы ассоциаций парагенезов, слагающих крупнейшие формы поверхности региона.

Кайнозойский этап формирования Японского моря отчётливо отражён в строении его осадочного чехла и акустического фундамента[4].

На рис. 2 этот этап отражён распределениями мощности осадочного чехла. Здесь дно Японского моря представлено вставкой версии рельефа в изолиниях в версию рельефную с подсветкой с востока. Обобщение тенденций строения в терминах легенды приводит к выводу о неоген-четвертичном обособлении современных контуров дна Японского моря: последние поднятые, опущенные или смятые отложения чехла имею четвертичный возраст. С учётом геофизических данных [5], схематично, ход тектонической эволюции, за время формирования Японского моря можно расчленить на три главных этапа. 1 – до кайнозойский. Японское и Охотское моря не были разделены Хонсю – Сахалинским поднятием, а Кюсю- Курильский участок трансрегиональной структуры поднятие-жёлоб отделял их от океана. В рельефе поверхностей дна, акустического фундамента, Мохоровичича выявляются кинематически связные фрагменты структуры окраинного моря, расчленённой активными кайнозойскими деформациями. 2. – этап отделения. Но начинался как усложнение прежней структуры в готерив-альбское время. Воздымание мантийного поднятия деформировало окраину материка, создав область плоского растяжения, ограниченную орогенным обрамлением по контуру. Оползание коры к краям поднятия и заложило начало современным очертаниям Японского моря и его складчатого обрамления, активизировав орогенез по обрамлению. 3. Посторогенный этап – проседание мантийного поднятия, формирование впадины Японского моря. Одновременно земная поверхность деформировалась пластично и посредством многочисленных разломов.

Выводы. 1. Строение рельефа тесно связано с тектоническими деформациями. 2. В объёме тектоносферы эти связи прослеживаются до верхней мантии включительно. 3. Направления развития деформаций и, соответственно, структурная организация рельефа в регионе менялись неоднократно в кайнозое, до него, и происходят сегодня. 4 Японское море

формировалось в два этапа: как часть крупной впадины над мантийным поднятием, фрагменты которых сохранились в Охотском море; и как гетерогенная впадина над мантийным поднятием, развитым после формирования Хоккайдо-Сахалинского участка трансрегионального гетерогенного горста.

Динамическая взаимосвязь поверхности со строением тектоносферы в недрах Земли доказывается сравнением структур поверхностей раздела. Она проявляется в сходстве форм, их ориентировок, размеров, соотношений границ и других признаков формирования или деформаций. Группы таких форм образуют парагенезы структур, характеризующие развитие деформаций в объёме тектоносферы. Они выражены в тектоносфере как плотностные, термодинамические неоднородности, как результат растяжений, сжатий, сдвига или изгиба в определимых направлениях. Подтверждением реальности выявленных парагенезов деформаций на поверхности являются аналогичные, почти совместимые в плане, структуры поверхностей акустического фундамента, Мохоровичича или структуры геофизических полей.

Методы сейсмическойс томографии подтверждают связь рельефа со строением тектоносферы [6].

Литература.

1. Атлас геология и полезные ископаемые шельфов России. ГИН. РАН. М. Научный мир,2004.
2. *Казанский Б.А.* Особенность рельефа Западно-Тихоокеанской зоны перехода // Пятый Всероссийский симпозиум «Физика геосфер»: материалы докладов. Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 174 – 177.
3. *Лепешко В.В., Белоус О.В.* Закономерные структурные рисунки рельефа поверхности Мохоровичича в Охотоморском регионе // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны /Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 2001. с. 138 – 143.
4. *Лепешко В.В. Мельниченко Ю.И.* Тектоника и шельфы Японо-Охотоморского региона // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIV тектонического совещания, т. 1. М. ГЕОС 2006г. С. 389 – 392.
5. *Сигова К.И.* Соотношение приповерхностных и глубинных структур земной коры впадины Японского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990, 112 с.
6. *Чехов А.Д.* Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окраинноморская модель) – М.:Научный мир, 2000г. 204 с.

ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ СЕРИЙ КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ-ПАЛЕОЗОЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Летникова Е.Ф.
Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, (efletnik@uiggm.nsc.ru)

Кузнецов А.Б.
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, (antonbor9@mail.ru)

Изучение геодинамической эволюции литосферы Центральной Азии в настоящее время основывается в основном на данных, полученных в результате исследований магматических и метаморфических комплексов. При этом вещественные характеристики осадочных толщ, как правило, не являются значимыми при подобных реконструкциях. В то время как, анализ геохимических и изотопно-геохимических (Sm-Nd) характеристик терригенных отложений позволяет определять присутствие в обломочных породах продуктов разрушения субстратов различного возраста и генезиса, в том числе, синхронного с осадконакоплением - ювенильного. Изучение геохимического и изотопно-геохимического (Sr, C, O) состава карбонатных отложений дает информацию о геодинамических обстановках седиментогенеза, источниках поступления некарбонатного вещества этих осадков – терригенного или вулканогенного, в том числе гидротермального, и, в ряде случаев, позволяет определять временной интервал карбонатонакопления на основе данных хемостратиграфии. Все это дает возможность выявлять изменения редкоэлементного и изотопного состава осадков в зависимости от геодинамических обстановок и времени седиментации в пределах двух контрастных в тектоническом плане крупных структур – платформы и складчатого пояса.

Данная работа является первым обобщением накопленного авторами большого массива информации о изотопно-геохимических характеристиках осадочных комплексов различной степени метаморфизма как шельфа древних континентальных блоков, так и более короткоживущих систем – океанических островов и задуговых бассейнов.

В результате изотопно-геохимических исследований неопротерозойских терригенных Енисейского кряжа [5] четко прослеживается идентичность в распределении РЗЭ для изученных объектов и постархейского глинистого сланца (PASS), принятого за средний состав верхней континентальной коры. Отложения с туфогенной добавкой, понижающей Sm-Nd модельный возраст менее 2 млрд. лет, также сопоставимы с PASS, не находя никаких отличий в распределении РЗЭ. Это свидетельствует о накоплении этих отложений в обширных осадочных бассейнах на шельфе Сибирской платформы, где происходило перемешивание поступавшего обломочного материала, источники сноса которого длительное время оставались постоянными.

При этом в пределах юго-западной окраины Сибирской платформы в неопротерозое существовали локальные осадочные бассейны. Петрохимические характеристики карагасской серии Бирюсинского Присаянья имеют ряд специфических особенностей не характерных для типичных аркозовых песчаников, которыми они являются на основе петрографических исследованиях. Для них типично крайне высокое для песчаников содержание K_2O и очень низкие концентрации Na_2O, MgO, FeOобщ. Относительно PASS терригенные отложения этой серии имеют более низкие концентрации радиоактивных, рассеянных и редкоземельных элементов. Реконструкции геодинамических обстановках седиментогенеза указывают на накопление во внутриплитных

платформенных обстановках. Модельный возраст изученных песчаников карагасской серии на основе Sm-Nd изотопных исследований составляет 2,3-2,4 млрд. лет. При этом следует отметить, что выделяемые в строении карагассакой серии свиты не имеют никаких изотопных, петро- и геохимических различий в составе песчаников и пелитов и показывают их выдержанность на протяжении всего разреза серии. Это однозначно указывает на единый источник сноса и накопление в узкий промежуток времени. На основе анализа минерального состава обломков и Sm-Nd данных источником сноса для терригеных пород карагасской серии являлись трахириолиты. Это указывает на близость питающей провинции, представленной только трахириолитами и быструю скорость седиментации отложений карагасской серии.

Другая ситуация возникает при изучении распределения РЗЭ в терригенных отложениях отдельных континентальных блоков в складчатом обрамлении. Так непортерозойские классические (калиевые) аркозы и алевролиты Актау-Джунгарского континентального блока, образовавшиеся в результате разрушения пород зрелой континентальной коры, но не сопоставимы в распределении РЗЭ с PASS. Рифейские Na-аркозы Тувино-Монгольского микроконтинента образовались в результате разрушения гнейсогранитов докембрийского континентального Гарганского блока и неопротерозойских вулканитов энсиалической сархойской палеодуги. Эти отложения также находят существенные отличия в распределении РЗЭ, имея при этом модельные возраста источников сноса превышающие 2 млрд. лет. При этом отложения неопртерозойского чехла Байдарикского блока (Центральная Монголия) представлены вакками и аркозами ульдзитгольской свиты, образовавшихся в основном в результате рециклинга более древних осадочных пород, и в меньшей мере, в результате разрушения гранитов и поступления пирокластического материала, связанного с базитовым вулканизмом. Полученные Sm-Nd модельные возраста для выделенных литотипов терригенных пород ульдзитгольской свиты имеют широкий диапазон возрастов. Основная группа образует интервал 1,9-2,8 млрд. лет. Причем базитовый источник характеризуется модельным возрастом в 1,9 млн. лет. Распределение РЗЭ в терригенных рециклированных отложениях ульдзитгольской свиты сопоставимо с PASS, что свидетельствует о том, что более осадки fist cycle послужившие источником обломочного материала для пород этой свиты формировались в пределах обширного осадочного бассейна, где происходило перемешивание взвешенного материала. В то время, как накопление самих осадков ульдзитгольской свиты, как и отложений непоротерозойских обломочных пород Актау-Джунгарского, Тувино-Монгольского докембрийских континентальных блоков происходило в локальных бассейнах, вне связи с осадочными бассейнами крупных платформ, где не происходило усреднение состава обломочных пород.

Карбонатная седиментация в неопртерозое в пределах юга Сибирской платформы активно протекала в пределах Енисейского кряжа и представлена известняками и доломитами в разрезах сухопитской, тунгусикской и широкинской сериях. Эти отложения накапливались в мелководных обстановках шельфовой зоны Сибирской платформы. Основными источниками сноса, в данном случае, послужили докембрийские породы фундамента Енисейского кряжа, входящего в состав платформы, и базиты, кратковременное существование которых среди пород питающих провинций подтверждается как изотопно-геохимическими исследованиями терригенных отложений тунгусикской серии [7], так и результатами наших геохимических исследований. При этом на основе полученных первых данных Sr-хемостратиграфии, подтверждая неопртерозойский возраст этих осадков, мы склоняемся к тому, что возрастной интервал карбонатонакопления в пределах

Енисейского кряжа был более узкий и ряд свит и серий являются фациальными аналогами, накапливающихся в одно время.

В венде- кембрии происходила основная эпоха осадконакопления в пределах Палеоазиатского океана. Для отложений юга Сибирской платформы (оселковая, байкальская серии и усть-тагульская свита) прослеживается та же тенденция, что и для неоптерозойских отложений. Основными источниками сноса для них служили породы фундамента и чехла Сибирской платформы. С кратковременным вкладом пирокластического материала в верхних частях разрезов байкальской и оселковой серий.

Терригенная седиментация в пределах отдельных блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса разнообразна и отражает локальные источники сноса обломочного материла, представленного породами непоротерозойской коры с модельными возрастами от 1,1 до 1,3 млрд. лет. Лишь в пределах Дзабханского микронтинента, где установлен наиболее полный разрез вендской системы Азии, представленный непрерывной последовательностью морских отложений (снизу вверх) — тайширской, цаганоломской и баянгольской свит, залегающих с угловым несогласием на вулканогенно-осадочной дзабханской серии верхнего рифея (770-805 млн. лет [11], прослеживается влияние раннедокембрийских источников. Терригенные отложения цаганоломской свиты накапливались в пределах континентального блока и сформировались в результате рециклинга терригенных отложений, образовавшихся за счет разрушения пород гранитоидного состава. Это свидетельствует о существовании на протяжении длительного времени в пределах древнего континентального блока стабильного пассивного тектонического режима. Накопление терригенных пород баянгольской свиты, после перерыва в седиментации, происходило в пределах шельфа Дзабханского микроконтинента, но источником поступления обломочного материала в большей мере послужили кристаллические образования активной континентальной окраины, представленные, возможно, породами дзабханской серии.

На основе анализа полученных геолого-геохимических характеристик карбонатных отложений в пределах северо-восточного сегмента Палеоазиатского океана можно выделить следующие типы геодинамических обстановок, благоприятных для накопления карбонатных отложений – субплатформенные, задуговых бассейнов и океанических островов (гайот) [3, 4]. Изменение обстановок карбонатонакопления во времени связано с процессами эволюции Палеоазиатского океана. Так в венде в краевых частях Сибирской платформы в мелководных шельфовых обстановках накапливались субплатформенные карбонатные отложения байкальской серии, характерными геохимическими особенностями для которых является вышекларковое содержание Zr и Ba, а так же элементов кислой специализации – Pb, Sn, Zn и Be. Вклада пирокластического или гидротермального материала в формирования этих осадков не происходило. На границе венда-кембрия на вновь созданных составных террейнах (Тувино-Монгольский, Батененвский и Амалатский) начинается накопление «перекрывающих» шельфовых отложений, так же отвечающих субплатформенным характеристикам. Для нижних частей разреза характерны вышекларковые содержания Mn, Ni, Co, Sc. Далее по разрезу наблюдается уменьшение содержаний всех основных типоморфных и примесных элементов и эти отложения, из всех изученных, является наиболее химически чистым.

В раннем палеозое в обрамлении Сибирского кратона в обстановках задуговых бассейнов происходило накопление осадочно-вулканогенных толщ. Карбонатные отложения, входящие в их состав, при близких геохимических составах с одновозрастными субплатформенными отложениями отличаются от них повышенными

содержаниями Ba и очень высокими содержаниями Sr.

Для марганцевых руд, приуроченных к этим бассейнам получены первые Sm-Nd характеристики венд-раннекембрийских марганцевых руд. В совокупности с геохимическими характеристиками и распределением РЗЭ в них стало возможным реконструкция обширных гидротермальных полей в пределах южного обрамления Сибирской платформы и пространственного расположения относительно нее изученных марганценосных задуговых бассейнов. Согласно классификациям Бострёма (1973) [10] и Страхова (1976) [8] к металлоносным осадкам (МО) можно отнести породы Цаган-забинского рудопроявления (Приольхонье), Икатского месторождения (Икатский хребет, Восточное Забайкалье), и несколько проб гондитов Слюдянской серии (Южное Прибайкалье). Марганецсодержащие породы итанцинской серии (Морской хребет, Восточное Забайкалье) по своим характеристикам не отвечают МО, хотя так же приурочены к осадочно-вулканогенным отложениям венда-кембрия. При изучении распределения РЗЭ в марганцевых руд следует понимать, что накопление этих пород происходило на удалении от места поступления вещества в бассейн седиментации. Для современных МО транспортировку, в том числе редкоземельных, элементов определяют миграцией в составах плюмов положительной и нейтральной плавучести [1, 2]. Всплывающий плюм с положительной плавучестью характеризуется отсутствием Ce аномалии и выраженной Eu положительной аномалией. РЗЭ в составе плюма с нейтральной плавучестью могут мигрировать на сотни километров от источника поступления. Для них типичны Ce отрицательная и положительная Eu аномалии или их отсутствие.

Для марганцевых руд месторождения Подикат, рудопроявления Цаган-Забинского и частично для Слюдянского, в не зависимости от степени метаморфизма типична ярко выраженная положительная Eu аномалия и вариации в поведении церия – отрицательная аномалии или ее отсутствие. В породах Итанцинскго рудопроявления и, отчасти Слюдянского, РЗЭ имеют распределение близкое к нормальноосадочному и характеризуются пологим наклоном с Eu отрицательной аномалией и отсутствием Ce аномалии.

Значения ε_{Nd}(500 млн. лет) в Mn-породах Слюдянского рудопроявления варьируют от -6.5 до -7.9, Цаган-забинского - от +1.0 до -3.8, Итанцинского - от -8.2 до -9.2, а в Подикатском месторождении - от -4.9 до -5.6. Перечисленные характеристики указывают на то, что отложение Mn-руд Цаган-забинского рудопроявления происходило в непосредственной близости от гидротермального источника. Этому не противоречат Rb-Sr характеристики, которые показывают, что отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в марганценосных осадках было ниже, чем в морской воде венд-кембрийского океана, 0.7062-0.7082 против 0.7070-0.7092.

В отличие от этого, накопление Mn-осадков других рудных полей было несколько удалено от действующих гидротермальных источников и приближено к области разгрузки континентальной коры, которой в венде-кембрии могла быть близлежащая Сибирская платформа. По степени удаления от гидротермальных источников объекты можно расположить в следующем порядке: Подикатское месторождение – Слюдянское рудопроявление – Итанцинское рудопроявление. Учитывая новые результаты палеомагнитных исследований в определении сдвиговых составляющих Сибирской платформы и ее складчатого обрамления в венде-кембрии [6] можно предположить пространственное расположение марганценосных осадочных бассейнов в это время.

В кембрии в пределах островодужных террейнов на вулканических постройках формировались мелководные карбонатные микроплатформы (тип гайот). Их мелководная часть обогащена Ba (до 2 %), а более глубоководные разности, содержат в

достаточно большом количестве терригенную примесь и резко отличаются от всех выделенных типов вышекларковыми содержаниями практически всех основных типоморфных и примесных элементов, за исключением элеменов-примесей кислой специализации – Pb, Sn, Be.

Для изученных карбонатных отложений типично три типа распределения РЗЭ. Для карбонатных отложений океанических островов характерен плоский тренд распределения РЗЭ (LREE/HREE<2), для карбонатных отложений задуговых бассейнов слабонаклонный (LREE/HREE от 4 до 2) и пологонаклонный для древних континентальных блоков и микроконтинентов - (LREE/HREE > выше 4). Влияние гидротерм на состав карбонатного осадка открытого океанического бассейна прослеживается по положительным Ce и Eu положительным аномалиям. В изученных породах Eu/Eu* значения более 0,7 характерны для разновозрастных островодужных и докембрийских субплатформенных карбонатных отложений, а менее 0,7 для раннепалеозойских карбонатных пород шельфа и задуговых бассейнов [3].

Таким образом, проведенное первое обобщение разрозненных изотопно-геохимических данных полученных авторами для осадочных комплексов тектонических блоков разного типа и ранга в пределах Палеоазиатского океана позволяет ставить под сомнение его существование, по крайней мере, его восточного сегмента в неопротерозое, т.к. основная масса, в том числе, метаморфизованных, терригенных и карбонатных отложений, многообразие обстановок их седиментогенза приходится на венд-кембрий. В неопртерозое седиментация происходила в бассейнах Сибирской платформы и отдельных докембрийских континентальных блоков.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 09-05-01030, 09-05-12004-офи_м, 10-05-00971), Президиума СО РАН (проект № 19).

Литература

1. Гуревич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. Санкт-Петербург: ВНИИОкеангеология, 1998. – 337 с.
2. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. - М.: Наука, 2006. - 360 с.
3. Летникова Е.Ф. Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы) // Докл. АН. - 2003. - Т.393. - №2. - С.235-241.
4. Летникова Е.Ф. Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента Палеоазиатского океана // Литосфера. - 2005. - №1. - С.70-81.
5. Маслов А.В., А.Д.Ножкин, В.Н.Подковыров, Е.Ф Летникова, О.М. Туркина, Д.В.Гражданкин, Н.В.Дмитриева, М.В.Ишенская, М.Т. Крупенин, Ю.Л.Ронкин, Э.З.Гареев, С.В.Вещева, О.П.Лепихина. Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии. – Екатернибург: изд-во УрО РАН. 2008. 274 с.
6. Метелкин Д.В., Верниковский В.А. Сдвиговая тектоника в истории Сибирской континентальной плиты и связь с процессами роста и деформации коры Центральной Азии по палеомагнитным данным // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ: Материалы XLIII Тектоническогосовещания. - М.: ГЕОС, 2010. - Т. 2. - С. 51-55
7. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Sm-Nd изотопная систематика метапелитов Енисейского кряжа //Литологические аспекты геологии слоистых сред. Екатеринбург, 2006. - С. 195-196
8. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанскоголитогенеза. М.: Наука, 1976. 298 с.
9. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав иэволюция. Пер. с англ. - М.: Мир, 1988, 384 с.
10. Bostrom K. The origin and fate of ferromanganese active ridge sediments // Stockholm Cont. in Geology. 1973. V. XXVII.№2. P.159-174
11. Levachova N.M., Kalygin V.M., Gibsher A.S., Yff J., Ryabinin A.B., Meert J.G., Malone S.J. The origin of the Baydaric microcontinent, Mongolia: constraints from Paleomagnetism and Geochronology // Tectonophysics. – 2010. V.485. – P. 306-320.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СЕРНИСТОГО ГАЗА С ПОРОДАМИ

Ли Е.Ю.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(greenjane@yandex.ru)

Введение

Результаты исследований системы [$SO_2 \pm O_2$ - горная порода] могут быть использованы для решения фундаментальных задач геохимии и космохимии – изменения силикатных пород под влиянием сернистого ангидрида при магматизме и гидротермальном метасоматозе в Земной коре и на поверхности планет и спутников в Солнечной системе, а также в прикладной области – в целях разработки методики удаления серы из газовой фазы в промышленных выбросах. Выполненных к настоящему времени исследований [4, 5, 6, 7 и др.] еще недостаточно для получения полного представления о процессах взаимодействий в системе [сернистый ангидрид – горная порода].

Проведение экспериментов в широком интервале условий представляет весьма трудоемкую задачу. Эффективный дополняющий метод – термодинамическое моделирование равновесного состава многокомпонентной системы [$SO_2 \pm O_2$ - горная порода], позволяющее провести интерполяцию и экстраполяцию данных на не изученные экспериментально T-P-X-условия. Цель данной работы - построение термодинамической модели, которая позволила бы оценить, какие твердые фазы образуются в результате взаимодействий в системе [$SO_2 \pm O_2$ - горная порода], как меняется состав газовой фазы и есть ли зависимости фазового состава от температуры. Для достижения этой цели были проведены серии расчетов состояния системы в широком интервале температур, выполнена их верификация по высокотемпературным экспериментам, и дан прогноз поведения SO_2 при более низких температурах в условиях, приближенных к приповерхностным.

Конструкция модели

Система сернистый ангидрид – горная порода является многокомпонентной гетерогенной системой, включающей ряд индивидуальных фаз и флюид переменного состава.

Для интерпретации результатов моделирования удобно пойти по пути последовательного усложнения модели. Сначала нами был проведен расчет равновесий для взаимодействия SO2 с мономинеральной твердой фазой. На этом этапе рассматривались реакции газовой фазы с альбитом и диопсидом. Затем (второй этап) система была усложнена по химическому составу - [SO2 ± O2 - базальт].

При верификации физико-химическая модель была максимально приближена к экспериментальным исследованиям (850, 650 и 450ºC, 3-10 бар) [1]. Массив исходных данных представлял собой результаты рентгено-флуоресцентного анализа минералов и базальта, использованных в эксперименте. Состав исходных пород был упрощен путем удаления таких элементов как фосфор, хлор, титан, марганец и стронций. Для удобства моделирования составы пересчитывались из элементов в индивидуальные вещества.

На втором этапе были проведены расчеты в широком температурном диапазоне: от 100 до 850ºC. Проводилось моделирование для систем [SO2 - базальт], [SO2 ± O2 - базальт], а также для системы [SO2 ± O2 - H2O - базальт] для максимального приближения условий расчетов к природным приповерхностным условиям. В целом изучаемая система включала 10 элементов (Al, Ca, Fe, H, K, Mg, Na, O, S, Si). Физико-химическая модель учитывала все минералы, которые

могли присутствовать в такой системе и для которых имелись достаточные термодинамические данные (51 фаза).

В модели с базальтом были проведены расчеты равновесных составов систем с меняющимся соотношением газ – порода. Для этого расчет проводился по шагам (количество шагов 100). При этом на каждом шаге в систему, исходно содержавшую 100 г базальта, добавлялось по 0,1 моль SO2. При расчете системы [SO2 ± O2 - H2O - базальт] количество воды было оценено исходя из допущений о том, что изначально ею занято поровое пространство породы (2% по объему).

Расчеты проводились с помощью программного пакета HCh [3]. Источником термодинамических данных в работе служил банк данных UNITERM (Шваров Ю.В., Борисов М.В., Гричук Д.В., кафедра геохимии МГУ). Недостающие данные по сульфатам натрия, магния, кальция, калия, алюминиевым квасцам и муллиту были взяты из справочника [2].

Результаты моделирования

В расчетах систем с мономинеральной силикатной фазой получен простой вид преобразования минерального состава: с увеличением количества SO2 в системе растет процентное содержание сульфатов и новообразованных минералов. Для альбита в качестве конечных продуктов получены диоксид кремния (кристобалит), силлиманит и сульфат натрия. В системе [диопсид - SO2 - O2] при моделировании получены кремнезем и ангидрит, а также энстатит.

На рис.1 представлен результат расчета системы [SO2 ± O2 - базальт] при температуре 850ºС. Видно, что после добавления 3,2 моль ангидрида система выходит на стационарное состояние, и продуктами взаимодействия является следующая ассоциация: сульфаты магния, кальция и натрия, калиево-алюминиевые квасцы, силлиманит, гематит и кварц.

Вместе с тем, расчетные результаты позволяют охарактеризовать продукты взаимодействия, возникающие на начальных его шагах. При небольшом количестве добавленных сернистых соединений в системе устойчивы сульфиды железа (пирротин, пирит) и магнетит. При добавлении примерно 30 граммов флюида

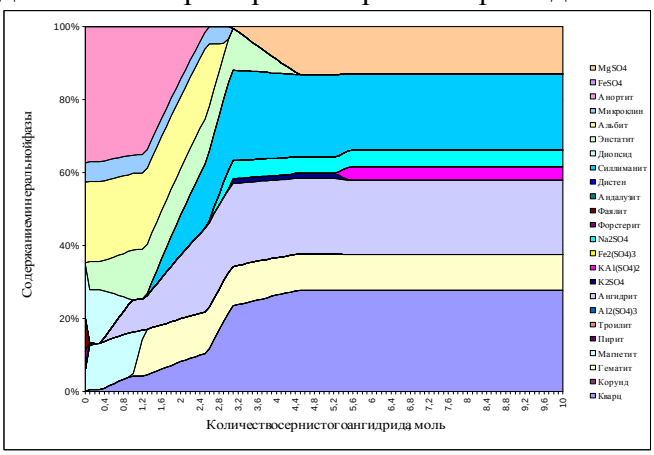


Рис. 1. Результаты взаимодействия в системе [$SO_2 \pm O_2$ - базальт].
Термодинамический расчет T=850ºC, p=3 атм.

на 100 г породы в системе появляется ангидрит, и количество его быстро возрастает до более чем 20% от массы продуктов. При добавлении 80 г флюида магнетит замещается на гематит. Первичные минералы базальта полностью исчезают при добавлении примерно 250 г флюида на 100 г породы. Остаточная ассоциация (кварц + гематит + силлиманит + сульфаты) в целом отвечает характерной для вторичных кварцитов.

В интервале температур от 750ºС до 550ºС фазовый состав продуктов реакции изменяется (рис.2). На момент окончания расчетов (добавление в систему 10 моль сернистого ангидрида) мы наблюдаем следующие минеральные фазы: сульфаты магния, натрия и кальция, двойной сульфат алюминия с калием, кварц и гематит, а также сульфат алюминия вместо

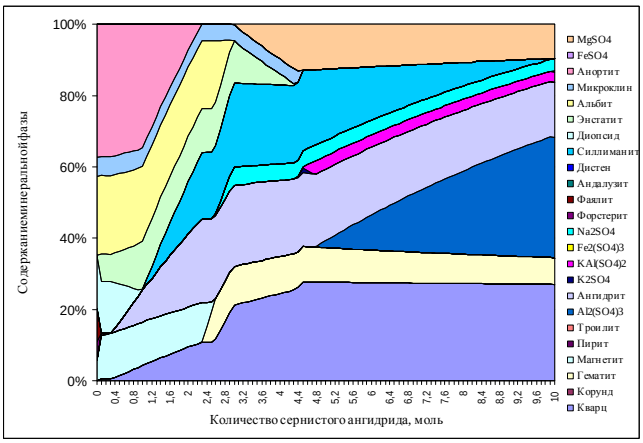


Рис. 2. Результаты взаимодействия в системе [$SO_2 \pm O_2$ - базальт].
Термодинамический расчет T=750ºC, p=3 атм.

полученного при более высоких температурах силлиманита.

При расчете системы [базальт - SO_2 - O_2] при температурах от 500 до 100ºC (рис.3) количество гематита в продуктах реакции уменьшается и вместо него появляется сульфат железа. В итоге мы получили ассоциацию, содержащую 6 сульфатов (магния, железа, натрия, кальция, алюминия и калиево-алюминиевые квасцы) и кварц с небольшим количеством гематита.

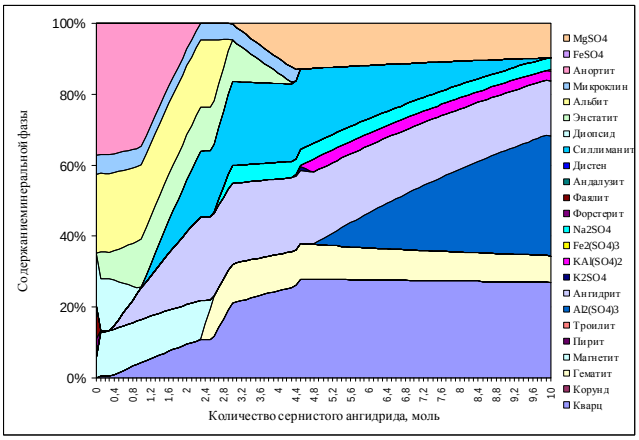


Рис. 3. Результаты взаимодействия в системе [$SO_2 \pm O_2$ - базальт].
Термодинамический расчет T=500ºC, p=3 атм.

При моделировании взаимодействия в системе [базальт - SO_2 - O_2 - H_2O] были получены те же самые 3 разные ассоциации минеральных фаз в различных температурных диапазонах, что и в безводной системе. Отличие выразилось лишь в том, что на промежуточных этапах в расчетах появляются силикатные минералы с входящими в структуру молекулами воды (флогопит, мусковит, эпидот, тремолит и др.).

Помимо распределения минеральных фаз, были изучены зависимости содержания SO_2 во флюиде в системе [базальт - SO_2 - O_2]. При температурах 800-850ºC на достаточно большом интервале наблюдается буферирование уровня сернистого ангидрида в газовой фазе. Оно связано с началом образования сульфатов и продолжается до момента исчезновения первичных минералов базальта. Единственный скачок в этом промежутке связан с тем, что в то время как магнетит замещается гематитом, связывание серы в твердую фазу не происходит. После разложения всех первичных силикатов количество SO_2 во флюиде неограниченно растет (рис.4).

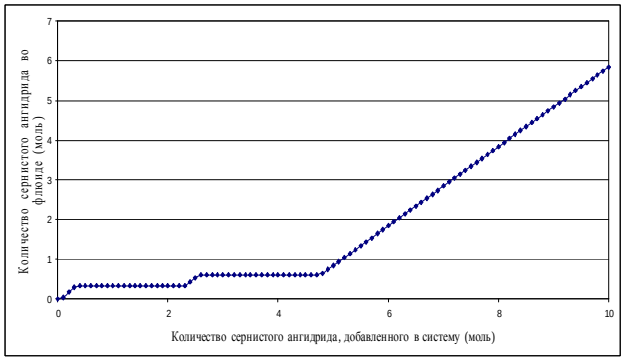


Рис. 4. Содержание сернистого ангидрида в системе [$SO_2 \pm O_2$ - базальт].
Термодинамический расчет T=800ºC, p=3 атм.

В температурном интервале 700-750ºC выделяются 2 скачкообразных промежутка, в которых сера из флюида не поглощается базальтом. Первый из них связан с исчезновением в системе сульфидов (пирит, пирротин), а второй – с преобразованием магнетита в гематит. Однако в этом случае количество серы в газовой фазе остается постоянным во всем исследуемом интервале.

При понижении температуры до 550-650ºC значимым для связывания серы в твердую фазу остается только второй скачок (фиксирующий переход железа из одного оксида в другой), после которого уровень серы во флюиде постоянен (рис.5).



Рис. 5. Содержание сернистого ангидрида в системе [$SO_2 \pm O_2$ - базальт].
Термодинамический расчет T=650ºC, p=3 атм.

Характер поведения серы во флюиде изменяется при понижении температуры до 500ºC (рис.6). После исчезновения первичных минералов базальта образуется устойчивая ассоциация, состоящая из различных сульфатов, андалузита, кварца и гематита. Практически сразу после этого железо из гематита превращается в сульфат и связывает всю серу из газовой фазы.



Рис. 6. Содержание сернистого ангидрида в системе [$SO_2 \pm O_2$ - базальт].
Термодинамический расчет T=500ºC, p=3 атм.

Такой характер распределения серы во флюиде наблюдается до температуры 400ºC. От 350ºC и ниже содержание серы в газовой фазе на всех этапах стремится к нулю.

Верификация модели

В целом результаты моделирования мономинеральных систем (850ºC) оказались близки к эксперименту по набору минеральных фаз. Исключение составляет лишь форма силиката алюминия – в расчетах был получен силлиманит, в то время как при расшифровке рентгеновских спектров обнаружен муллит.

Сравнивая полученный фазовый состав в системе [базальт - SO_2 - O_2] с соответствующими экспериментами можно увидеть, что отличие заключается в том, что помимо обнаруженных с помощью РФА фаз расчет дает также сульфат натрия и двойной сульфат калия и алюминия. Однако суммарное расчетное содержание Na_2SO_4 и $KAl(SO_4)_2$ согласно данным моделирования составляет не более 10%, поэтому, возможно, они не были идентифицированы при расшифровке рентгеновских спектров.

Важным результатом является обнаружение сульфата железа при анализе твердых продуктов экспериментов, проведенных при 450ºC, что является показателем правильности модельных расчетов.

Таким образом, результаты моделирования взаимодействия базальта с избытком флюидной фазы в целом согласуются с данными эксперимента, также поставленного с условием избытка флюида.

Заключение

Таким образом, результаты проведенных расчетов показывают:

1. Термодинамическая модель в целом правильно воспроизводит результаты экспериментов при T в интервале от 450 до 850ºC.

2. По данным моделирования характер взаимодействия сернистого ангидрида с базальтом в целом не меняется в широком интервале температур, приводя при избытке флюидной фазы к образованию в высокотемпературной области сульфатов металлов (Na, K, Ca, Mg), кварца и гематита, а при понижении температуры – также сульфатов Al и Fe.

3. Образование сульфатов буферирует уровень содержания SO_2 во флюиде, причем этот уровень зависит от температуры (снижается с падением температуры). Буферный эффект проявляется до исчезновения первичных минералов базальта, после чего количество SO_2 в системе неограниченно возрастает.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №09-05-00865.

Литература

1. *Ли Е.Ю., Чареев Д.А., Шилобреева С.Н., Гричук Д.В., Тютюнник О.А.* Экспериментальное исследование взаимодействия сернистого ангидрида с силикатами и алюмосиликатами при температурах 650 и 850°С. - Геохимия, №10, 2010, стр. 1105-1112.
2. *Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л.* Справочник термодинамических величин (для геологов). М.: Атомиздат, 1971.
3. *Шваров Ю.В.* Алгоритмизация численного равновесного моделирования динамических геохимических процессов. -Геохимия, 1999, № 6, стр. 646-652.
4. *Johnson M.L., Burnett D.S.* SO_2-rock interaction on Io - Reaction under highly oxidizing conditions. - Journal of Geophysical Research, 1993, v.98, no. E1, p.1223-1230.
5. *Palandri J.L., Rosenbauer R.J., Kharaka Y.K.* Ferric iron in sediments as a novel CO_2 mineral trap - CO_2-SO_2 reaction with hematite. - Applied Geochemistry, 2005, v.20. no. 11, p.2038-2048.
6. *Xu T. et al.* Modeling multiphase non-isothermal fluid flow and reactive geochemical transport in variably saturated fractured rocks: 1. Methodology. - American Journal of Science, 2001, v.301, no. 1, p.16–33.
7. *Xu T., Apps J.A., Pruess K., Yamamoto H.* Numerical modeling of injection and mineral trapping of CO_2 with H_2S and SO_2 in a sandstone formation. - Chemical Geology, 2007, vol. 242, no. 3, p.319–346.

ПОСТРОЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА НА ОСНОВАНИИ МАРКОВСКОГО АНАЛИЗА ГИПСОМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Либина Н.В. [а], **Черников А.Г.** [б].

[а] *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия,*
[б] *ООО «Газпром ВНИИ ГАЗ», пос. Развилка, Московская обл., Россия*
(*A_Chernikov@vniigaz.gazprom.ru*)

Каспийское море является крупнейшей акваторией нефтегазоностной провинции, в которой выделяются три крупных нефтегазоносных бассейна – Северо-Каспийский (палеозойский, связанный с герцинским этапом), Северо-Кавказско-Мангышлакский (мезозойский, связанный с раннеальпийской складчатостью) и Южно-Каспийский – кайнозойский, позднеальпийский). Геологические структуры Каспийского морского бассейна наложены на глубинную систему геоблоков, расположенных в зоне сочленения Аравийской и Евразийской литосферных плит. В региональном плане Прикаспийский бассейн окружен пассивными континентальными палеоокраинами, развитыми по периферии Центрально-Каспийского океанического рифта.

Результаты многолетних геолого-геофизических исследований региона позволили выяснить основные черты его структуры, определить главные этапы геологической истории, сформировать обобщенные представления о геологии и нефтегазоносности бассейна. Однако, для формирования обновленной структурно- и историко-геологической модели Каспийского региона, прежде всего необходимо обобщить, проанализировать и уточнить накопленные данные о глубинном строении и геодинамике земной коры и осадочного чехла акватории [3]. Существенная роль в решении этих задач отводится методам геотомографии, в различных вариантах – сейсмическом, гравитационном, электромагнитном и термическом.

Авторами представленного материала разработан принципиально новый способ изучения глубинного строения массива – марковская гипсотомография [4]. Суть способа состоит в следующем. Известно, что многие природные процессы, в том числе геологические, характеризуются тем, что в них наблюдается некоторое влияние предшествующих событий на последующие, но это влияние обладает короткой «памятью» - распространяющейся только на один шаг. Такие процессы получили название марковских, в честь разработавшего в 1907 году эту теорию российского математика А.А.Маркова. Однако, согласно теории марковских процессов, если мы создадим такое условие, при котором вероятность следующего перехода будет зависеть более чем от одного события, то область влияния предыдущего состояния будет расширена. К примеру, таким добавочным условием может быть изменение длины анализируемой марковской последовательности. Увеличивая длину последовательности, описывающей изменчивость марковости свойств поверхности, мы получим информацию о более удаленных событиях т.е. о залегающих под земной поверхностью геологических формациях [2]. Описываемый способ изучения глубинного строения массива горных пород базируется на предположении о наследовании марковских свойств рельефа поверхности подстилающих горизонтов в марковских свойствах поверхности перекрывающих наслоений.

Основой для опробования методики прогноза глубинного строения в условиях расчлененного рельефа послужила цифровая 30-секундная батиметрическая карта Каспийского моря и прилегающих территорий [1].

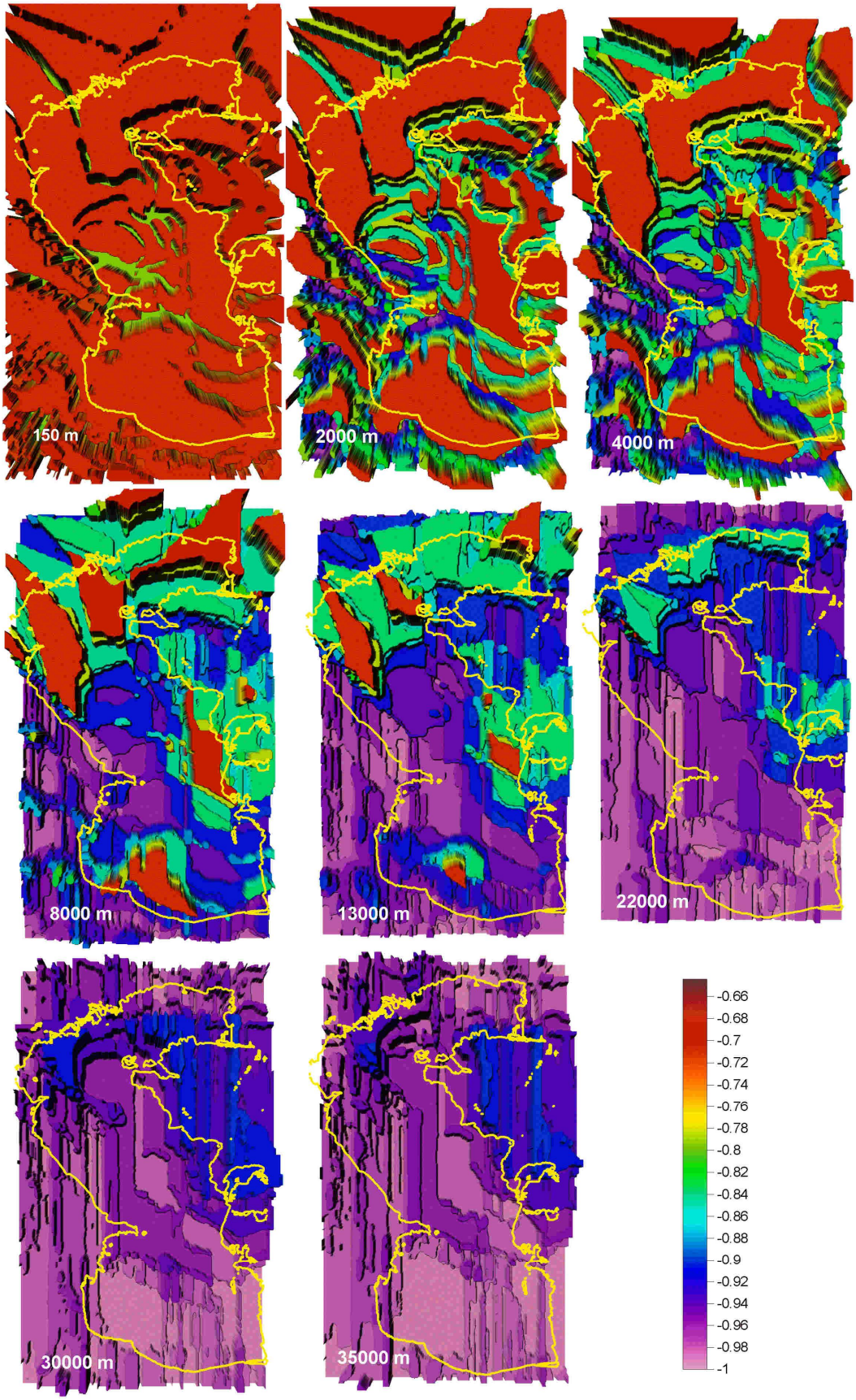


Рис. 1. Схемы площадного распределения разновозрастных геологических формаций на глубинных томограммах (срезах) 3-Д модели Каспийского региона, рассчитанной методом марковской гипсотомографии

Площадь, определенная для зондирования представлялась в виде регулярной сетки, в узлах которой определены гипсометрические отметки. Площадь моделирования представлена прямоугольником размером 7^0x12^0, с расстоянием между узлами 1`, а выбранная частота зондирования (число марковских состояний в последовательности) и длины зондирующих последовательностей обеспечили расчет марковских свойств массива в интервале глубин от 0.15 до 30 километров. По рассчитанному кубу изменчивости марковских свойств были построены томограммы (глубинные срезы), отражающие площадную изменчивость марковских свойств на различных глубинах (Рис. 1). Представленные томограммы соответствуют геологическим отложениям начиная от четвертичного возраста до древнего (AR-PR) фундамента.

Расчетные глубины приведены на томограммах в метрах. Цветовая шкала соответствует разновозрастным формациям от молодых – темно-красные до древних – фиолетовые. Числа на цветовой шкале - значения рассчитанных на модели марковских свойств.

Предварительный анализ рассчитанной 3-D марковской геомодели Каспийского региона показал:

Модель в целом не противоречит современным геологическим концепциям.

Марковский анализ батиметрических отметок позволяет получать независимую от традиционных геологических способов информацию о геологических объектах, включая оценки их стратиграфической принадлежности и тектонического строения.

Ретроспективный анализ рассчитанных глубинных срезов может оказаться полезным для воссоздания истории геологического развития региона и, как следствие, для прогноза перспектив его нефтегазоносности.

Для слабо изученных в геологическом плане регионов гипсотомография может служить источником априорной информации, а также стать основой для включения в единую модель разнотипных по используемым методам и фрагментированных в геологическом пространстве уже имеющихся данных.

Литература

1. *М.В. Болгов, Г.Ф. Красножон, А.А. Любушин.* Каспийское море: экстремальные гидрологические события. - М.: Наука, 2007, 382 с.
2. *Вистелиус А.Б.* Основы математической геологии.Л.Наука,1980
3. *Глумов И.Ф., Маловицкий Я.П., Новиков А.А., Сенин Б.В.* Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2004. – 342 с.: ил.
4. *Черников А.Г., Матушкин М.Б., Либина Н.В.* Изучение внутреннего строения Земли на основе марковского анализа гипсометрии ее поверхности. М., «Разведка и охрана недр» №2, 2001, с. 57-59.

ДВУХМЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КЛАСТИЧЕСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НЕОКОМСКОГО КЛИНОФОРМЕННОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Линев Д.Н.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(dmitriylinev@yandex.ru)

Введение

В последние десятилетия сфера компьютерных технологий развивается особенно бурно. Неотъемлемой их частью является компьютерное моделирование, заключающееся в проведении серии вычислительных экспериментов на компьютере, целью которых является анализ, интерпретация и сопоставление результатов моделирования с реальным поведением изучаемого объекта, и, при необходимости, последующее уточнение модели.

Данная работа посвящена компьютерному моделированию седиментологических процессов в условиях конуса выноса дельты реки. Для решения данной задачи был разработан программный модуль. Для разработки была выбрана среда Borland C++ Builder 5 как наиболее удобная и хорошо изученная автором.

Входные данные

Входными данными для моделирования являются:

1. Исходный рельеф моделируемой области
2. Приток и отток кластического материала на границах области (или закон изменения их во времени)
3. Кривая колебаний уровня моря для моделируемой области
4. Набор коэффициентов, отвечающих за скорость размыва и переноса осадков в подводной и аэральной обстановке.
5. Некоторые опции, отвечающие за выбор того, или иного алгоритма расчета литологического накопления, или новообразованного рельефа.

Расчет

Мобилизация и перенос терригенных осадков могут быть описаны следующим дифференциальным уравнением

$$\frac{dh}{dt} = k\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}$$

Левая часть уравнения представляет собой величину изменения высоты рельефа с течением времени, то есть моделируемый процесс осадконакопления. В правой части: k – константа, отвечающая за скорость размыва, умноженная на вторую частную производную функции рельефа, представляющую собой кривизну рельефа в данной точке.

Поток мобилизованного материала в системе описывается формулой

$$q = -k\frac{\partial h}{\partial x}$$

и представляет собой произведение производной функции рельефа, по сути являющейся тангенсом угла наклона касательной к линии рельефа в данной точке на коэффициент, отвечающий за скорость размыва.

Разработанная в настоящей работе модель основана на численном решении этого уравнения. В ходе основного цикла расчета значения высоты в каждой точке пересчитываются с использованием значений в соседних точках. Расчет происходит по формуле, представляющей собой дискретизированную форму дифференциального уравнения переноса осадков.

Результаты моделирования

Результатами моделирования являются:

1. Грид литологического наполнения моделируемой области

2. Конфигурация геологических границ (рис. 1)

Разработанный программный комплекс может быть использован для:

1. Восстановления условий условия осадконакопления в исследуемом регионе
2. Восстановления кривой колебаний уровня моря в исследуемом регионе
3. Корреляции клиноформенных комплексов
4. Корреляции, интерпретации и повышения разрешающей способности сейсмических профилей.

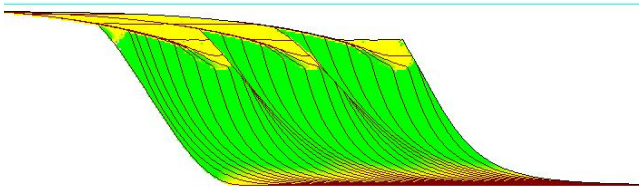


Рис. 1 Разрез тестовой области, полученный в результате моделирования.

Моделирование неокомского клиноформенного комплекса Западной Сибири

С использованием разработанной программы было проведено моделирование неокомского клиноформенного комплекса Западной Сибири. На рис. 2 показан сейсмический профиль по данной области.

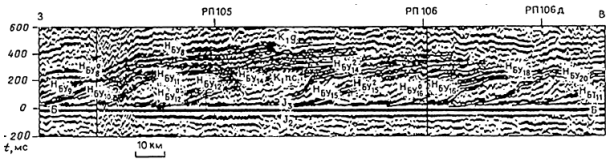


Рис. 2 Временной разрез по неокомскому клиноформенному комплексу (А.А. Нежданов, В.А. Пономарев).

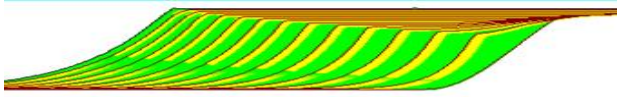


Рис. 3 Геологический разрез, полученный по результатам моделирования



Рис. 4 Синтетический сейсмический профиль по разрезу, построенному с помощью программы

На рис. 3 показан геологический профиль по исследуемому региону, а на рис. 4 - синтетический сейсмический профиль, построенный по нему с использованием программы, разработанной автором ранее. Анализ и сравнение трех приведенных профилей позволяет судить о корректности работы программы и получаемых ей результатов, и сделать несколько выводов об особенностях формирования исследуемого региона:

1. Общее поднятие уровня моря относительно дна бассейна (вызванное, вероятнее всего, тектоническим погружением бассейна), что в целом соответствует исследованиям, проводимым по данной территории (А.А. Нежданов, В.А. Пономарев 2000)
2. Анализ полученного в результате моделирования распределения песчаников и глин в целом подтверждает данные, полученные при исследовании территории (В.Н. Нестеров, В.В. Харахинов 2006)
3. На синтетической сейсмограмме хорошо видно общее клиноформенное строение исследуемой толщи. Прослеживаются как общие границы клиноформенного комплекса, так и внутренние границы, отделяющие одну клиноформу от другой. Неровность нижней границы комплекса на синтетической сейсмограмме в сравнении с полученным при моделировании разрезом объясняется разным временем прохода волны по породам в соседних трассах, причем, чем больше время движения волны в исследуемом слое, тем больше искажения на нижней границе.

Выводы

В результате работы разработана программа, позволяющая моделировать осадконакопление в условиях конуса выноса дельты реки. По результатам

сравнения полученных с помощью моделей с реальными профилями (как геологическими, так и сейсмическими) сделан вывод о высокой точности полученных результатов.

С использованием разработанного программного комплекса .было произведено моделирование седиментологических процессов в бассейнах Западной Сибири, сделаны некоторые выводы об особенностях строения региона.

Вертикальное разрешение сейсмических профилей на настоящий момент составляет первые метры. С помощью полученного программного пакета можно смоделировать профиль с вертикальным разрешением менее десятка сантиметров, что, безусловно, представляет большой интерес, и будет сделано в дальнейшем.

Литература

1. *А.А. Нежданов, В.А. Пономарев* Геология и нефтегазоносность ачимовской толщи Западной сибири Издательство Академии горных наук 2000
2. *В.Н. Нестеров, В.В. Харахинов и др,* Геологическая доразведка нефтяных месторождений Нижневартовского Приобья Москва, Научный Мир, 2006

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОВЕДЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ЭВТРОФИЦИРОВАННЫХ ОСАДКАХ

Липатникова О.А.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(olyal@yandex.ru)

Введение

Эвтрофикация – естественный процесс, который обычно вызван избыточным поступлением в водоем так называемых «биогенных элементов», что приводит к бурному развитию растительности в поверхностном слое воды. Отмершие организмы опускаются на дно водоема, где происходит их разложение. В результате в верхнем слое донных отложений идет развитие восстановительных процессов, направленных на установления равновесия между окисленной минеральной компонентой и органическим веществом, которое выступает в роли восстановителя. В ходе этих процессов претерпевают изменения и органическая, и неорганическая составляющие отложений. При этом, по мнению ряда авторов, возможна активная ремобилизация тяжелых металлов из твердой фазы донных осадков сначала в поровый раствор, а затем в придонные воды [12, 13].

Целью работы являлось изучение поведения тяжелых металлов в донных отложениях в процессе эвтрофикации пресноводного водоема с использованием метода термодинамического моделирования.

Объект исследования

В качестве объекта моделирования выбраны донные осадки Иваньковского водохранилища р. Волги, которое является одним из основных источников питьевого водоснабжения г. Москвы, что предъявляет особые требования к качеству воды в нем. Донные отложения Иваньковского водохранилища представлены первичными трансформированными грунтами (почвы обнаженные, разбухшие, заболоченные) и вторичными грунтами (песок, илистый песок, ил песчанистый серый, ил серый, ил переходный, ил торфянистый, отложения из макрофитов) [2, 3]. В последние годы, вследствие усиления антропогенной нагрузки, идет интенсивный процесс зарастания заливов и прибрежных участков водохранилища [4], поэтому развитие восстановительных процессов, описанных выше, характерно для рассматриваемого объекта.

Исходная информация и методика моделирования

В работе были использованы материалы геохимического опробования донных отложений, выполненного на Иваньковском водохранилище летом 2009 года в составе совместной экспедиции с Институтом водных проблем РАН. В ходе этих исследований определялись влажность осадков, содержание органического вещества, pH осадка, а также формы нахождения металлов в донных отложениях по методике Тессье [14] с аналитическим окончанием методом ИСП-МС. Из осадка были отжаты поровые воды и выполнен их анализ на макро- и микрокомпонентный состав.

Система «поровая вода – донные отложения» рассматривалась при термодинамическом моделировании как многокомпонентная гетерогенная система, включающая водный раствор, индивидуальные твердые фазы и фазы-сорбенты переменного состава: глинистые минералы (Mc), гидроксиды железа (Fh) и органическое вещество (Om). В сумме моделируемая система включала 22 независимых компонента: H, O, Ca, Mg, Na, K, C, S, Cl, Fe, Mn, Zn, Cu, Ni, Pb, Co, Cd, “квазиэлементы” – гуминовую (Hu) и фульвокислоты (Fu) и фазы-сорбенты Mc, Fh и Om, из которых Mc и Om представлялись как 12-компонентный, а Fh – как 11-компонентый идеальные твердые растворы. Набор растворенных частиц в

расчетах включал 120 простых ионов и комплексов, среди которых 100 неорганических и 20 органических комплексов. Источником термодинамических данных в работе служила база данных UNITHERM (кафедра геохимии МГУ).

Подробное описание методики моделирования, способ расчета кажущихся приращений свободных энергий Гиббса $\Delta g^o(T)$ для катионных форм сорбентов и их численные значения приведены в работах [1, 6, 7, 9].

Валовый состав систем задавался по результатам химических анализов поровой воды и донных отложений Иваньковского водохранилища. Концентрация органических ионов оценивалась по величине $C_{орг}$ в поровой воде по способу, приведенному в [7], с учетом средних молекулярных масс по [5] (гуминовые кислоты 40000, фульвокислоты 1500). Для задания состава системы «поровая вода – донные отложения» по Ca, Mg, Na, K, Mn, Zn, Cu, Ni, Pb, Co, Cd были использованы суммы концентраций металлов в поровой воде и вытяжек из осадков ацетатно-аммонийным буфером, раствором гидроксиламина и 30% раствором H_2O_2 в пересчете на 1 л порового раствора в соответствии с влажностью осадка. Для Fe была взята сумма концентраций в поровой воде и извлеченных вытяжками ацетатно-аммонийным буфером и 30% раствором H_2O_2.

Расчеты равновесного состава гетерогенной системы выполнялись с помощью пакета программ термодинамического моделирования HCh v.4.3 [10, 11].

Модель эвтрофикации водоема

При эвтрофикации водоема происходят окисление органического вещества и восстановление гидроксидов железа и марганца. Содержание марганца в гидроксидной фракции пренебрежимо мало по сравнению с содержанием железа. Поэтому процесс эвтрофикации можно представить в виде следующей схематичной реакции:

$$Fe(OH)_3 + C_{орг\ тв} \rightarrow HCO_3^- + Fe^{2+} + C_{орг\ раствор}$$

Таким образом, для имитации восстановления гидроксидов Fe и Mn в модели последовательно уменьшалось количество задаваемого сорбента Fh и увеличивалось количество гидрокарбонат-ионов и фульват-ионов в системе. При этом связанные этим сорбентом металлы освобождались и могли участвовать в сорбции на других фазах, либо накапливаться в поровом растворе. Вследствие того, что осадок на дне водоема может находиться как в неподвижном состоянии, так и взмучиваться в результате деятельности донных организмов, придонных течений, а также человека, режим углекислоты в осадке может быть различный. Поэтому модель была построена в двух вариантах: система, открытая по CO_2 и система, закрытая по CO_2.

Результаты моделирования. Модель 1: система открыта по CO_2

Растворение железистого сорбента приводит к росту концентраций в поровом растворе всех изучаемых элементов, но в различной степени. Концентрация кальция в поровом растворе в первый момент увеличивается, а затем постепенно начинает уменьшаться. Содержание остальных макрокомпонентов увеличилось менее чем в 2 раза. Концентрации Zn, Ni, Cd и Co увеличиваются в среднем в 3 раза, а Pb – в 5 раз (рис.1). И лишь концентрация меди в поровом растворе возрастает в среднем в 18 раз. Следует отметить, что в тот момент, когда концентрация кальция начинает уменьшаться, интенсивность роста концентраций всех остальных элементов, за исключением меди, также уменьшается.

Основным изменением в твердой фазе является образование в системе небольших количеств кальцита, происходящее за счет увеличения в растворе концентраций гидрокарбонат-иона, который связывает кальций в кальцит. Избыток HCO_3^- уходит из системы в виде CO_2, в итоге pH раствора увеличивается в среднем на 0,1.

Модель 2: система закрыта по CO_2

Данная модель отличается от предыдущей тем, что CO_2 не может выйти из системы, в результате чего в растворе накапливается гидрокарбонат-ион и идет

небольшое подкисление (pH раствора понижается на 0,7-1,2), при этом кальцит также выпадает, хотя и в меньших количествах, чем в модели 1. Концентрации микроэлементов в поровом растворе меняются следующим образом: Zn и Ni возрастают примерно в 7 раз, Cd и Co увеличиваются почти в 10 раз, а Pb, как и в предыдущем варианте модели, в 5 раз. По-прежнему максимальный рост содержаний (в среднем в 19,5 раз) наблюдается для меди (рис. 1).

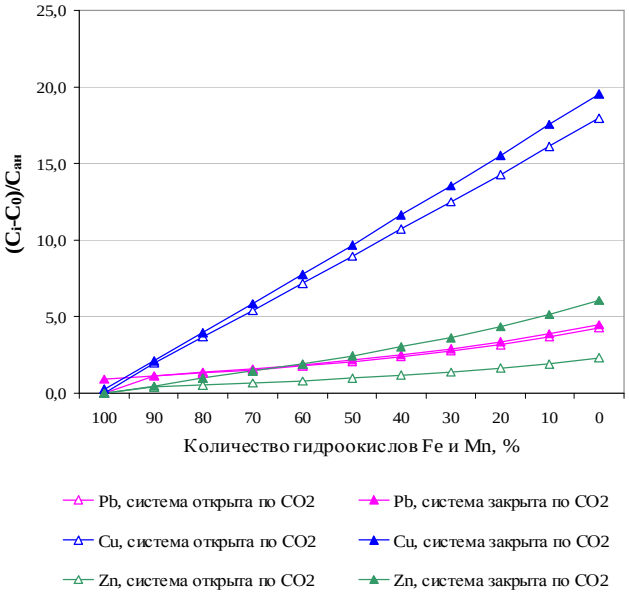


Рис.1 Изменение концентраций микроэлементов в растворе при восстановлении гидроксидов Fe и Mn

Обсуждение результатов моделирования

Если бы все элементы, сорбированные на гидроксидах Fe и Mn, перешли в поровый раствор, то их концентрации возросли бы в сотни, а иногда и в тысячи раз. В рассматриваемых моделях этого не наблюдается. Чтобы объяснить процессы, происходящие в модельной системе, было проанализировано, как перераспределяются элементы, освободившиеся при растворении железистого сорбента в каждой из предложенных моделей, между оставшимися фазами системы «поровая вода – донные отложения».

За счет увеличения в растворе концентраций гидрокарбонат-иона происходит связывание кальция в кальцит и образование в осадках карбонатного цемента. Связь Ca с ионом HCO_3^- оказывается крепче, чем с глинистым сорбентом и органическим веществом, в результате чего в кальцит переходит не только весь Ca, связанный с гидроксидами Fe и Mn, но и часть Ca, сорбированного на глинистых минералах и органическом веществе, освобождая при этом места на сорбентах. Именно эти свободные места и занимают другие микроэлементы, освободившиеся с гидроксидов Fe и Mn (конкурирующая сорбция), в результате чего снижается интенсивность роста их концентраций в поровом растворе. Элементы перераспределяются между глинистым и органическим сорбентами в соответствии с тем, какая форма нахождения является для них предпочтительной. Исключение составляет лишь медь, которая не только вся остается в растворе, но и иногда может даже десорбироваться с других сорбентов.

На рисунке 1 представлены графики увеличения концентраций микроэлементов (Pb, Cu и Zn) в поровом растворе по мере растворения гидроксидов Fe и Mn для обеих вышерассмотренных вариантов модели. Графики для Ni, Cd и Co аналогичны графику для Zn, за исключением того, что концентрации Cd и Co увеличиваются в большее количество раз.

Чтобы понять, за счет чего различается характер роста концентраций микроэлементов в поровом растворе, были рассмотрены их доминирующие формы нахождения. Zn, Ni, Co и Cd имеют однотипный вид кривых роста концентраций в поровом растворе в результате эвтрофикации, т.к. они имеют одинаковую преобладающую форму нахождения в растворе – свободные ионы. В обеих рассмотренных моделях в процессе эвтрофикации выпадает кальцит, т.е в растворе достигается насыщение по карбонатной системе. Преобладающей формой нахождения свинца является комплекс с карбонатным ионом, поэтому в обеих моделях концентрации свинца возрастают в одно и то же количество раз. Для меди доминирующей формой

нахождения являются фульватные комплексы. Связь ионов меди с фульватами значительно сильнее, чем с фазами-сорбентами в донных осадках, в результате чего медь, освободившаяся с гидроксидов Fe и Mn, может не только удерживаться в растворе, но и в ряде случаев переходить в него с других сорбентов.

Для того чтобы ответить на вопрос, насколько опасен процесс эвтрофикации донных осадков рассматриваемого объекта в отношении загрязнения воды тяжелыми металлами, было проведено сравнение концентраций микрокомпонентов в модельном поровом растворе при полном восстановлении гидроксидов Fe и Mn с ПДК вредных веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого назначения [8] (табл. 1).

Таблица 1. Микрокомпонентный состав поровых вод после растворения гидроксидов Fe и Mn

	Модель 1	**Модель 2**	**ПДК** [8]
	Микрокомпоненты, мг/л		
Fe	0,1÷12,6 / 3,0	0,3÷33,7 / 8,0	0,3
Cu	0,1÷1,0 / 0,3	0,1÷1,0 / 0,3	1,0
Zn	0,2÷1,5 / 0,5	0,5÷2,6 / 1,2	5,0
	Микрокомпоненты, мкг/л		
Pb	0,3÷22,0 / 6,0	0,3÷25,7 / 6,6	30
Ni	13,9÷46,6 / 24,7	31,5÷102 / 51,2	100
Co	1,1÷7,2 / 3,0	2,3÷24,4 / 9,3	100
Cd	0,05÷1,00 / 0,4	0,3÷3,1 / 1,4	1

Примечание: в числителе минимальное и максимальное значения для 13 проб, в знаменателе – среднее значение.

По результатам такого сравнения в модели не выявлено превышение ПДК ни для одного из исследуемых микрокомпонентов, за исключением Cd.

Выводы

1. Выполнено моделирование процесса эвтрофикации в донных осадках Иваньковского водохранилища. Показано, что вследствие конкурентных отношений тяжелых металлов с ионами кальция высвобождение их из восстанавливающегося железистого сорбента сопровождается сорбцией на глинистом и органическом сорбентах.
2. Характер и степень роста концентраций микроэлементов в поровом растворе зависит от их доминирующих форм нахождения в растворе.
3. Сравнение прогнозируемых концентраций микрокомпонентов в поровом растворе донных отложений Иваньковского водохранилища при эвтрофикации с ПДК вредных веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого назначения не показало превышений ПДК ни для одного из исследуемых микроэлементов, кроме Cd.

Литература

1. *Борисов М.В., Шваров Ю.В.* Термодинамика геохимических процессов. М., Изд-во МГУ, 1992. 256 с.
2. *Бреховских В.Ф., Казмирук Т.Н., Казмирук В.Д.* Донные отложения Иваньковского водохранилища. – М., “Наука”, 2006, 176 с.
3. *Буторин Н.В., Зиминова Н.А., Курдин В.П.* Донные отложения Верхневолжских водохранилищ. Л.: Наука, 1975. – 159 с.
4. *Казмирук В.Д., Казмирук Т.Н., Бреховских В.Ф.* Зарастающие водотоки и водоемы: динамические процессы формирования донных отложений. М., “Наука”, 2004, 310 с.
5. *Кирюхин В.К., Швец В.М.* Определение органических веществ в подземных водах. М., “Недра”, 1976.
6. *Липатникова О.А., Гричук Д.В.* Термодинамическое моделирование форм нахождения тяжелых металлов в донных отложениях на примере Иваньковского водохранилища // Вестник Московского Университета. Сер. 4: Геология, 2011, № 2 (в печати)

7. Методы геохимического моделирования и прогнозирования в гидрогеологии./Под ред. Крайнова С.Р. М., “Недра”, 1988.
8. СанПиН 2.1.4.1074-01 «Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества.» (с изменениями от 7 апреля 2009 г., 25 февраля 2010 г.)
9. *Соколова О.В., Шестакова Т.В., Гричук Д.В., Шваров Ю.В.* Термодинамическое моделирование форм нахождения тяжелых металлов в системе вода – донные отложения при автотранспортном загрязнении. // Вестник Московского Университета. Сер. 4: Геология, 2006, № 3, стр. 36-45.
10. *Шваров Ю.В.* Алгоритмизация численного равновесного моделирования динамических геохимических процессов. // Геохимия, 1999, № 6, 646-652.
11. *Шваров Ю.В.* HCh: новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows. //Геохимия, 2008, № 8, 898-903.
12. *Янин Е.П.* Техногенные илы в зоне влияния промышленного города. М., 2002. 100 с.
13. *Chen W., Tan S.K., Tay J.H.* Distribution, fractional composition and release of sediment-bound heavy metals in tropical reservoirs // Water, Air and Soil Pollut., 1996, 92,№ 3-4, p. 155-160.
14. *Tessier A., Campbell P.G.C., Bisson M.* Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace. // Analyt. Chem., 1979. Vol. 51.№ 7

СОПОСТАВЛЕНИЕ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ФОСФОРИТОВ ФАНЕРОЗОЯ

Литвинова Т.В., Аббясов А.А.

Геологический институт РАН, Москва (Litvinova-geo@rambler.ru)

Накопление фосфоритов во времени происходило неравномерно. Так, в фанерозое выделяются две глобальные эпохи фосфатогенеза, приуроченные к пограничным толщам венда-кембрия и позднего мела-палеогена. По принятой в нашей стране классификации, фосфориты первой из них относятся к микрозернистому типу, а вторые – к зернистому [17]. И те, и другие возникли в условиях жаркого засушливого климата в мелководной морской обстановке, а зоны фосфоритообразования характеризуются высокой биопродуктивностью и ограниченным поступлением разбавляющего терригенного материала. Мелкозернистый тип фосфоритов формировался в узких проливообразных бассейнах, существование апвеллингов в таких условиях представляется маловероятным, в отличии от мел-палеогеновых фосфоритов, возникших в шельфовой зоне океана. В нашей работе сопоставлены характеристики минералого-петрохимического состава фосфоритов этих двух глобальных эпох фосфатонакопления с целью установления независимых критериев возникновения и формирования фосфоритов в эти времена. Работа осуществлялась с помощью компьютерной программы MINLITH [19], которая позволяет вычислить минеральный состав осадочных пород по их валовым химическим анализам с высокой степенью приближения к реальному и установить независимые критерии для его сопоставления в фосфоритах разных бассейнов. Нами были использованы опубликованные данные (300 анализов) из различных литературных источников, которые содержат полную химическую расшифровку состава фосфоритов по крупнейшим месторождениям мира.

В вендско-кембрийскую эпоху фосфатонакопления возникли огромные по площади осадочные бассейны, где в относительно короткий промежуток геологического времени сформировались крупные фосфатоносные провинции. Характерными особенностями пластовых фосфоритов являются приуроченность их к кремнисто-доломитовой формации, ассоциация с ванадиеносными углеродисто-кремнистыми сланцами, повышенное содержание P_2O_5 во всех вмещающих породах. Они сложены мельчайшими фосфатными частицами – пеллетами (микрозернами), включенными в карбонатный либо в кремневый цемент. Изучение пеллет показало, что они, возможно, имеют биогенную природу [9, 13]. Палеобассейны, в которых формировались пластовые фосфориты, возникали в условиях жаркого, засушливого климата в неглубоких проливообразных бассейнах с островами и отмелями и связаны с регрессивно-трансгрессивными отложениями. В разрезах венда фосфоритам предшествуют вулканогенно-осадочные породы, аркозовые песчаники и тиллитоподобные отложения. Перекрываются они обычно мощными толщами карбонатных пород кембрия-ордовика. Часто в подошве фосфоритов находятся горизонты так называемых «нижних» доломитов и кремневых пород, и в тех и в других выявлены строматолитовые постройки [6, 10], а венчаются они в основном железо-марганцевыми доломитами. Обычно в разрезах выделяются от двух до четырех фосфатных горизонтов, разделенных глинистыми сланцами. Сходство условий образования пластовых фосфоритов привело исследователей к предположению, что именно совокупность геологических особенностей осадконакопления явилась одной из определяющих причин их возникновения [14].

В результате обработки и пересчета данных по фосфоритам [8] был выявлен следующий минеральный состав: SiO_2 (включены все разновидности кремнезема),

полевые шпаты, глинистые минералы, карбонатные минералы, апатит (фторкарбонатапатит) и некоторые другие. Основные минеральные составляющие фосфоритов по каждому из вышеперечисленных бассейнов можно разделить на три условные группы (рис. 1). Так, фосфориты Хубсугульского и Малокаратауского бассейнов характеризуются значительной карбонатностью и магнезиальностью. Ко второй группе, в которой доминируют иные компоненты (кремнезем, полевые шпаты, глины), относятся фосфориты Джорджины и Удско-Шантарского района. Фосфориты Фосфории и Янцзы были включены нами в третью группу, так как в координатах карбонатные – терригенные компоненты занимают промежуточное положение. Сопоставление данных по количественному составу доломита–апатита показывает, что и в этих координатах мы имеем те же три группы, каждая из которых хорошо выражена на графике (рис. 2). Разброс в процентном содержании данных по количеству фторкарбонатапатита для каждого из бассейнов незначителен, причем точки его максимальных величин находятся в ограниченных пределах, однако по количеству доломита-анкерита наблюдаются значительные расхождения (рис. 2). Следует отметить, что и внутри каждой из этих условных групп выделяются существенные различия. Так, отложения Хубсугульской фосфатоносной провинции более всего соответствуют обстановкам полузамкнутого гиперсоленого магнезиально-карбонатного бассейна, тогда как одновозрастные им фосфориты Каратау характеризуются как осадки бассейна открытого типа со значительным привносом терригенного материала. Удско-Шантарские фосфориты отличаются высокой кремневой составляющей, а фосфориты Джорджины характеризуются наибольшим количеством глинистых минералов.

Таким образом, можно предполагать, что формирование каждого из фосфатных бассейнов происходило в различных палеогеографических обстановках, определявшихся конфигурацией водоема и его рельефом, а также составом областей питания. Известно, что среднее содержание P_2O_5 в рассмотренных нами палеобассейнах существенно не отличается. Такие принципиальные различия минерального состава в однотипных фосфоритах указывают на то, что условия осадконакопления играли, несомненно, важную, но не основную роль в их возникновении. Однотипность геологического строения фосфатных провинций, которая нами была отмечена выше, является, по-видимому, результатом общего режима осадконакопления, характерного для этого времени, а не отличительной чертой фосфатогенеза. Очевидно, на рубеже венда-кембрия поступало огромное количество фосфора [1], заполнившего практически все доступные для него водоемы. В такой ситуации для его осаждения не требовались какие-либо особенные, исключительные условия: скорее наоборот, он просто не имел возможности не выпадать в осадок. Это подтверждается и многочисленными фосфатопроявлениями, известными в вендско-кембрийских отложениях, и общей «зараженностью» фосфором осадочных пород этого времени [17]. Дальнейшая реализация процессов фосфатонакопления осуществлялась с использованием механизма геохимического круговорота вещества [5].

Полученные результаты соответствует гипотезе кембрийского «взрыва», согласно которой причиной перестройки осадконакопления являлись резкие изменения атмосферы и солевого состава морской воды, которые произошли в результате космических событий. Это привело к распаду Родинии и таянию ледников, а также колебанию содержания свободного кислорода в атмосфере и изменению в осадках изотопных составов углерода, серы и стронция [15]. Как известно, этапы великих вымираний и обновлений биосферы планеты отразились в построении стратиграфической шкалы и приурочены к границам эр и периодов. Наиболее крупное из таких событий и возникло в венде- кембрии, когда практически исчезла эдиакарская биота и появилась первая скелетная фауна.

Возникновение вендско-кембрийской эпохи фосфатонакопления с близкими по геологическому строению бассейнами, но индивидуальной геохимическо-минералогической характеристикой указывает на практически одновременное поступления на Землю огромного количества фосфора, заполнившего все водоемы и явившегося одной из причин бурного развития жизни.

Палеобассейны, возникшие в мел-палеогеновую эпоху фосфатонакопления, залегают среди практически лишенных фосфора пород [12]. Они занимают два стратиграфических уровня – кампан-маастрихский и нижний и средний эоценовый, причем во многих бассейнах могут присутствовать и т, и другие возрастные категории. В это время появились многочисленные месторождения фосфоритов, большая часть которых располагается в палеобассейнах Аравийско-Африканской платформы и Средиземноморья и приурочены к тектоническим поднятиям фундамента. Это Восточно-Средиземноморский, Египетский, Алжиро-Тунисский, Марокканский бассейны, а также группа бассейнов, размещающихся вдоль западного побережья Африки, среди которых выделяются Западно-Сахарский, Сенегальский, Того- и Мали-Нигерийские.

В результате комплексного анализа материала с помощью компьютерной программы MINLITH было выявлено, что фосфориты существенно не отличаются ни по фосфатной (апатит), ни по карбонатной составляющим, относительно стабильно в них и количество полевых шпатов [7]. Поэтому четыре петрогенетических группы выделялись нами не по высокому содержанию тех или иных составляющих, а по их отсутствию. В первую группу попадают фосфориты, в которых не выявлены глины, в дальнейшем мы будем их называть безглинистым типом. Ко второй группе относятся фосфориты, в которых глины имеют каолиновый состав, а кремнезем отсутствует – бескремнистый тип. Третья группа характеризуется присутствием магнезиальных глин и относительно высоким содержанием кремнезема, мы назвали ее кремнистой. В четвертую вошли фосфориты, в которых отсутствуют и кремнезем, и глины – в дальнейшем мы будем называть их чистыми фосфоритами. Комплексный анализ химического состава фосфоритов, осуществленный с помощью компьютерной программы, показал отсутствие в них корреляции между количествами кремнезема и апатита, а также глин и апатита. Выделенные нами типы фосфоритов могут находиться в разных месторождениях, но в пределах единой области осадконакопления, то есть не являются характерными для какого-либо отдельного бассейна.

На графике (рис. 3, а) по оси абсцисс отложены отношения всех терригенных пород к сумме карбонатов, а по оси ординат – количество апатита в процентах. Корреляционная линия для каждого из выделенных типов фосфоритов существенно различается. Так, для кремнистого и для безглинистого типов существует прямопропорциональная зависимость этих величин, тогда как для бескремнистых фосфоритов такая зависимость не наблюдается, скорее наоборот: количество апатита существенно возрастает при незначительном уменьшении отношения терригенных пород к сумме карбонатов.

На графике (рис. 3, б) по оси абсцисс отложена сумма кремнезема и полевых шпатов, а по оси ординат – отношения доломита к сумме всех известняков в процентах. И здесь корреляционные линии каждого из выделенных типов фосфоритов различны. Так, для кремнистого и безглинистого типов мы видим прямопропорциональную зависимость этих величин, то есть при увеличении количества кремнезема и полевых шпатов возрастает роль доломита. Для бескремнистого типа характерна обратная зависимость: при уменьшении суммарного количества кремнезема и полевых шпатов доля доломитов в карбонатных породах уменьшается. На наших графиках не показан четвертый тип (чистые фосфориты), так как для него отсутствует какая-либо корреляционная связь: точки бессистемно разбросаны по всему полю каждого из графиков.



Рис. 2. Диаграмма соотношения минеральных фаз в фосфоритах: 1 – Хубсугул; 2 – М. Каратау; 3 – Янцзы; 4 – Джорджина; 5 – Удско-Шантарский район; 6 – Фосфория; 7 – условные границы групп

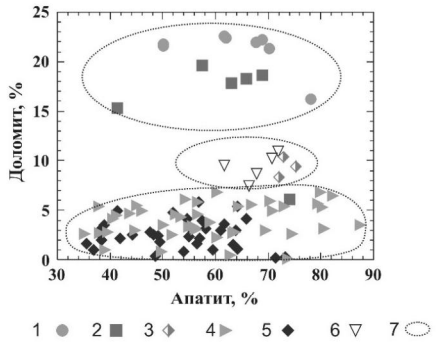
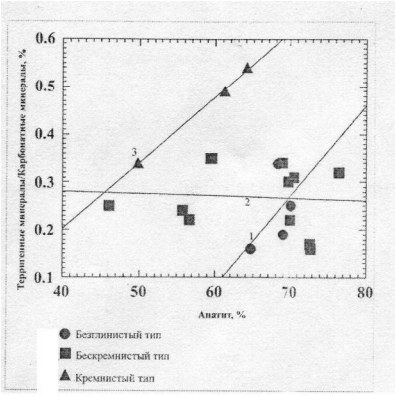
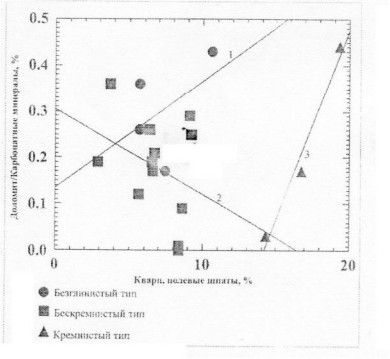


Рис. 3. Диаграмма доломит – апатит для фосфоритов различных провинций: 1 – Хубсугул; 2 – М. Каратау; 3 – Янцзы; 4 – Джорджина; 5 – Удско –Шантарский район; 6 – Фосфория; 7 – условные границы групп.





Из полученного материала вытекает следующее. Магнезиальный состав глин в третьем, кремневом типе указывает на то, что, по крайней мере, часть кремнезема является сингенетичной по отношению к фосфоритам, это подтверждается и некоторыми другими данными [11]. Несмотря на то, что бассейны фосфатонакопления расположены на достаточно большом расстоянии друг от друга, почти в каждом из них можно встретить большинство или даже все выделенные нами типы. Это говорит о том, что питающие провинции оказывали лишь косвенное влияние на процессы фосфатонакопления в этом регионе, в отличие от вендско-кембрийских фосфоритов, в которых отчетливо просматривается индивидуальность каждого из бассейнов, также включающих группу месторождений.

Основным механизмом осаждения фосфора в мел-палеогеновую эпоху фосфатонакопления являлся апвеллинг, действующий в биопродуктивных зонах [3, 4]. В позднемеловое время раздвижение гондванских материков достигает своего максимума; оно сопровождается широтной циркуляцией вод и возникновением многочисленных зон апвеллингов, и Атлантический океан приобретает современный вид [16]. В это время происходило также значительное потепление климата [18], что создавало благоприятную обстановку для развития биоса, тем самым ускоряя процессы фосфатонакопления.

Количество апатита в фосфоритах не зависит от содержания и состава примесей, то есть от присутствия глин, кремнезема, полевых шпатов и т.д., причем различные типы фосфоритов выявлены в пределах каждого из бассейнов. Следовательно, действие апвеллинга и роль питающих провинций следует рассматривать только как механизм накопления фосфора, но не его источник. На это также указывает привязанность фосфатонакопления к относительно узким стратиграфическим интервалам и присутствие в разрезах мощных толщ биогенных известняков.

Общее количество фосфора, растворенного в морской воде, недостаточно даже для возникновения одного фосфатоносного бассейна таких масштабов, как вендско-кембрийские или мел-палеогеновые фосфатоносные провинции. В то же время, для мел-палеогеновой эпохе характерно очень широкое распространение областей фосфатонакопления. Кроме Аравийско–Африканских платформы, известны мелкие месторождения и проявления фосфоритов в Средней Азии, в Актюбинском бассейне, на севере Индии, в Греции, Колумбии, Венесуэле, в Восточно-Кордильерском бассейне, в прибрежных районах Австралии и некоторые другие, часть из них относится к желваковому типу. Последний присутствует и в Африке, в верхних фосфатных горизонтах и является признаком завершения промышленного фосфатонакопления. Кайнозойские фосфориты, приуроченные к среднему эоцену, характеризуются гораздо меньшим масштабом распространения и известны только в Кызылкумском и Фергано-Таджикском бассейнах.

Возникновение мел-палеогеновой эпохи фосфатонакопления происходило в условиях тектонически активизированных окраин Африканско-Аравийской платформы и Атласской эпиплатформенной области [3, 12]. Накопление такого огромного количества фосфора в достаточно узкие стратиграфические интервалы (пограничные толщи венда-кембрия, мела-палеогена) не могло происходить только за счет внутренних ресурсов Земли. Поступление мощной энергии и вещества осуществлялось извне [1], поэтому время активизации тектонических процессов и глобального фосфатонакопления совпадают [12]. Это же причина непротиворечиво объясняет расположение на Земле и миграцию во времени фосфатононосных бассейнов из Азии в венде-кембрии на запад в мел-палеогене, в Африку [2]. Источник фосфора для этих двух эпох был один, а механизмы накопления различные, что хорошо видно при проведении комплексного компьютерного анализа петрохимического состава фосфоритов.

Литература

1. Баренбаум А.А., Литвинова Т.В. Периодичность эпох фосфатонакопления и ее возможные космические причины // ДАН. 2002. Т.385. №2. С.220-222.
2. Баренбаум А.А, Литвинова Т.В. О механизме возникновения палеозойских фосфатов и солей //ДАН, 2005. Т.405., № 4. С.501-506.
3. Батурин Г.Н., Покрышкин В.И. Апвеллинг и фосфоритообразование // Океанология, 1980. Т.20. Вып.1. С. 87-96.
4. Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 231с.
5. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука. 2001. 376с.
6. Еганов Э.А. Фосфоритообразование и строматолиты. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. 89с.
7. Литвинова Т.В., Аббясов А.А. // Комплексный анализ данных по петрохимии фосфоритов Аравийско-Африканской материковой платформы и Средиземноморья. ДАН 2010 Т.433.№1.С. 455-460
8. Литвинова Т.В,.Аббясов А.А. Происхождение пластовых фосфоритов и геохимико-минералогические особенности их накопления. // ДАН 2009. Т.428. № 1. С. 93-95.
9. Литвинова Т.В. // Состав, морфология и происхождение фосфатных пеллет (на примере фосфоритов Малого. Каратау) Литология и полезн. ископаемые. 2007. №4 С. 426-443.
10. Литвинова Т.В. // О строматолитовой природе кремнистого горизонта чулактауской свиты Малого Каратау// Литология и полезные ископаемые. N2. 1990. С.88-96.
11. Покрышкин В.И. Платформенные фосфоритовые месторождения верхнего мела и палеогена Средиземноморской провинции// Полезные ископаемые и закономерности их размещения в странах Африки и зарубежной Азии. М. НИЛЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ, 1970. Труды, вып. 2. С.126-149
12. Соколов А.С., Еганов Э.А., Краснов А.А. , Школьник Э.Л. Проблемы фосфоритогенеза // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С.569-583.
13. Холодов В.Н., Пауль Р.К. // Литология и полезн. ископаемые. 1999. N5. С. 503-517.
14. Школьник Э.Л., Тан Няньфу, Еганов Э.А. и др. Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мира. Владивосток: Дальнаука, 1999. С.206.
15. Хаин В.Е.. Основные проблемы геологии. М.: Наука. 2003. 347 с.

16. Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа// М.: Научный мир, 2009. 520 с.
17. Яншин А.Л. Эволюция геологических процессов в истории Земли. Л.: Наука,1983. 399с.
18. Ясаманов Н.А. К вопросу о возможных причинах изменения глобальных температур земной поверхности в фанеорозое// Доклады АН СССР. 1982. Т.262. №1. С.172-174.
19. Rosen O.M., Abbyasov A.A., Tipper J.C. MITLITH – an experience-basea algorithm for estimating the likely minerarogical composuions of sedimentary rocks from bulk chemical analyses //Computers and Geosciences, 2004, V ol 30, No. 6, pp 647-661.

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В ПОТОКЕ ГЛУБИННЫХ ФЛЮИДОВ

Лифшиц С.Х.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск, Россия
(s.h.lifshits@ipng.ysn.ru)

Органическое вещество осадочных пород по мере их погружения проходит эволюционные преобразования, результатом которых является отщепление гетероатомов в виде низкомолекулярных газов (CO_2, H_2O, H_2S), образование углеводородов, конденсация и ароматизация органических соединений. На способности органического вещества испытывать химические преобразования под действием повышенных температур и давлений в процессе погружения осадочных пород строятся основные аргументы осадочно-миграционной концепции происхождения нефти. Однако в условиях главной фазы нефтеобразования температуры еще слишком низки (110±45°С), чтобы говорить о заметной роли процессов термической деструкции керогена в образовании углеводородов. В результате возможность образования нефтяных углеводородов объясняется длительностью процессов, соизмеримых с масштабом геологического времени. Остается непонятным, каким образом образующиеся в течение миллионов лет нефтеподобные вещества мигрируют и концентрируются в залежь, а не рассеиваются в пространстве согласно законам диффузии. Кроме того, нефть характеризуется достаточно сложным и сильно неравновесным составом. Несомненно, органическое вещество осадочных пород являлось источником образования углеводородов. Но, если бы для генезиса нефти достаточно было бы только органического вещества осадочных пород, достигших главной фазы нефтеобразования, нефть была бы вездесуща. Однако, это не так, и, по-видимому, для образования нефтяных углеводородов, миграции их в залежь необходимы дополнительные источники энергии. Протекание подобных процессов хорошо описывается в рамках теории нелинейной динамики, где главным условием их осуществления является открытость рассматриваемой системы, в которой самоорганизация структур идет за счет диссипации энергии внешней среды.

Осадочный бассейн приобретает свойства открытой системы, например, при внедрении в него магматического тепла и глубинных флюидов. Источником глубинных флюидов могут быть не только верхние слои мантии, но и нижние слои земной коры, где образование флюидов возможно, например, при разложении органического вещества пород в жестких P-T условиях. Нами была предложена модель [1] нефтеобразования, согласно которой осадочный бассейн с рассеянным органическим веществом запускается на производство нефти потоком глубинных флюидов, находящихся в сверхкритическом состоянии. При этом сверхкритический флюид не только экстрагирует углеводороды. В потоке сверхкритического флюида возможно преобразование органического вещества, ведущее к образованию легкоподвижной составляющей нефти. Была высказана гипотеза о возможном механохимическом механизме данных преобразований.

Для подтверждения предлагаемого механизма нефтеобразования были поставлены эксперименты по сверхкритической экстракции диоксидом углерода [3, 4]. В экспериментах с мазутом, осадочными породами было показано, что сверхкритический CO_2 способен растворять, переносить и аккумулировать нефтяные углеводороды, включая реликтовые. Органическое вещество осадочных пород уже преобразовано в диа- и катагенезе, вследствие этого заметить преобразования,

произошедшие в нем в процессе сверхкритической экстракции, достаточно сложно. Был поставлен эксперимент с почвой, поскольку органическое вещество почв с точки зрения геохимии характеризуется «незрелостью», что проявляется в его составе [2, 4].

После сверхкритической экстракции углеводородная составляющая органического вещества почв претерпела заметные преобразования (рис.1).

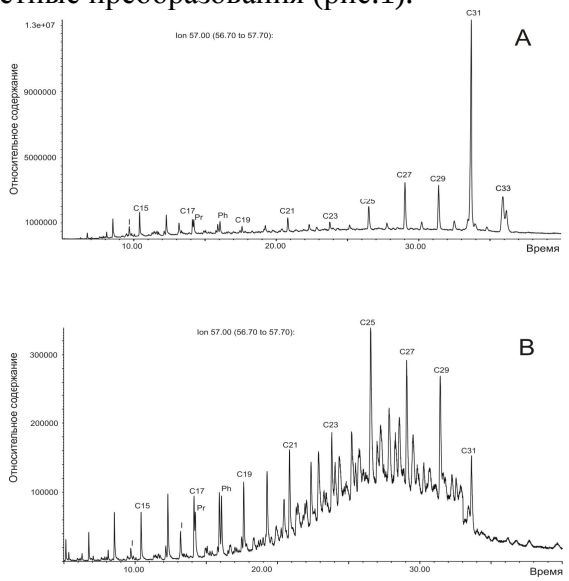


Рис. 1. Масс-фрагментограммы (m/z 57) алкановых углеводородовэкстрактов почвы.
A – хлороформенный, B – сверхкритический. $C_{15} \div C_{33}$ – н-алканы, Pr – пристан, Ph – фитан, i – изопреноиды

Распределение индивидуальных углеводородов в ней стало близко к таковому для почв, загрязненных нефтью [2]. Так соотношение нечетных нормальных алканов к четным в сверхкритическом экстракте равно 1,5 против 5,2 в хлороформенном экстракте. В два раза (0,32%) по сравнению с хлороформенным экстрактом (0,15%) выше отношение относительно низкомолекулярных н-алканов к высокомолекулярным (Σн.к.-нС20/ΣнС21-к.к.). Изоалканов в сверхкритическом экстракте (43,0%) почти в 8 раз больше, чем в хлороформенном (5,5%). Максимум н-алканов переместился с высокомолекулярной области C_{31} в среднемолекулярную C_{25}.

Все указанные преобразования органического вещества могли произойти в результате механохимического разрыва С-С связей в процессе сверхкритической экстракции, поскольку растворенные и увлекаемые потоком сверхкритического флюида средне- и высокомолекулярные соединения испытывают сильные деформационные напряжения в микропорах и микротрещинах твердых веществ.

Таким образом, изучение преобразований органического вещества почв, произошедших в процессе сверхкритической экстракции, показало, что процесс изменений в составе, структуре и распределении индивидуальных углеводородов идет в направлении геохимического созревания органического вещества и для его осуществления не требуются миллионы лет. Т. е. образование нефтяных углеводородов может быть результатом не только эволюционного изменения органического вещества осадочных пород в диа- и катагенезе, длящегося миллионы лет, но и быстрого механохимического преобразования в потоке сверхкритического флюида, где микропоры и микротрещины нефтематеринских пород играют роль наномеханохимических реакторов. Предлагаемый механизм позволяет пересмотреть временной масштаб процессов нефтеобразования от миллионов до, возможно, сотен лет.

Литература

1. *С.Х.Лифшиц.* Механизм образования нефти в сверхкритическом потоке глубинных флюидов // Вестник РАН. 2009. Т. 79. №3. С. 261-265.
2. *С.Х. Лифшиц, Б.М. Кершенгольц, О.Н. Чалая, И.Н. Зуева, М.М. Шашурин, Ю.С. Глязнецова.* Изучение способности модельной системы: мерзлотная почва Якутии – растения к восстановлению при загрязнении нефтью // Химия в интересах устойчивого развития. 2008. Т. 16. № 5. С. 537-545.
3. *С.Х. Лифшиц, О.Н. Чалая, Е.С. Хлебный, А.А. Шеин.* Изучение возможности переноса компонентов нефти в среде сверхкритического флюида // Наука и образование. 2009. №2. С. 13-15.
4. *С.Х. Лифшиц, О.Н. Чалая.* Возможный механизм образования нефти в потоке сверхкритического флюида на примере диоксида углерода // Сверхкритические флюиды. Теория и практика. 2010. №2. С. 45-55.

ОСНОВЫ ТЕОРИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Лобковский Л.И., Котелкин В.Д.

Излагаются теоретические представления о процессе эволюции, основанные на причинно-следственной связности главных событий геологической истории Земли. Связь событий и их логическая обусловленность установлены в результате численного моделирования.

Термохимическая модель мантийной конвекции учитывает двухслойное строение мантии, а также процессы дифференциации мантийного вещества, происходящие вблизи внешней и внутренней границ мантийного слоя. Численное моделирование показало, что в такой модели при определенных условиях возможно прохождение нескольких глобальных мантийных переворотов, структура и динамика которых позволяют адекватно описать общую картину геологической эволюции Земли.

Термохимическая конвекция отличается нелинейным характером, как показывают расчеты, импульсно-резонансные явления в такой системе являются характерными событиями. При наличии химических превращений конвекция может внезапно ускоряться и быстро затихать, из-за чего геодинамический процесс приобретает колебательный характер. Логичное объяснение в рамках термохимической конвекции получают плюмы. Тектоника плюмов вмонтирована в тектонику плит посредством общих внешних границ. В периоды химической активности на передний план выходит тектоника плюмов, а между ними доминирует постоянно действующая тектоника плит. Неоднородности химического происхождения, в виде тяжелой и легкой фракций, помогают преодолевать 670 км барьер. Поэтому аваланчи и плюмы в термохимическом случае происходят чаще, что хорошо согласуется с сейсмотомографическими данными по современному состоянию мантии.

Согласно новым астрофизическим и космохимическим данным аккреция планет происходит по «горячему сценарию» одновременно с их разделением на ядра и мантии. Поэтому для геодинамического моделирования использовано горячее равновесное,но неустойчивое начальное состояние. Из сферически симметричного начального состояния, согласно законам гидродинамики, возникает конвекция кубической формы. Прямым следствием кубической формы стартовой конвекции является образование на начальном этапе эволюции шести мощных щитов древней континентальной коры.

В случае потери устойчивости в двухслойной мантии могут происходить мантийные перевороты. Во время переворотов наблюдается самоорганизация течения, погружение вещества осуществляется по одному – общему для всей мантии стоку, а подъем горячего вещества в виде нескольких суперплюмов. Мощный общемантийный сток осуществляет закрытие океанов атлантического типа и производит сборку суперконтинентов. Начиная с третьего цикла Вильсона, местоположение стока стабилизируется. Моделирование показывает, что ветви восходящих суперплюмовых течений при этом располагаются в противоположном относительно стока полушарии, эти суперплюмы при 3-ем и 4-ом мантийных переворотах реконструируют ложе Тихого океана. Таким образом, одностоковые мантийные перевороты объясняют всю суперконтинентальную и океаническую историю Земли (циклы Вильсона), а также асимметрию нашей планеты.

Аваланчи, происходящие в периоды между мантийными переворотами, объясняют происхождение циклов Бертрана. В верхней мантии регулярно происходят слияния и распады конвективных ячеек. Эти конвективные события по своей частоте и действию совпадают с главной геологической периодичностью – циклами Штилле. Например, поглощение крупной ячейкой мелкой ячейки описывает присоединение к континенту островной дуги. Импульсно-циклический характер термохимической мантийной конвекции

определяет ступенчатый ход геодинамической эволюции. Это объясняет скачки в химической эволюции, наблюдаемые геохимиками по изотопным отношениям, редким элементам и благородным газам. По мере исчерпания термохимического потенциала глобальные мантийные перевороты вырождаются в региональные аваланчи.

УГЛЕВОДОРОДНЫЙПОТЕНЦИАЛ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХОТЛОЖЕНИЙ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАСЕЙНОВ МИРА

Лоджевская М.И.

Федеральное Государственное Унитарное Предприятие «Всероссийский Научно-Исследовательский Геологический Нефтяной Институт»
(resurs@vnigni.ru)

Высокая степень освоенности начальных суммарных ресурсов (НСР) (до 60-80%) в «старых» нефтегазоносных регионах России и мира ставит проблему поиска месторождений нефти и газа на больших глубинах.

На территории и акватории мира расположено 511 нефтегазоносных бассейнов, в 226 из которых установлена промышленная нефтегазоносность. Глубины залегания осадочного чехла более 6 км характерны для 150 из них [1]. Но лишь в 10% на глубинах 6 и более км проводилось глубокое бурение и была установлена промышленная нефтегазоносность.

Мировой опыт геологоразведочных работ на нефть и газ доказал, что на глубинах 4,5-8 км уже разрабатывается более 1000 зарубежных месторождений нефти и газа. Начальные извлекаемые запасы нефти составляют 7%, газа -25% от мировых запасов нефти и газа. В интервале глубин 4500-10500 м в Аргентине, Италии, Ливии, Мексике, США и Тринидаде-Тобаго выявлен 31% текущих извлекаемых запасов нефти этих стран [2].

В России по состоянию на 01.01.2009 г. на глубинах более 4 км за счет доразведки старых месторождений открыто 234 месторождения и залежи (80% из них составляют месторождения и залежи с нефтяной составляющей). Максимальное число залежей открыто в Волго-Урале – 101, на Северном Кавказе – 68, в Тимано-Печорской НГП – 46. Стратиграфический диапазон продуктивности от O-S и D до N. В основном залежи мелкие по запасам, реже – средние. К крупным относятся нефтяное Инзырейское месторождение в Тимано-Печорской НГП (4075-4376 м), продуктивны D_2 и D_3f; нефтяное Оликуминское в Западной Сибири, глубина 4178-4259 м, продуктивны ачимовские и среднеюрские отложения; а также газоконденсатные месторождения в Прикаспии: Центрально-Астраханское, глубина 4040-4091 м и Западно-Астраханское, глубина 4215-4310, продуктивны отложения C_2b.

Несмотря на общую высокую степень разведанности НСР УВ в целом по миру (до 73 %), в последние годы продолжают открываться крупнейшие месторождения нефти и газа на больших глубинах [2].

В 2009 г. на площади Тибер в Мексиканском заливе на глубине 10,5 км открыто крупнейшее нефтяное месторождение с предварительно оцененными запасами 400-550 млн.т нефти. Продуктивны палеоценовые отложения. В ранее открытом нефтяном месторождении Каскида продуктивны те же отложения (глубина 9750 м, глубина водного слоя 1770 м, запасы – 410 млн.т). Всего в палеоценовых отложениях открыто 18 месторождений нефти на сверхглубинах. Нефтегазоносный комплекс, представленный песчаниками, характеризуется высокими температурами и аномально высокими давлениями. Это крупная зона нефтегазонакопления на сверхглубинах [4].

В НГБ Сантос (Бразилия) открыто месторождение Тьюпи. С учетом водного слоя продуктивные горизонты залегают на глубине 6 и более км. Предварительно оцененные запасы – 685-960 млн.т нефти. Предполагается, что Тьюпи является составной частью крупной зоны нефтегазонакопления, региональным флюидоупором является мощная толща соли.

В 2007 г. в бразильском шельфе Атлантического океана выявлено также одно из крупнейших месторождений мира Кариока. Предварительно оцененные запасы нефти составляют 5,7 млрд.т, глубина залегания продуктивных горизонтов – свыше 5500 м. Продуктивны терригенно-карбонатные отложения мелового возраста.

В 30 наиболее крупных НГБ, где площади и объемы осадочных пород составляют 30 и 37 % от мировых перспективных площадей и объемов нефтегазоносных бассейнов, а мощность осадочных пород достигает 10-20 км, объемно-статистическим методом были подсчитаны неразведанные ресурсы УВ. Они на глубинах более 6 км составляют нефти около 27 млрд.т, газа – 20 трлн.м^3.

В неразведанной части НСР России (категории $С_3Д$) значительная доля (до 20% и более) также приурочена к большим глубинам 5-7 км.

Таким образом, углеводородный потенциал глубоких прогибов велик.

Во многих нефтегазоносных регионах на больших глубинах открываются не только отдельные крупные месторождения углеводородов, но также протяженные зоны нефтегазонакопления в акваториях и прилегающей суши (Северный и Южный Каспий, Мексиканский залив, глубоководный бразильский шельф Атлантического океана и др.) [3].

Открытие крупных нефтяных месторождений в интервале глубин 8-10,5 км расширяет глубинный интервал существования жидкой фазы УВ, повышает перспективы нефтегазоносности до 10 км и более и заставляет откорректировать существующие традиционные представления о процессах нефтегазообразования и нефтегазонакопления в земной коре.

Литература

1. Карта нефтегазоносности мира. Масштаб 1:15000000. *Научные редакторы: В.И. Высоцкий, Е.Н. Исаев, К.А. Клещев и др.* (объяснительная записка. ВНИИ Зарубешгеология, 1994, 196 с.)
2. *М.И. Лоджевская, В.И. Петерсилье, М.Н. Кравченко и др.* Ресурсный потенциал углеводородов: современное состояние, проблемы, пути решения. Геология нефти и газа №5, 2010 г. с. 35-43
3. *Eric Watkins* «Caspian gets anather large oil find on Lagansky block». Oil & Gas Journal / Aug. 11, 2008 p. 34
4. Operators report string of Gulf of Mexico discoveries Oil & Gas Journal / Feb. 16.2009 p. 35

НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ НА ГРАНИЦЕ ЛИТОСФЕРА-АТМОСФЕРА В РАЙОНЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Локтев Д.Н., Соловьев С.П.
Учреждение Российской академии наук Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия
(dloctev@idg.chph.ras.ru, soloviev@idg.chph.ras.ru)

Введение

Приповерхностная зона Земли, где осуществятся активный контакт литосферы и атмосферы, наблюдаются интенсивные массо- и энергообменные процессы и происходит взаимодействие между геофизическими полями, привлекает внимание исследователей связанное в первую очередь с определением количественных характеристик этих взаимодействий. Особый интерес вызывают тектонические нарушения и зоны их влияния. Повышенная нарушенность среды, большая свобода для деформирования структурных блоков и более интенсивная флюидодинамика по сравнению с прилегающими участками земной коры – все это создает условия для интенсивных релаксационных процессов и процессов, связанных с преобразованием энергии движения горных пород в энергию геофизических полей, например, в энергию электромагнитного поля. Комплексные исследования геодинамических характеристик отдельных участков тектонических структур, возмущений геофизических полей, режима подземных вод и эманации природных газов позволяет установить участки повышенной активности тектонических нарушений и определить их роль в межгеосферных взаимодействиях.

Район наблюдений

В летние месяцы 2009 и 2010 гг. были организованы комплексные геофизические экспедиции в район Тункинской рифтовой впадины. Район исследования - Тункинская группа рифтовых впадин, входящая в систему Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), протягивается на 200 км в субширотном направлении от юго-западного окончания Байкала. Предварительный анализ морфоструктур и неотектоники района исследований показал, что данный район принадлежит к активной в кайнозое Тункинской ветви впадин БРЗ и, что район наблюдений отличается современной региональной тектонической активностью.

Высокий уровень сейсмической активности БРЗ подтверждается данными о палеоземлетрясениях, полученными геологическими методами, макросейсмическими сведениями о сильных землетрясениях исторического прошлого и информацией более чем о 100 тыс. современных землетрясений широкого энергетического диапазона. Главной особенностью распределения эпицентров землетрясений БРЗ является их концентрация в более или менее широкие полосы преимущественно северо-восточного направления и отчетливо выраженная поперечная простиранию рифтовой зоны прерывистость эпицентрального поля, выраженная в чередовании крупных областей повышенной и пониженной плотности эпицентров. Общая ориентировка этих областей соответствует простиранию основных рифтовых структур. Анализ карт плотности эпицентров показывает стабильность неоднородностей в сейсмическом поле, что позволило ряду исследователей обосновать блоковую делимость земной коры БРЗ. Выделяются районы с устоявшимся (центральные сегменты) и неустойчивым сейсмическим режимом (юго-западный фланг зоны). Области с максимальной выделившейся энергией – фланги рифта.

По данным Байкальского Филиала Геофизической Службы СО РАН в районе БРЗ в августе 2009 г. и в июле 2010 г. произошло 9 событий (табл.1, рис.1). Во время проведения комплексных наблюдений за геофизическими полями нашими сейсмическими датчиками были

зафиксированы событие 18.08.2009, три события 20.08.2009 и событие 10.07.10.

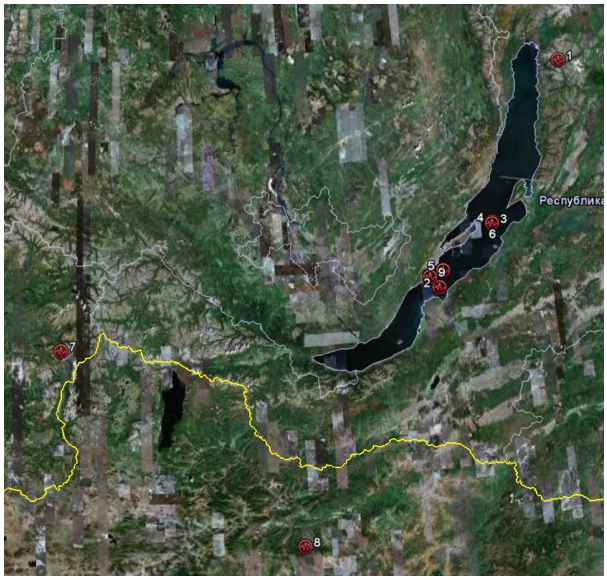


Рис. 1. Карта эпицентров событий в период с 4 по 23 августа 2009г. и 6-27 июля 2010г.

Таблица 1. События в период с 4 по 23 августа 2009г. и 6-27 июля 2010г.

№	Дата	Время	Широта	Долгота	K
1	2009-08-05	19:53:13.3	55.37	110.35	10.1
2	2009-08-06	20:52:43.8	52.40	106.70	9.7
3	2009-08-18	10:25:56.6	53.20	108.10	10.7
4	2009-08-20	10:16:31.6	53.22	108.11	9.8
5	2009-08-20	15:21:07.8	52.63	106.83	9.7
6	2009-08-20	17:53:48.2	53.22	108.12	9.9
7	2010-07-06	01:01:09	51.78	97.94	10.8
8	2010-07-10	07:28:38	48.93	103.24	9.8
9	2010-07-26	07:18:42	52.56	106.51	11.0

Методика наблюдений

Исходя из опыта предыдущих работ по изучению геофизических полей в сейсмоактивных областях основное внимание было уделено измерениям в приповерхностной области земной коры, в частности проводились наблюдения: за сейсмическими колебаниями, за электрическим полем в грунте и приземном слое атмосферы, наблюдения за эманациями радона. Работы проводились по двум схемам: стационарные долговременные наблюдения и профильные измерения. На рис. 2 представлена карта района проведения комплексных наблюдений за вариациями геофизических полей в 2009 г. В районе сочленения Тункинского разлома с разломом более низкого порядка были организованы временные пункты (пункты А2 и В). Основные стационарные измерения проводились районе Торской впадины на территории геофизической обсерватории ИСЗФ СО РАН «Торы» (пункт Z3). В процессе проведения профильных наблюдений расстояние между точками составляло от 3 км до 10 км в зависимости от рельефа местности, а длительность регистрации на одной точке составляла 60 минут.

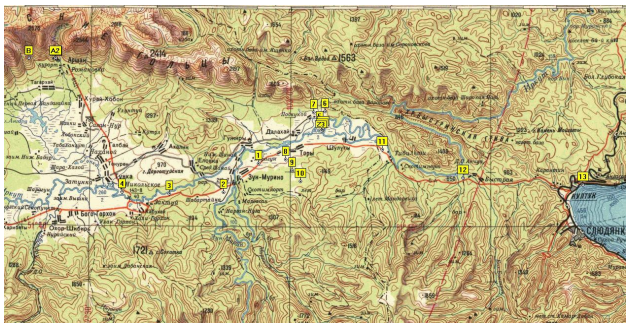


Рис. 2. Карта района проведения комплексных наблюдений за вариациями геофизических полей в 2009 г

Измерения вертикальной компоненты электрического поля в приземном слое атмосферы проводились с помощью электростатического флюксметра (ИНЭП) и измерителя вариаций электрического поля (ИВЭП). Определялись фоновые характеристики и вариации электрического поля в условиях хорошей погоды, а также корреляционные связи между напряженностью электрического поля в атмосфере и объемной активностью радона. Исследование вариаций объемной активности природного радона в подпочвенной атмосфере проводились помощью радиометра РРА-01М-03. Оценивался средний уровень активности, временные и амплитудные вариации.

Наблюдения за горизонтальными составляющими электрического поля в

грунте (компоненты С-Ю и З-В) проводились с помощью измерителя электрического поля в грунте (ИЭП) с разносами электродов 40 метров. Трехкомпонентные сейсмические наблюдения с помощью сейсмоприемников СМЗ-КВ-Э. Определялись фоновые амплитудные и спектральные характеристики микросейсмических колебаний, суточный ход, микросейсмическая активность (импульсные колебания). В качестве измерителей использовались современные 16 и 24-разрядные цифровые системы регистрации (АЦП Е440, Zet220, RefTek 130) с автономными источниками питания и возможностью синхронизации времени сигналов по GPS. Для учета влияния метеопараметров все пункты длительной регистрации были оборудованы автоматическими метеостанциями (DavisV antagePro).

Результаты

Полученный обширный экспериментальный материал, включающий в себя наблюдения за сейсмическими колебаниями, электрическим полем в грунте и приземном слое атмосферы, наблюдения за эманациями радона позволяет сделать несколько заключений о сложном характере геофизических полей в районе Тункинской рифтовой впадины.

Основной вклад в вариации фоновых сейсмических колебаний вносят в основном техногенные факторы: близость автомагистрали и жизнедеятельность человека, что выражается в контрастности суточного хода.

Произошедшие сейсмические события в районе БРЗ за время наблюдений не внесли заметные изменения в поведение наблюдаемых геофизических полей.

Низкие значения эманации радона объяснятся низкой радоновой активность Тункинского разлома, про сравнению с другими разломами БРЗ [1], а так же сложными геологическими условиями района наблюдений, в частности наличием линз вечной мерзлоты и осадочным чехлом (пункт TORY).

В отличие от результатов наблюдений [2] в районе Чуйского землетрясения 2003 года (где происходили активные афтершоковые процессы) в Тункинской впадине (пункт TORY) не наблюдалось большого количества импульсных колебаний сейсмического и электрического поля в грунте. Данный факт, возможно, объясняется наличием мощного осадочного чехла в Тункинской впадине, а также тем, что место наблюдения было расположено достаточно далеко от зон, где происходят активные геодинамические процессы. По оценкам [3] сигналы от таких зон распространяются на расстояния порядка 2000 м. В пункте регистрации SUBARGA, наоборот зарегистрировано достаточно большое количество импульсных событий, для интерпретации которых требуется более детальный анализ.

Вариации электрического поля в приземной атмосфере обусловлены в основном сложной орографией района и, как следствие, быстроменяющимися местными метеоусловиями, грозовой активностью в прилегающих горных массивах, которые зачастую вносят определяющий фактор в вариации электрических полей.

Литература

1. *Коваль П.В., Удодов Ю.Н., Саньков В.А., Ясеновский А.А., Андрулайтис Л.Д.* Геохимическая активность разломов Байкальской рифтовой зоны (ртуть, радон и торон) // Докл. РАН, 2006, т.409, №3, с.389-393
2. *Локтев Д.Н., Соловьев С.П.* Вариации электромагнитного поля в районе Чуйского землетрясения // Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2005. С.186-197
3. *Соловьев С.П., Спивак А.А.* Генерация электромагнитных импульсов при релаксационных процессах в земной коре // Геофизика межгеосферных взаимодействий / Под ред. академика В.В. Адушкина –М.: ГЕОС, 2008. С. 289-301.

СУБДУКЦИЯ СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ КАК ФАКТОР РАЗВИТИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Ломизе М.Г.[а], **Лучицкая М.В.**[б]

[а] *Геологический факультет МГУ им.М.В.Ломоносова, Москва, (mlomize@yandex.ru)*
[б] *Геологический институт РАН, Москва,*

Субдукция спрединговых хребтов создает совершенно особую геодинамическую обстановку - пересечение конвергентной и дивергентной границ между литосферными плитами и их длительное взаимодействие. На таком пересечении происходит перерождение и интерференция высокой тектоно-магматической активности, которая свойственна той и другой границам. Формируются характерные для новых условий геологические комплексы и структуры. Эти преобразования были замечены уже более сорока лет назад, в дальнейшем стали предметом специальных исследований, но все еще недостаточно учитываются при изучении областей надсубдукционного происхождения.

В одних случаях спрединговый хребет субдуцирует под окраину континента, в других – под островную дугу. Различие геодинамических обстановок приводит и к неодинаковым геологическим последствиям. Мы ограничиваемся рассмотрением первой из этих двух обстановок.

Переработка континентальных окраин в местах субдукции спрединговых хребтов – постоянный и закономерный элемент взаимодействия литосферных плит. Миграция такой обстановки вдоль конвергентных границ вовлекает в процесс большие отрезки океанического обрамления, что увеличивает воздействие этого важного фактора на континентальные окраины. Детальные исследования в местах современной и недавней субдукции спрединговых хребтов дают ключ к распознаванию подобных событий, формаций и структур в древних окраинно-материковых складчатых поясах.

Развитие представлений о геодинамических условиях субдукции спрединговых хребтов тесно связано с концепцией литосферных окон («окон слэба»). При пододвигании хребта в зону субдукции термодинамические условия резко меняются. Магма, подымаясь в осевой зоне спрединга, уже не охлаждается настолько, чтобы кристаллизоваться и наращивать расходящиеся края слэбов. Зазор между ними увеличивается сообразно скорости дивергенции плит. Раскрывается литосферное окно, которое делает возможным прямое взаимодействие подстилающей океанический слэб астеносферы с перекрывающим его астеносферным клином континентального домена, что коренным образом изменяет условия магмогенеза на таком отрезке субдукционной окраины континента. Размеры и форма литосферного окна зависят от параметров относительного движения всех трех взаимодействующих плит (особенно важен соответствующий угол между осью спрединга и желобом), от конфигурации хребта (от системы его рифтов и трансформ) и от наклона каждого из расходящихся слэбов. Исходя из этого определяют расчетное положение границ литосферного окна и их смещение во времени.

Из современных наиболее представительна и изучается геологами многих стран область тихоокеанской окраины Южной Америки, где субдуцирует Чилийский спрединговый хребет, разделяющий плиты Наска и Антарктическую (рис.1). Субдукция хребта, начавшаяся там в среднем миоцене (16-13 млн. лет назад), продолжается до настоящего времени. Её проявления прослежены начиная от глубоководного желоба в глубь континента на расстояние до 700 км, далеко за Анды, а в напряженном состоянии коры они заметны, по-видимому, еще восточнее.

Самые ранние признаки субдукции Чилийского хребта обнаружены на юге континента (около 52° ю.ш.). Сообразно

конфигурации хребта (левосторонняя система рифтов/трансформ) его субдукция происходит прерывисто, по сегментам, разделенным трансформными разломами. При этом точка тройного сочленения «хребет-желоб-желоб» смещается на север и в настоящее время находится вблизи полуострова Тайтао на 46°12’ ю.ш., где между трансформами Тайтао и Дарвин субдуцирует осевая зона одного из сегментов хребта. Оттуда берет начало литосферное окно, определяемое расчетами кинематики плит и выраженное в геолого-геофизических данных. Его быстрому разрастанию способствовала ориентировка хребта (под очень острым углом к желобу) и большая разница между скоростями плит Наска и Антарктической по отношению к Южной Америке (8,5 и 1,8 см/год соответственно).

Субдукция спредингового хребта создает сжимающие напряжения более высокие, чем на смежных отрезках той же конвергентной границы, что выражается в более интенсивных деформациях. Со среднего миоцена по настоящее время, по мере северного смещения точки тройного сочленения Чилийского хребта (ТСЧ), андская активная окраина испытала такое воздействие на отрезке протяженностью более 500 км. Он существенно отличается, как по тектонической структуре, так и по рельефу, от более северного отрезка континентальной окраины, где продолжается нормальная субдукция плиты Наска. Ярким тектоническим событием была обдукция океанической литосферы Чилийского хребта на край континента при их столкновении в начале плиоцена на отрезке между трансформами Трес Монтес и Тайтао. Взаимодействие с Чилийским хребтом влияло на режим субдукции, изменялось соотношение процессов аккреции и тектонической эрозии.

Наиболее выразительны магматические последствия субдукции Чилийского спредингового хребта, они могут служить уникальным по своей полноте эталоном для соответствующих палеореконструкций. В ближайших к точке тройного сочленения сегментах подводного хребта базальты обнаруживают геохимические особенности, которые указывают на магмогенез с участием астеносферных масс, поступающих с из-под континента. Восточнее, над литосферным окном, по мере его разрастания прекращался нормальный субдукционный вулканизм, который порождается дегидратацией слэба: активный Южно-Андский окраинно-материковый пояс заканчивается сейчас южнее вулкана Гудзон уже на 46°20’ю.ш.

Вместе с тем, на континентальной окраине все шире проявлялся иной, весьма разнообразный по составу, но характерный вулканизм, выражающий условия магмогенеза при субдукции хребта. По размещению относительно точки тройного сочленения Чилийского хребта (ТСЧ) этот магматизм можно разделить на *проксимальный* (ближайшие проявления) и *дистальный* (удаленные проявления). Они разобщены пространственно и коренным образом различаются между собой.

Проксимальный магматизм приурочен к самому краю континента, характерна бимодальность состава пород. Пододвигающийся спрединговый хребет еще сохраняет там свою структуру, а его вулканически-активная осевая зона продолжает генерировать базальтовую магму океанических зон спрединга, которая, подымаясь, инициирует дальнейший магмогенез. Вопрос о происхождении кремнекислых пород ТСЧ, представленных как вулканитами, так и гранитоидами, решают с учетом того, что имеющиеся данные по изотопии стронция, неодима и кислорода исключают фракционную кристаллизацию базальтовой магмы в замкнутой системе (в качестве основного механизма). Эти же данные показывают, что дополнительным источником вещества при формировании кислых расплавов могли послужить не породы континентальной коры, а осадочные толщи.

Дистальный магматизм представлен ареалами базальтов, а также субвулканическими образованиями и малыми интрузиями на обширных пространствах Патагонии в тылу горного

сооружения Анд (рис.3). Они появляются на дистанции 250-400 км от глубоководного желоба и размещаются далее широкой (до 300 км), прерывистой полосой, протянувшейся почти меридионально. Основной объем базальтового материала поступал на первом этапе вулканизма, когда в позднем миоцене –плиоцене образовались главные вулканические плато (месеты). Позже, в плиоцен-четвертичное время, после перерыва, поверх плато-базальтов формировались шлаковые конусы, лавовые потоки и пирокласты комплексов «пост-плато», суммарный объем которых на порядок меньше. Геохимические и изотопные характеристики свидетельствуют о сложном процессе магмогенеза. Он начинается образованием базальтовой магмы при адиабатической декомпрессии и частичном плавлении астеносферы типа OIB (ocean-island basalt), при ее подъеме в окно слэба. При этом к магме присоединяются выплавки из океанической коры слэба, образующиеся при разогреве по краям литосферного окна. На следующей стадии, при прохождении магмы вверх через астеносферный клин и мантийную часть континентальной литосферы, происходит контаминация характерными компонентами нормального надсубдукционного магматизма Магмогенез завершается в континентальной коре процессами ассимиляции и фракционной кристаллизации.

Проксимальные и дистальные проявления магматизма, порождаемые субдукцией Чилийского хребта не только разобщены пространственно, но и коренным образом различаются по своему происхождению. Первые развиваются на основе толеит-базальтовой магмы типа MORB (mid-ocean ridge basalt), которую еще продолжает генерировать деплетированная мантия под спрединговым хребтом, вступающим в зону субдукции. Вторые определяются частичным плавлением астеносферы типа OIB (ocean-island basalt) при её подъеме в окно слэба.Замена одного механизма магмообразования другим, более глубинным, происходит на немалом пространстве восточнее п-ва Тайтао, где на протяжении почти 200 км, вплоть до базальтовых полей Патагонии, магматические проявления субдукции Чилийского хребта неизвестны.

Таким образом, активная субдукция Чилийского спредингового хребта дает важный для палеорекострукций материал о свойственных этой геодинамической обстановке проявлениях проксимального и дистального магматизма континентальной окраины – вблизи и на удалении от точки тройного сочленения. Их разделяет лишенное магматизма пространство как раз там, где трассируется линия окраинно-материкового вулканического пояса, отмирающего здесь на время субдукции хребта. Если сочленение с хребтом мигрирует, то проксимальный и дистальный магматизм смещаются вдоль континентальной окраины. Так вблизи желоба формируется и наращивается в длину пояс проксимальных магматитов - «преддуговой» относительно окраинно-материкового вулканического пояса, возобновившего свою активность. Ареалы дистального магматизма попадают в «задуговую» область.

Среди известных палеореконструкций взаимодействия спредингового хребта с континентом выделяется тихоокеанская окраина Аляски - как сохранностью геологического материала, так и его изученностью. Для палеоцена – эоцена (62-50 млн.лет) там восстанавливается косоориентированная субдукция со смещением спредингового хребта более чем на 2000 км вдоль края континента, оставившая след в виде «преддугового» магматического пояса Санак-Бараноф. Для представительного отрезка этого пояса, выступающего на острове Кодьяк, мы провели сравнение с наиболее полным эталоном, охарактеризованным выше – с плиоцен-голоценовым магматизмом области современной субдукции Чилийского хребта. Изверженные породы размещаются в полосе шириной до 60 км и образуют две магматические зоны, различающиеся как по возрасту, так и по составу пород.

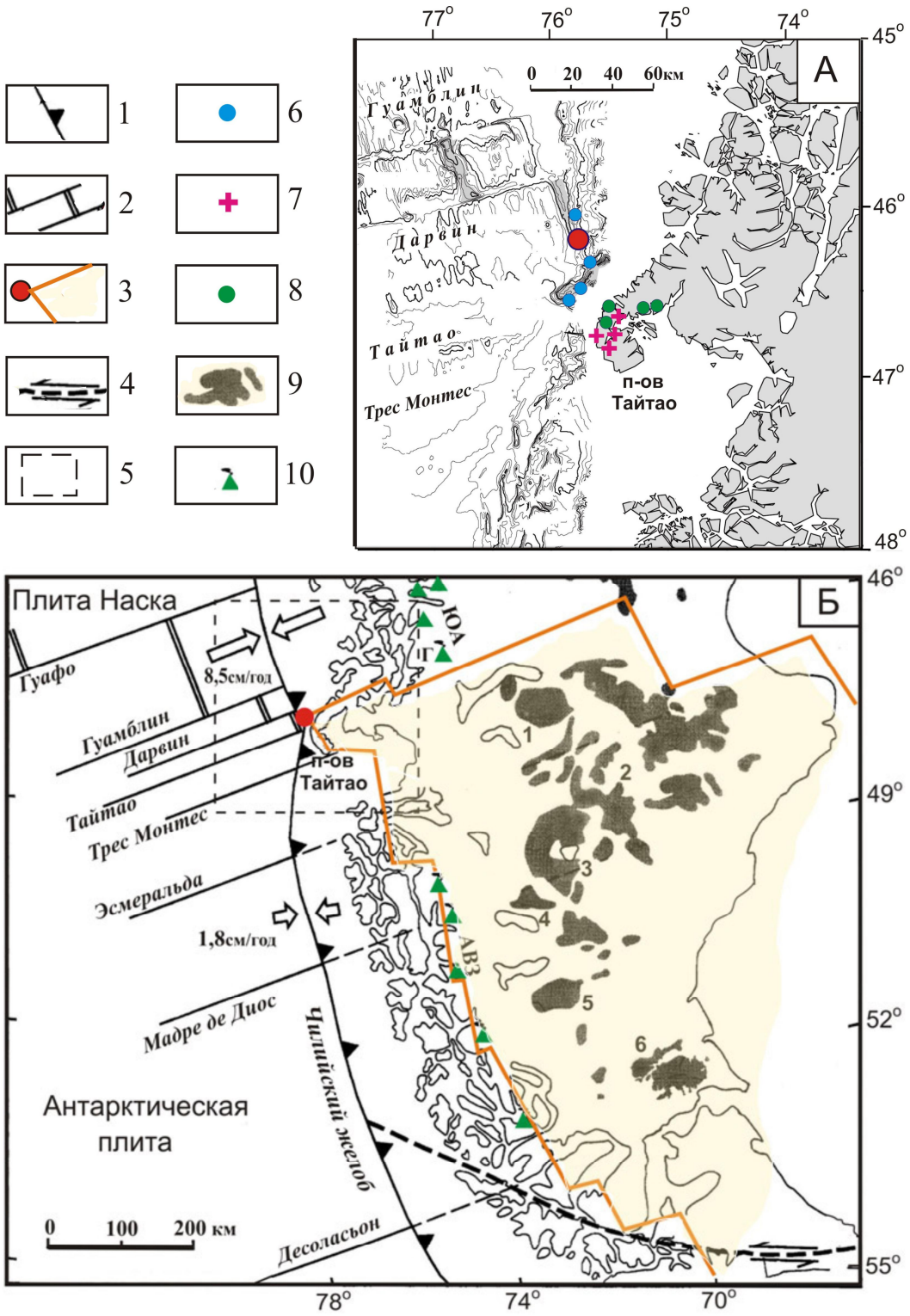


Рис.1. Область субдукции Чилийского спредингового хребта под Андскую континентальную окраину

А- проявления плиоцен-четвертичного магматизма вблизи современной точки тройного сочленения у п-ва Тайтао. Б- расчетные контуры литосферного окна (раскрывавшегося по мере субдукции Чилийского хребта со среднего миоцена) и ареалы базальтового магматизма над ним. Использованы данные K.Breitsprecher, D.J.Thorkelson,2009; C.Guivel et al.,1999; M.D'Orazio et.al.,2000.

1- конвергентная граница (глубоководный желоб); 2- сегменты осевой зоны Чилийского хребта, разделенные трансформными разломами; 3- точка тройного сочленения плит и расходящиеся от нее границы литосферного окна под континентом; 4- разлом Магальянес; 5- границы рис.А на рис.Б; 6-8 – проксимальные магматические проявления субдукции хребта: вулканиты позднего плиоцена – квартера на краю желоба (6), гранитные интрузии (7) и вулканиты конца миоцена – раннего плиоцена на п-ве Тайтао (8); 9- дистальные магматические проявления субдукции хребта: базальтовые ареалы Лаго Буэнос Айрес *[1]*, Месета Сентраль *[2]*, Муэрте *[3]*, Вьенто *[4]*, Вискачас *[5]*, Пали-Айке *[6]*; 10- пояса субдукционного вулканизма: Южно-Андский (ЮА, в том числе Г- вулкан Гудзон) и Austral ная вулканическая зона (АВЗ). Встречными стрелками обозначена конвергенция плит

Главная зона представлена гранитоидами «батолита Кодьяк» которые прорывают аккреционный комплекс Кодьяк, обнажаясь в одном большом (>700 км^2) и множестве мелких выходов. К другой аккреционной формации Гоуст-Рокс более узкая фронтальная зона, которая формировалась в непосредственной близости к глубоководному желобу палеогенового времени. К ней приурочены небольшие плутоны, дайки и эффузивы основного и, реже, среднего состава.

Сравнение с областью современной субдукции Чилийского хребта показывает, что по главным параметрам рассмотренный отрезок пояса Санак-Бараноф соответствует проявлениям проксимального магматизма у п-ва Тайтао. Ширина захваченного этим магматизмом края континента сходна с шириной магматического пояса на острове Кодьяк. Одинакова зональность магматизма: преимущественно базальтовые проявления размещаются непосредственно у края желоба, а гранитные интрузии - на дистанции в первые десятки километров от этого края. В обоих случаях установлены MORB–специализация исходной базальтовой магмы и обязательное участие в магмогенезе материала осадочных толщ. Таким образом подтверждается представление о формировании пояса Санак-Бараноф в связи с субдукцией спрединговых хребтов.

Столь высокая степень сходства магматических комплексов указывает на подобие условий субдукции хребта, регулирующих температурный режим магмогенеза и участие в нем пород разного состава. Погружение спредингового хребта под Аляску, также как в случае Чилийского тройного сочленения, происходило в условиях косоориентированной к желобу субдукции при взаимодействии с осадочным материалом аккреционной призмы.

Возможности палеореконструкции ведут к выявлению все новых магматических комплексов и структур, образовавшихся при субдукции спрединговых хребтов. Их особенно много на северо-восточном обрамлении Тихого океана, где в течение кайнозоя ушла под континент значительная часть восточно-тихоокеанской системы зон спрединга.

К СТРОЕНИЮ И ГАЗОНОСНОСТИ ЗАПАДНОГО БОРТА СЕВЕРО-ТАТАРСКОГОТРОГА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

Ломтев В.Л.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, (lomtev@imgg.ru)

Геологическое строение дна Татарского пролива (четвертичный тектонический трог или остаточный прогиб [4,5]) и особенно его северной, мелководной части (Северо-Татарский трог), изучается более 50 лет [2-8]. К 1988 г. на его сахалинском шельфе пробурено 11 скважин и 2 на о-ве Монерон, открыта мелкая Изыльметьевская залежь газа и выделен Северо-Татарский нефтегазоносный бассейн. Столь неудачные результаты нефтегазопоисковых работ связаны с отсутствием коллекторов в депоцентре неогенового краевого бассейна (прогиба), дальним (> 50 км от Сихотэ-Алиня – главной области сноса) транзитом терригенных осадков по пологому (до 1 м/км) дну [3,5], удревнением (до олигоцена) трога и смежного Камышевого инверсионного моноклинория Сахалина как области сноса, хотя встречные клиноформы в верхах дерюгинского, позднеплиоцен-четвертичного сейсмокомплекса надежно фиксируют их молодой, заведомо четвертичный, возраст (коррелятная толща).

Выбор термина «трог» [4-7] вместо более распространенного «рифт» [2] вытекает из разного тектонического строения бортов, включая известную широтную асимметрию по осадочному неогену, абразионный сахалинский и аккумулятивный материковый шельфы. На первом особо выделим диагональные полуантиклинали СЗ простирания, обычно сопряженные с надвигами и взбросами восточного падения (ретроразломы), входящими в мегадуплекс Западно-Сахалинского вдольберегового разлома.

В сводке [2] вместо переноса нефтегазопоисковых работ на коллектора приматериковой зоны регионального выклинивания отложений неогена и палеогена (сергеевский комплекс) на западном, борту Северо-Татарского трога по прежнему рекомендуют сахалинский шельф. При интерпретации в [2] данных МОГТ, грави- и магнитометрии ОАО «Дальморнефтегеофизика» (ДМНГ) не были отмечены, особенно в полосе протяженностью 220 и шириной 50 км (рис. 1), многочисленные газовые окна и вертикальные столбы или т.н. факелы (газопроявления), аномалии типа «залежь» (АТЗ), молодые, растущие структуры прорыва флюидов, сходные по строению с грязевулканами, часто завышенная (>2 с) для зоны выклинивания мощность отложений палеогена и заглубление кровли акустического фундамента, сложенного породами мела с выходом за пределы сейсмозаписи [3-7]. Впервые газопроявления и АТЗ на профилях МОГТ ДМНГ обнаружены в 1987 г. на погребенном Сюркумском выступе.

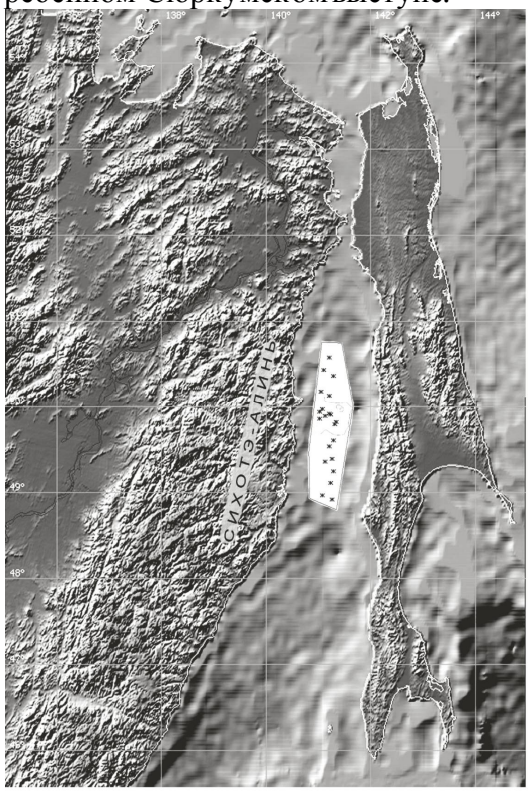


Рис. 1. Карта аномалий типа «залежь» и структур прорыва флюидов на западном борту Северо-Татарского трога. Топооснова карты см. http:tsun.ssec.ru/tsu (Новосибирск)

В тектоническом плане он представляет собой широкий (40х40 км) структурный нос площадью 1600 км^2. Согласно [3-5,7] в миоцене - верхах палеогена здесь формировалась прибрежная банка (рис. 2).

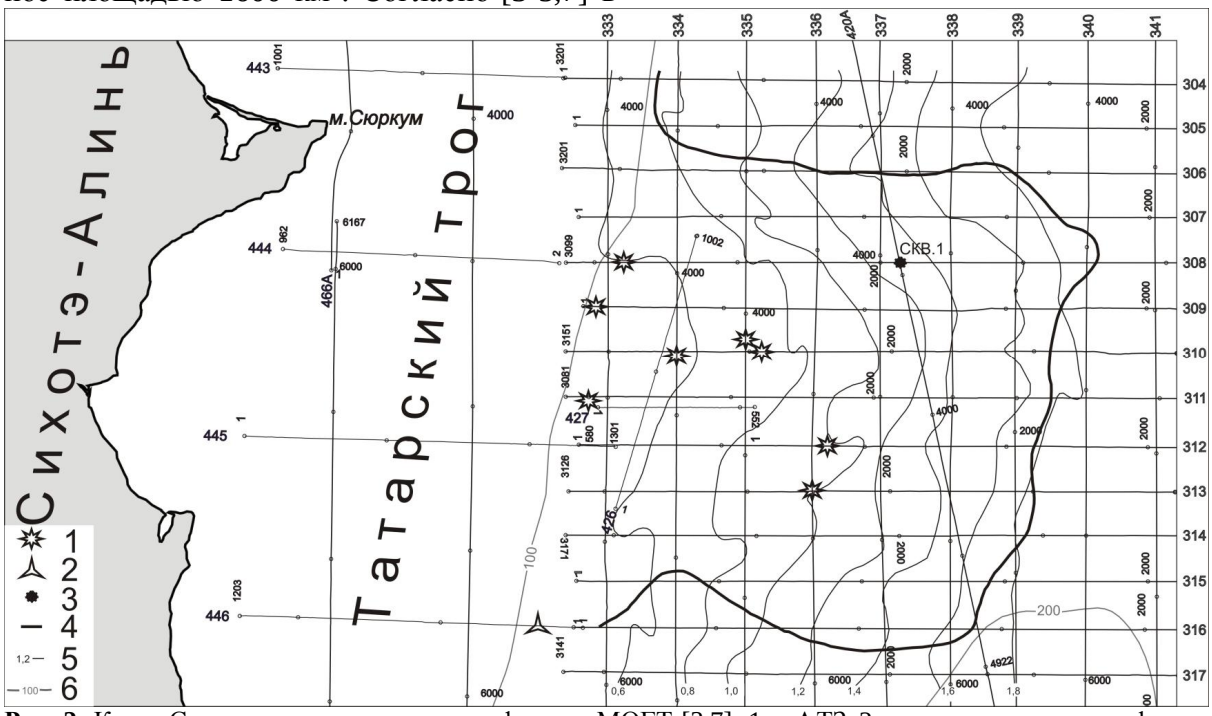


Рис. 2. Карта Сюркумского выступа с профилями МОГТ [3,7]: 1 – АТЗ, 2 – структура прорыва флюидов, 3 – скв. 1, 4 – контур выступа, 5 – изохроны кровли выступа в секундах двойного пробега, 6 – изобаты в метрах

Газовые окна и столбы или газопроявления известны в сейсморазведке МОВ более 50 лет и на профилях МОГТ и НСП выделяются по перерыву или заметному ослаблению сейсмозаписи, связанному с избыточной (~5-30%) газонасыщенностью осадочного разреза [1]. На западном борту Северо-Татарского трога они распространены широко, особенно в полосе на рис. 1. Они обнаружены в отложениях палеогена, неогена и квартера, местами достигая дна [7]. Основным источником газа видимо являются отложения палеогена значительной (>4-5 км), хотя и не установленной, мощности [6,7].

Аномалии типа «залежь» (АТЗ) вызваны заметным снижением скорости распространения продольных волн в продуктивных, особенно газовых, пластах (до 30% [1,7]). Для центра залежи, например, Чайвинской (шельф СВ Сахалина) характерен ложный симметричный провал отражающих границ, включая низы покрышки, а на ее периферии – их ложное выполаживание (трапеция или минигайот). Поперечники АТЗ и залежей в Северо-Сахалинском нефтегазоносном бассейне по В.Э. Кононову соотносятся как 1:3 [1]. Известны и другие признаки залежей углеводородов на профилях МОГТ [7]. На западном борту Северо-Татарского трога картированы около двух десятков АТЗ обеих типов (рис. 1). Их диаметр достигает 0,8-2,5 км. Вместе с газопроявлениями и структурами прорыва флюидов они образуют меридиональную полосу протяженностью 220 и шириной 50 км (рис. 1). Она намечает депоцентр погребенного и частью инверсированного палеогенового краевого прогиба складчатого Сихотэ-Алиня [6,7].

Структуры прорыва флюидов на западе Татарского пролива впервые описаны в [4,5]. Это вертикальные, сложно построенные зоны перерыва отражающих границ в кайнозойском осадочном чехле, сходные по строению и вероятно генезису с грязевулканами, в том числе сахалинскими [1,7]. Их образование обычно связывают с крупными надвигами или взбросо-надвигами и их зонами аномально высокого

пластового давления, газоводонасыщения и разуплотнения глинистого разреза (сопочная брекчия) в лежачем крыле [1,7]. Следовательно, структуры прорыва флюидов позволяют наметить положение фронтального, вероятно преднеогенового, надвига Сихотэ-Алиня на внутреннем материковом шельфе. Разлом четко выделяется в аномальном гравитационном поле [2], имеет западное падение и является региональным экраном по-крайней мере для углеводородов и сопочной брекчии в палеогеновой части разреза [7].

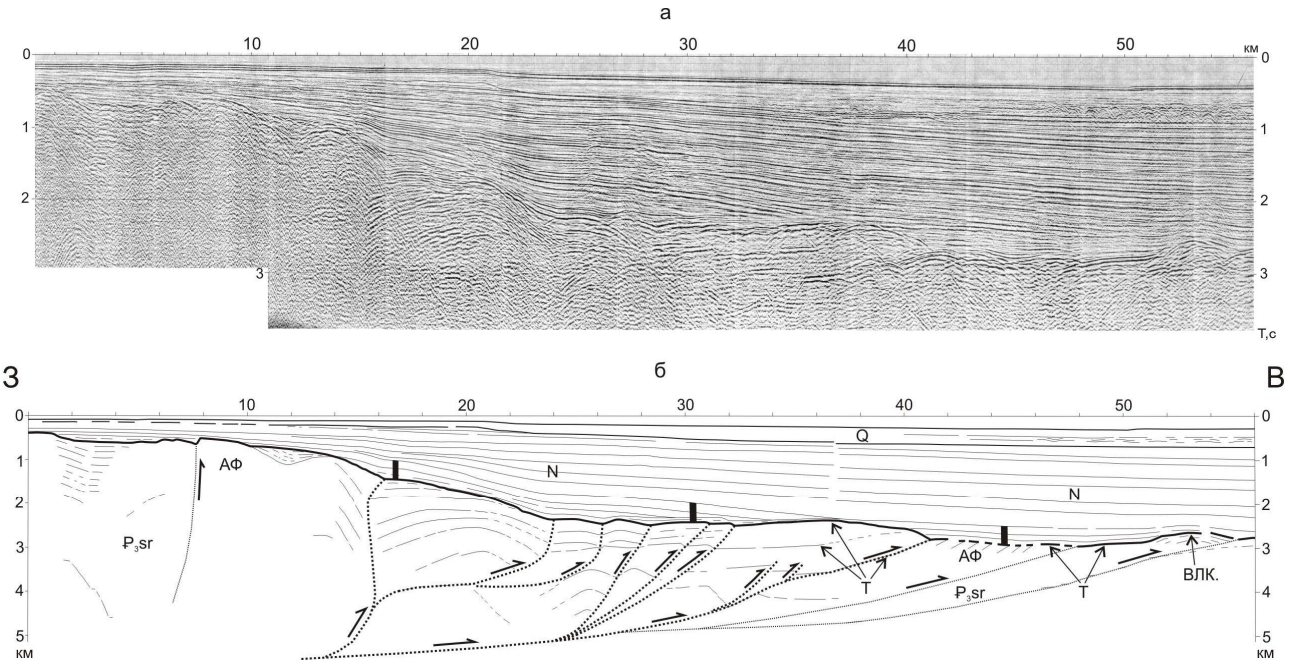


Рис. 3. Временной (а) и глубинный (б) разрезы МОГТ 452 [6]. Вертикальный м-б в секундах двойного пробега, горизонтальный – в км из расчета 40 гидроточек ОГТ = 1 км профиля. АФ – акустический фундамент, Т – траппы, влк. – вулкан, Q – четвертичные осадки, N - неогеновый чехол, P_3sr – сергеевский комплекс. Крупные точки - разломы аллохтона, мелкие – мористее него, а стрелки указывают направление смещения по ним. Черные колонки выделяют подошвенную пачку неогена, залегавшую субгоризонтально во время накопления

Итак, на западном борту Северо-Татарского трога по данным МОГТ (объекты 22/83, 14/86) закартирована газо- и возможно нефтеперспективная зона в отложениях неогена (зона регионального выклинивания) и палеогена (депоцентр краевого прогиба), близкая по размерам Северо-Сахалинскому кайнозойскому нефтегазоносному бассейну (рис. 1). Крупнейшей структурной ловушкой углеводородов является погребенный Сюркумский выступ мористее одноименного мыса (рис. 2). Региональная газонасыщенность отложений палеогена на западном борту трога определяют их преобладающую акустическую прозрачность (кроме верхней контрастной пачки [2,7]). Лишь на юге мористее порта Совгавань на нескольких профилях обнаружены его акустическая контрастность и заметный видимый раздув мощности (клин т.н. совгаванского палеогена). Так, при повторной интерпретации широтного профиля МОГТ 452 (об. 14/86) удалось наметить складчато-надвиговое строение этого клина, связанное с преднеогеновой активной окраиной Сихотэ-Алиня, переслаивание и/или замещение осадочных отложений эффузивами олигоцена - раннего миоцена (рис. 3 [6]).

Автор благодарен К.Ю. Торгашову и гл. геологу ДМНГ, к.г.-м.н. А.В. Савицкому за профили МОГТ по Северо-Татарскому трогу и возможность их повторной геологической интерпретации [3-7], а М.Г. Гуринову (ИМГиГ) за помощь в компьютерной подготовке графики доклада.

Настоящая работа также поддержана грантом РФФИ - Дальний Восток №09-05-98577.

Литература

1. Возможности метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) при нефтегазопоисковых исследованиях / В.Л. Ломтев и др. // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. Т. 1. С. 107-119.
2. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Владивосток: Дальнаука, 2004. 220 с.
3. Геолого-геофизическое обоснование на бурение Сюркумской параметрической скважины №1 / В.Л. Ломтев и др. Южно-Сахалинск: трест «Дальморнефтегеофизика», 1987. 6 с.
4. Комплексные рекогносцировочные геофизические исследования в Охотском море (объект 11/86) / Л.С. Чуйко и др. Южно-Сахалинск: трест «Дальморнефтегеофизика», 1988. 284 с.
5. Ломтев В.Л., Кругляк В.Ф., Савицкий В.О. Геологическое строение, история геологического развития и направление нефтепоисковых работ в северной части Татарского пролива // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 63-69.
6. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Сеначин В.Н. К строению Татарского трога (Японское море): новые подходы // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2010. №3. С. 58-69.
7. Ломтев В.Л., Торгашов К.Ю., Патрикеев В.Н. Признаки газоносности западного борта Татарского трога (Японское море) // Вестник ДВО РАН, 2008. №6. С. 63-71.
8. Северо-Татарский нефтегазоносный бассейн / Ю.А. Тронов и др. // Тихоок. геология, 1987. №6. С. 45-49.

К СТРОЕНИЮ ВОСТОЧНОЙ ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА

Ломтев В.Л.[а], Литвинова А.В.[б]

[а] *Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, (lomtev@imgg.ru)*
[б] *ОАО «Дальморнефтегеофизика», Южно-Сахалинск, (litvinova@dmng.ru)*

В докладе по данным высокочастотного МОГТ, промера, грави- и магнитометрии ОАО «Дальморнефтегеофизика» (ДМНГ) 2000 и 2004 гг. рассматриваются новые особенности строения восточной подводной окраины Северного Сахалина (рис. 1,2).

Трехбратская мегантиклиналь и мегадайка (ТМД). Представляет собой антиклинальный выступ позднемелового акустического фундамента на шельфе СВ Сахалина, ограничивающий с востока Северо-Сахалинский кайнозойский осадочный бассейн (краевое поднятие [10]). Реже его называют Восточно-Одоптинским или Шмидтовским поднятием [11,14].

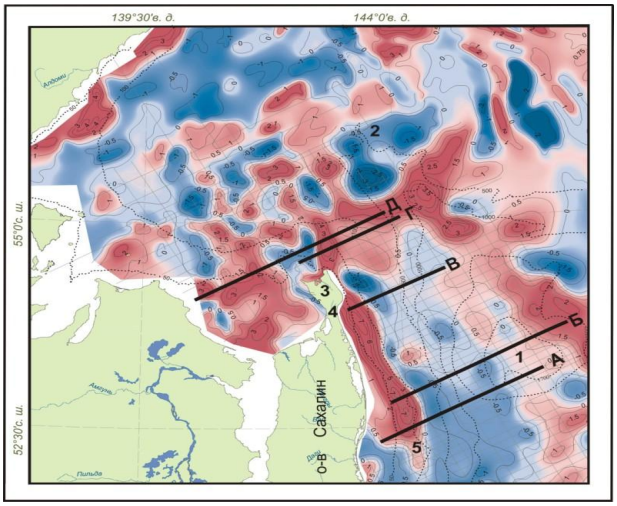


Рис. 1. Карта магнитных аномалий (по данным В.А. Зайцева, ДМНГ) и батиметрии Северного Сахалина с профилями МОГТ **А-Д**: 1 – впадина Дерюгина, 2 – каньон Ионы, 3 – п-ов Шмидта, 4 – Охинский перешеек, 5 – Трехбратская мегадайка. Изодинамы в нанотеслах (n* 10^2 нТл), изобаты в метрах

Выступ маркируют мощные линейные положительные аномалии магнитного и гравитационного полей (рис. 1), поэтому еще в [1] здесь выделили зону Восточно-Сахалинского глубинного разлома восточного падения с телами ультрабазитов. В плане она включала в себя Восточный хребет п-ова Шмидта с раннемезозойским интрузивным комплексом (преимущественно серпентиниты [2,11,14]) и выходила на широкий шельф северного подводного продолжения Сахалина. Т.о. его протяженность достигает 360 км.

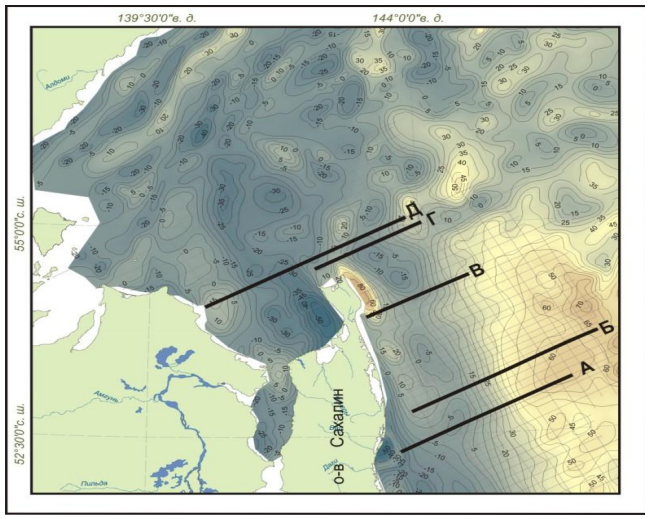
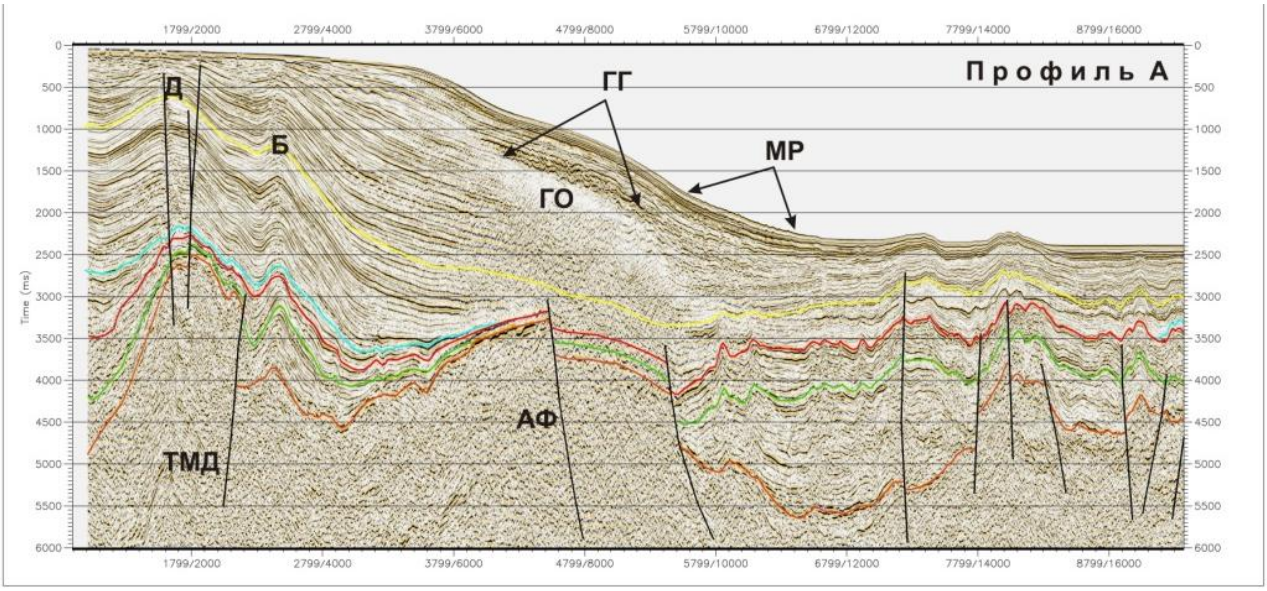
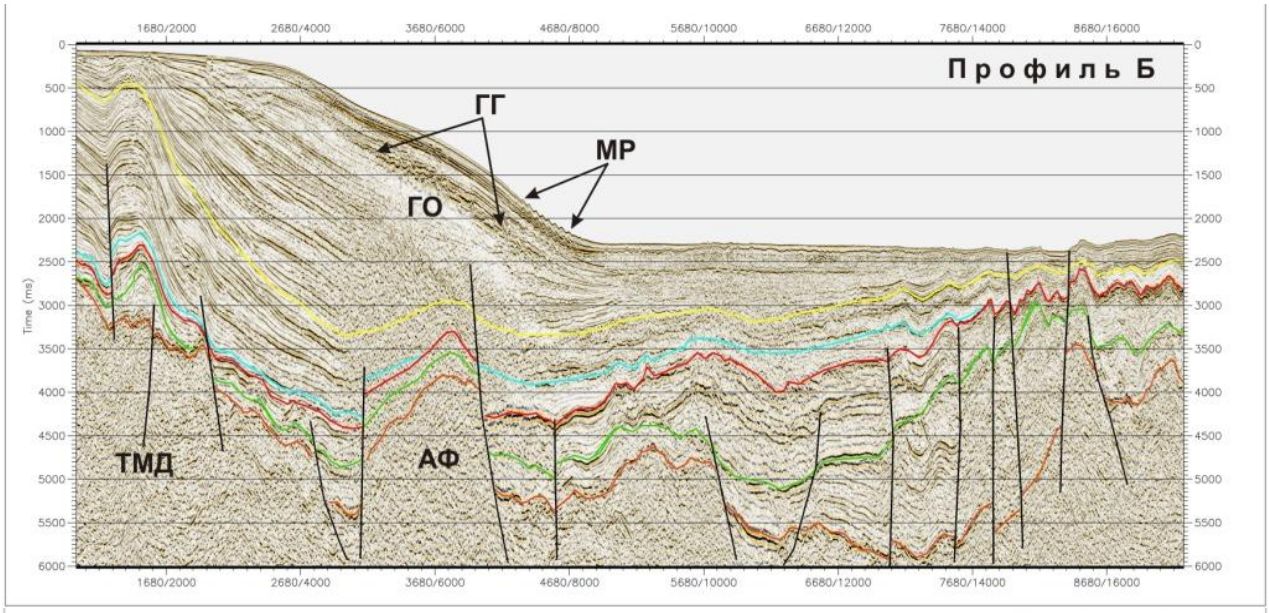


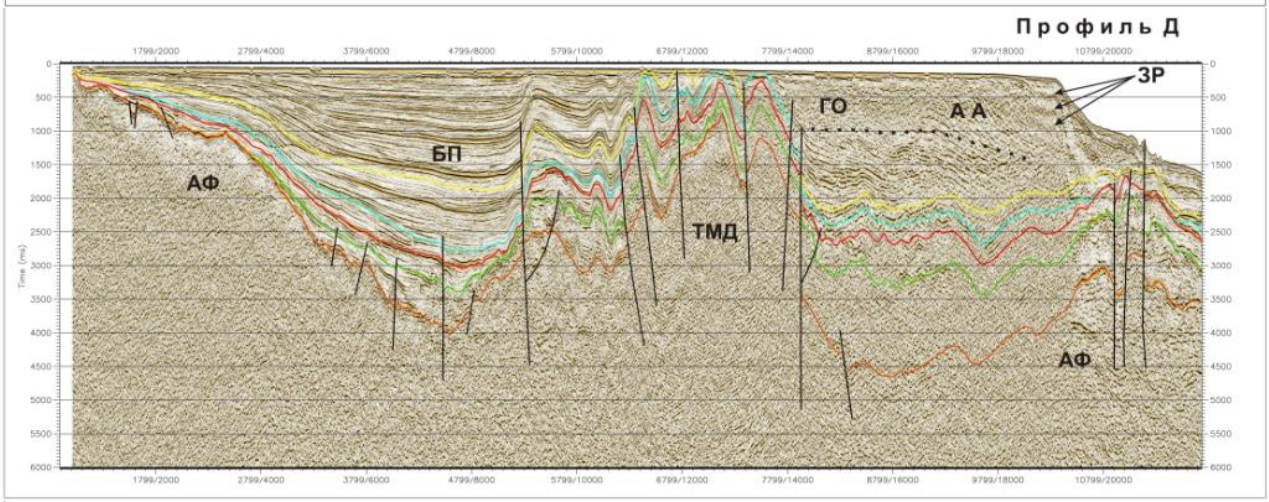
Рис. 2. Карта гравианомалий Северного Сахалина в редукции Буге (по данным В.А. Зайцева, ДМНГ) с положением профилей МОГТ **А-Д** (оцифровка изоаномал гравитационного поля условная)

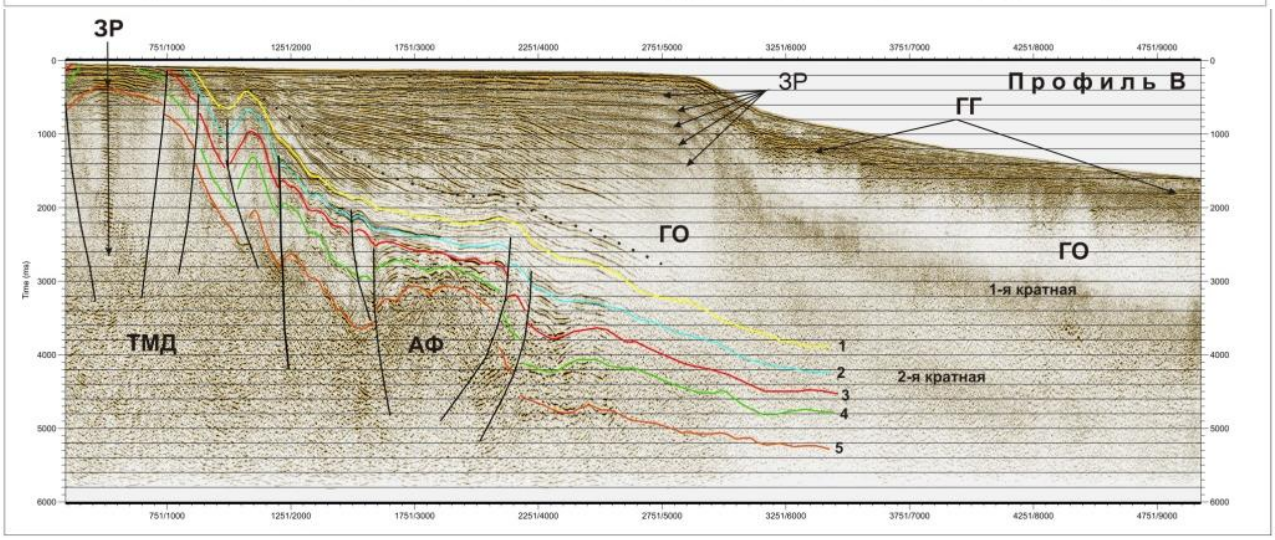
Вместе с тем профили МОГТ **А-Д** на рис. 2 четко фиксируют постседиментационный подъем акустического фундамента (Трехбратская мегантиклиналь) и перекрывающего кайнозойского чехла. В последнем возникли одна или нескольких молодых асимметричных антиклиналей, своды которых обычно абрадированы на уровне шельфа (палеосуша). Поскольку последний в Мировом океане принято датировать поздним плейстоценом, то время образования мегантиклинали с учетом стратиграфии осадочного кайнозоя на шельфе СВ Сахалина [3,14] можно определить ранним-средним плейстоценом [9].

С учетом мощных положительных линейных аномалий магнитного и гравитационного полей на рис. 1 [1,11,14] приходим к выводу, что молодая Трехбратская мегантиклиналь имеет интрузивную природу (мегадайка ультрабазитов, в основном видимо серпентинитов [14]). Аналогично охотским и Цусимской мегадайкам [4,5] ее тело на профилях МОГТ местами (профиль **В**) маркируют зоны реверберации. В плане южное окончание ТМД картировано на широте Ныйского залива, а северное - с двумя развилками (близ горы Три Брата на юге Восточного хребта п-ова Шмидта и на 55 параллели) - прослежено вдоль СВ шельфа и северного подводного продолжения Сахалина до 56^0 с.ш. На широте Луньского залива и далее к югу до подводного хребта Терпения прослеживается более сложно построенная Пограничная мегадайка, фиксируемая в геофизических полях аналогично ТМД. Т.о. можно предполагать, что обе мегадайки маркируют фронтальный взбросо-надвиг Сахалинской кордильеры и связаны с внедрением ультрабазитов. Его падение к западу по мнению В.А. Паровышнего (ИМГиГ, личн. сообщ., 2010) фиксирует сдвиг в плане оси магнитной аномалии на 1-2 км мористее оси гравианомалии на Восточном хребте п-ова Шмидта [2] из-за меньшей глубинности магниторазведки в сравнении с гравиразведкой. Последующее изучение ТМД и ее апофиз-складок, например, на профиле **А** близ пикета 1700, связано с термогенерацией углеводородов в Северо-Сахалинском бассейне [9] и проблемой разделения геофизических аномалий от разновозрастных (ранний мезозой и поздний кайнозой) интрузий ультрабазитов.




Профиль Б
ГГ
МР
ГО
ТМД
АФ
Time (ms)


Профиль Д
ЗР
ГО
А А
БП
АФ
ТМД
АФ
Time (ms)


ЗР
ЗР
Профиль В
ГГ
ГО
ГО
1-я кратная
ТМД
АФ
1
2
3
4
5
2-я кратная
Time (ms)

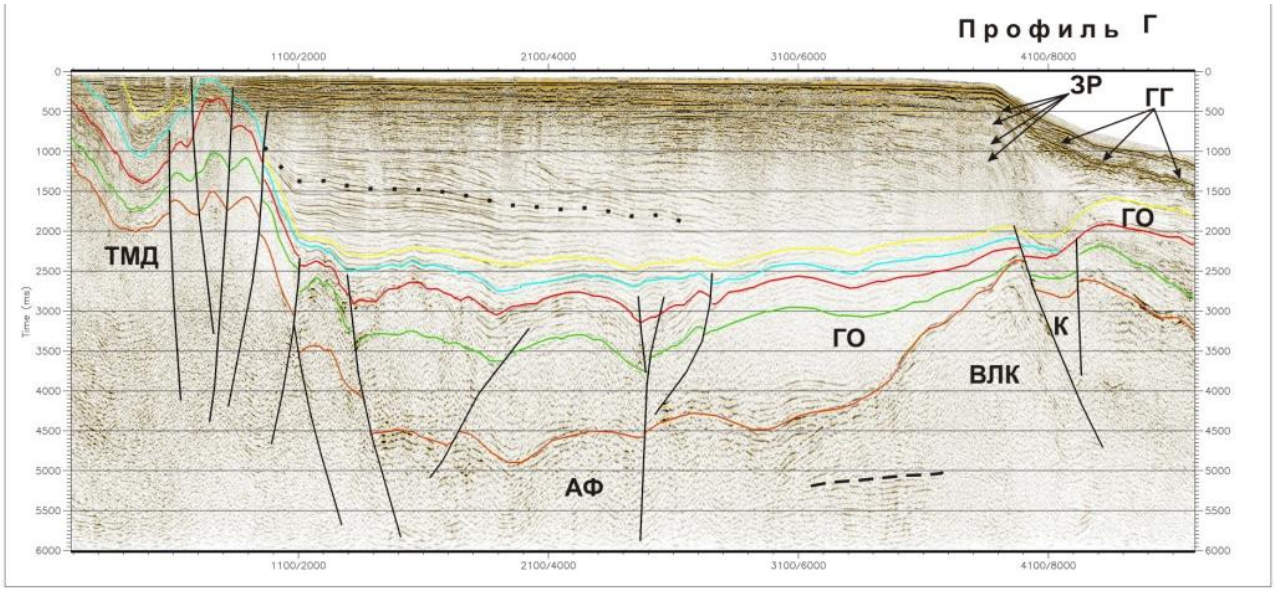


Рис. 3. Профили МОГТ **А-Д**. Вертикальный м-б в секундах двойного пробега, горизонтальный м-б равен 25 и 12,5 м между точками SP/CDP. **АФ**–акустический фундамент, **ТМД**–Трехбратская мегадайка, **ГГ**-газогидраты, **ГО**-газовое окно, **МР**-мегарябь, **Д,Б**-Дагинская и Баутинская складки, **ЗР**-зона реверберации, влк. – вулкан с кратером (**К**), **БП**–Байкальский прогиб, **АА**-авандельта Амура; границы сейсмокомплексов (1-5 и цвет) на профиле **В** и др. (цвет): 5 – кровля АФ, 4 – кровля палеогена, 3 – кровля нижнего–среднего миоцена, 2 – кровля среднего-верхнего миоцена, 1 – кровля верхнего миоцена–нижнего плиоцена. Черные квадраты – несогласие в подошве призмы, черные линии - разломы

Осадочная, внешний шельф – склоновая, призма. Завершает проградационный разрез Северо-Сахалинского кайнозойского бассейна мористее Трехбратской мегантиклинали, т.е. в полосе т.н. Восточно-Сахалинского прогиба в рельефе акустического фундамента (рис. 1,2).

Призму слагают выносы Амура, которые в верхней части дополняют продукты абразии складчатых шельфовых структур растущего в сахалинскую фазу складчатости и орогенеза (конец позднего плиоцена – квартер) горного сооружения Сахалина. Геологами ДМНГ осадочная призма сейчас целиком относится к помырскому комплексу, который в [3,14] датируют средним плиоценом (3-2 млн. лет). На рис. 2 она опознается по конседиментационному раздуву (до 1,7-2,1 км) на восточном крыле мегантиклинали, клиноформам наращивания с угловым несогласием в подошве мористее и региональным наклоном осадочных слоев в батиальную впадину Дерюгина. Несогласие очевидно коррелятно ТМД, т.к. на ее южном погружении оно переходит в согласие между нутовскими и помырскими осадками (сравни с разрезами МОГТ на с. 175-177 в [14]). Формирование несогласия обусловлено вероятно разгрузкой придонных потоков наносов с края неогеновой авандельты Амура в зоне перехода от крутого склона мегантиклинали к пологому склону мористее. Т.о. шельф СВ Сахалина здесь слагают разные по возрасту осадки: нутовские к западу от ТМД и помырские восточнее. В зоне развития первых картированы фации авандельты Амура и почти все нефтегазоносные, частью абрадированные, структуры тектонической или комбинированной, глинисто-диапировой природы [9,14]. На внешнем шельфе и подводном склоне СВ Сахалина давно предполагают подводные конусы выноса [3,12,14]. Однако они почти не влияют на явно тектоническую спрямленность склона в плане (рис. 1а). Выделим также асимметричную мегарябь в его основании на профилях **А**,**Б**, связанную с придонным (контурным) течением, а также отсутствие нормальных (ступенчатых) сбросов, характерных для рифтограбенов. К

последним традиционно относят смежную впадину Дерюгина [11-14].

На профилях **А**,**Б** обратим внимание на пологий подъем или восстание помырских слоев к востоку в основании склона и на прилегающем ложе впадины Дерюгина, что не согласуется с общепринятой моделью их накопления из придонных турбидитных потоков, стекавших с края авандельты Амура [12]. Заметим, что аналогичное строение имеют турбидиты в глубоководных желобах, что в [5] объясняют постседиментационным опусканием дна под литостатической нагрузкой тектонопары «региональный шарьяж – аккреционная призма» на их внутреннем склоне.

Газ и придонные газогидраты. На профилях МОГТ и НСП газонасыщенность кайнозойского осадочного чехла на подводных окраинах мира определяют по газовым окнам, столбам, факелам, в том числе в воде, грязевулканам и близким им по строению структурам прорыва флюидов (криптовулканы), а также газогидратам. Последние фиксирует контрастная и параллельная дну отражающая граница BSR (bottom-simulating reflector) на глубине до 300-600 м [7]. В исследуемом районе газ (в основном метан) обнаружен в осадках и воде. Придонные газогидраты хорошо известны на подводном склоне Сахалина по данным газовой съемки, гидролокации и грунтоотбора, проводившихся д.г.-.м.н. А.И. Обжировым (ТОИ ДВО РАН) с коллегами [8,13 и ссылки в них]. Их результаты независимо подтверждают представленные профили МОГТ ДМНГ со сложным волновым полем (рис. 2).Так, на профилях **В**-**Д** тонкий (до 10 м) слой газогидратов залегает близ края шельфа почти сразу под дном, формируя зону реверберации сейсмического сигнала. С шельфа контрастные газогидраты прослеживаются на склон, где они слегка драпированы рыхлыми осадками, имеют заметно увеличенную мощность и весьма неровную, с карманами, подошву. Под газогидратами местами формируется крупное газовое окно, фиксирующее их экранирующие свойства (флюидоупор). В последнем случае на него наложены «размытые» 1- и 2- кратные отражения от их кровли (профиль **В**). С учетом других профилей МОГТ ДМНГ съемок 2000 и 2004 годов можно говорить об островном (очаговом) характере распространения придонных газогидратов близ края шельфа и на подводном склоне СВ Сахалина. Метан согласно [13] в основном биогенный. Источником его являются молодые выносы Амура, в том числе слагающие его четвертичную авандельту на широком шельфе северного подводного продолжения Сахалина (профиль **Д**) и осадочную, внешний шельф-склоновую, призму, надстраивавшуюся мористее ТМД (СВ Сахалин).

Т.о. данные МОГТ надежно фиксируют прослеживание придонных газогидратов со склона на шельф Северного Сахалина, что требует корректировки моделей их образования, например в [7]. Абразия и осушение шельфа в позднем плейстоцене позволяют предполагать, что в суровом климате региона приповерхностные газогидраты могли формироваться аналогично вечной мерзлоте. На профилях **В**-**Д** они не прослежены до ТМД, чему видимо препятствует повышенный кондуктивный теплопоток от нее. Однако в изученном тепловом поле ТМД пока не замечена [11].

Итак, в геологическом строении довольно изученной восточной подводной окраины Северного Сахалина обнаружены новые объекты для последующего детального изучения.

Литература

1. Геологическое строение северо-западной части Охотского моря / Л.С. Маргулис и др. // Сов. геол., 1979. №7. С. 61-71.
2. Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:200000. Изд. 2. Серия Сахалинская. Лист N-54-XVII (мыс Елизаветы) Объясн. записка / А.А. Коноваленко и др. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 127 с.
3. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
4. *Ломтев В.Л.* К структурно-геоморфологической характеристике дна Охотского моря // Геология и полезные

ископаемые Мирового океана, 2009. №2. С. 70-81.
5. *Ломтев В.Л.* Цусимская шельфовая мегадайка (Японское море) // Физика геосфер: шестой Всеросс. симп.: мат-лы докл. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2009. С. 201-206.
6. *Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н.* Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.
7. *Макогон Ю.Ф.* Газогидраты. История изучения и перспективы освоения // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2010. №2. С. 5-21.
8. Осадконакопление и рудогенез во впадине Дерюгина (Охотское море). Владивосток: Дальнаука, 2008. 289 с.
9. Проблемы геологии шельфа Северо-Восточного Сахалина / В.Л. Ломтев и др. // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты. Мат-лы межд. науч. симп. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. Т. 2. С. 79-80.
10. Сейсмостратиграфическая модель Северо-Сахалинского осадочного бассейна / Ю.В. Лопатнев и др. Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 111-116.
11. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 159 с.
12. Условия накопления неогеновых отложений Северного Сахалина / Г.С. Мишаков и др. // Сов. геол., 1985. №7. С. 56-78.
13. Характерные особенности проявлений газово-флюидных эманаций на северо-восточном склоне о-ва Сахалин (Охотское море) / Н.А. Николаева и др. // Тихоок. геология, 2009. Т. 3. №3. С. 38-52.
14. *Харахинов В.В.* Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 275 с.

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЧЕКУРОВСКОГО НАДВИГА (СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, ЯКУТИЯ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОСТРОЕНИЯ СБАЛАНСИРОВАННЫХ РАЗРЕЗОВ

Лохов Д.К., Прияткина Н.С.

Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия (dlkhv@yandex.ru)

Зона Чекуровского надвига расположена на стыке двух крупных блоков земной коры – Восточно-Сибирской платформы (Предверхоянский краевой прогиб) и Верхояно-Чукотской складчатой системы (Верхоянская складчатая область) [2,3]. Изучаемый район локализован в пределах Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора, складчато-надвиговая структура которого сформировалась в раннекиммерийское время в ходе коллизии Сибирской платформы и древнего Колымо-Омолонского блока. Возраст складчатости омолаживается в западном направлении и для фронтальных частей складчатой системы он определяется как конец позднего мела [2,3]. Характерной особенностью всей Верхоянской складчатой системы являются малые значения сокращений поверхности при складкообразовании, которые составляют в среднем 20-30%. К примеру, в сходных по строению канадских Кордильерах величины сокращений могут достигать 70% [4].

В составе изучаемой зоны Чекуровского надвига, представленной системой надвигов и пологих взбросов, сопровождающихся зонами смятия, выделяется два структурно-формационных комплекса [1]. Отложения первого комплекса, включающие терригенные и карбонатные породы рифейского, кембрийского, пермского, триасового и раннеюрского возраста, распространены в восточной части района на территории Верхоянской складчатой системы (Хараулахский хребет). Ко второму комплексу относятся распространенные в западной части района меловые отложения Предверхоянского прогиба [1].

Всего в целях изучения структурной эволюции Чекуровской зоны надвига и уточнения имеющихся данных о строении фронтальных частей Верхоянской складчатой системы, было построено и сбалансировано три разреза через район Чекуровского надвига, ориентированных вкрест простирания основных структур.

При построении и реставрации разрезов использовалось две различных методики. Первая заключалась в ручном построении разреза с последующей реставрацией площадным и линейными методами. В ходе площадной реставрации, площади слоёв в разрезе измерялись посредством оцифровки и последующего вычисления площадей полигонов в программе MapInfo. Затем, делением значений полученного значения площади на среднее значение мощности, для каждого слоя вычислялась его длина в реставрированном разрезе. Реставрация линейным методом производилась в целях установления положения и формы разрывных нарушений на реставрированном разрезе. При этом в программе MapInfo измерялась длина подошвы каждого слоя от линии сколки до места пересечения подошвы слоя с линией разлома, после чего на реставрированном разрезе горизонтально откладывались отрезки полученных длин, а по концам отрезков отрисовывалась линия разлома.

Упомянутые три разреза также были смоделированы и затем сбалансированы в программе 2DMove 2009.1 при помощи метода Move-on-Fault, принцип которого заключается в последовательном смещении деформируемых слоев по каждому из разломов в заданном направлении на заданную величину. Метод включает несколько алгоритмов, позволяющих моделировать складки, ассоциированные со смещениями по листрическим разломам, а также пологим региональным срывам с рамповыми изгибами. Комплексное использование вышеупомянутых

алгоритмов позволило, путем последовательного смещения слоев по каждому из разломов и внесения корректировок в их предварительно интерпретированную форму, смоделировать складчато-надвиговую структуру с геометрическими характеристиками, соответствующими картографическим данным (рис.1). Реставрация разрезов осуществлялась путем последовательного смещения деформированных слоев и разломов на те же величины в противоположном направлении.

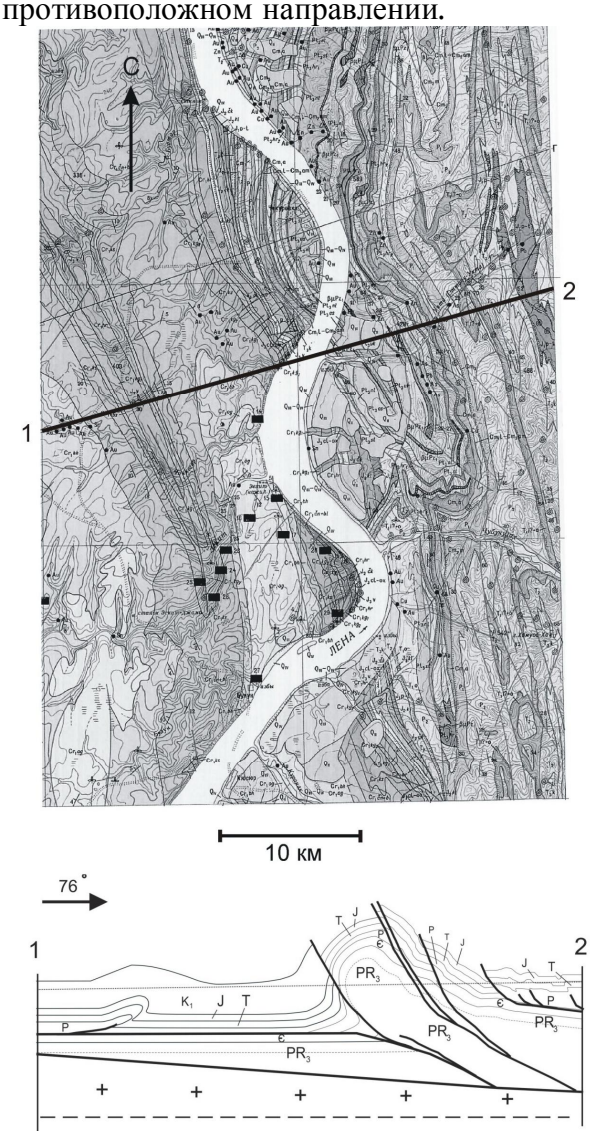


Рис. 1. Геологическая карта рассматриваемой территории и построенный разрез по профилю 1-2. (фрагмент листа R-52-VII-VIIIГГК СССР)

В результате построения и реставрации разрезов на основе двух различных методик были получены сходные результаты.

Так, на приведенном разрезе (рис.1) видно, что в западной части района отмечается пологое залегание пород с падением на запад под углом не более 10°. Восточнее отмечается более крутое залегание пород в виду того, что они смяты в антиклинальную, ассиметричную, запрокинутую на восток складку. Серия подобных складок, отмечаемых на всех разрезах, образовалась, по-видимому, за счёт мелких слепых взбросов, приуроченных к крупному межслоевому срыву в сланцевой толще пермского возраста, примыкающему к передовым надвигам Верхоянской складчатой области [1]. В центральных частях разрезов, в передовой части покровно-надвиговой системы, структура осложняется развитием Чекуровской антиклинали, непосредственно примыкающей к Чекуровскому надвигу и представляющей собой ассиметричную, закрытую складку с параболическим замком, запрокинутую к западу. Примыкающее к надвигу западное крыло складки характеризуется крутым падением с углами 80-90°, а на отдельных участках отмечается его опрокинутое залегание с падением слоев в восточном направлении. Чекуровская антиклиналь, западное крыло которой оконтуривается Чекуровским надвигом, на данном участке имеет форму асимметричной, слабо запрокинутой к западу, складки. В восточном крыле антиклинали, рассеченном крупными тыловыми надвигами, отмечается более пологое залегание пород с углами падения 50-60°. К востоку от тыловых надвигов структура становится более пологой (углы падения 30-40°). Артыкская синклиналь на этом участке с запада также оконтуривается крупным надвигом со слепым чешуйчатым веером, благодаря развитию которого синклиналь осложнена мелкой складчатостью [1]. В ходе реставрации разреза 1-2 в программе 2DMove установлено, что сокращение залегания пород составило 16% для Предверхоянского краевого прогиба, 36% для Чекуровской антиклинали и 11% - для Артыкской синклинали. Для других разрезов получены несколько отличные значения, что

свидетельствует о том, что структура данного района характеризуется некоторой латеральной неоднородностью. В целом же полученные данные о сокращении залегания и структурно-геологических характеристиках изучаемого региона согласуются с ранее опубликованными данными [2,3].

Литература

1. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист R-52-VII,VIII (Кюсюр); Объяснительная записка к листу R-52-VII,VIII. Л.: Изд-во Ленинградской картфабрики объединения «Аэрогеология», 1977
2. *Парфёнов Л.М, Прокопьев А.В.,* Фронтальные надвиговые структуры Верхоянского складчатого пояса.// Геология и геофизика, 1993. Т.34. №7, стр. 23-24.
3. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). ред.: Л.М. Парфёнов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, 571 с.
4. *Price, R.A.* The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains // *McClay, K.R., Price, N.J., eds.,* Thrust and nappe tectonics. The Geological Society of London, Special Publication N 9, 1981. p. 427-448

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

Лукин А.Е.

Черниговское отделение Украинского государственного геологоразведочного института Чернигов, Украина (ukrnigri@mail.cn.ua)

Наиболее перспективным путем решения основных теоретических проблем геологии нефти и газа является сравнительное изучение различных тектоно-геодинамических типов нефтегазоносных бассейнов. В полной мере это относится к сравнительному геохимическому и, в частности, изотопно-геохимическому изучению нафтидов. Одним из важнейших аспектов этой сложной, многоплановой проблемы является сопоставление их основных стабильно-изотопных параметров. Совокупность изотопных показателей ($\delta^{13}C$, δD, $\delta^{34}S$, $\delta^{15}N$) в целом позволяет достаточно полно охарактеризовать нафтидогенерирующие системы различных бассейнов, геодинамический и геотермодинамический режимы нафтидогенеза. При этом каждый из указанных показателей характеризует тот или иной фактор нафтидогенеза и (или) источники углеводородов. Отмечено четкое разделение в координатах "$\delta^{13}C$ – δD" и "$\delta^{13}C$ – $\delta^{34}S$" разновозрастных генераций нафтидов (их пространственное обособление в достаточно четко локализованные изотопно-геохимические поля носит характер временной развертки). Кроме того, наблюдаются существенные изотопно-геохимические различия нафтидов рифтогенных и субдукционных (а также других типов аккреционных) бассейнов. Наиболее чутким геодинамическим и геотермодинамическим показателем, благодаря резко выраженному масс-зависимому эффекту, является δD. Многоаспектная информативность изотопного состава других элементов, по-видимому, в той или иной мере определяется также масс-независимыми эффектами разделения изотопов. Согласно данным "новой (магнитной) изотопии" (А.Л. Бучаченко, 2007) можно полагать, что изотопные характеристики нафтидов отражают результаты длительной сортировки изотопных ядер по их магнитным моментам в ходе длительной геохимической эволюции Это открывает новые возможности в использовании изотопных показателей при моделировании нефтегазоносных бассейнов и выявлении источников углеводородов.

Данные сравнительного изучения ряда нефтегазоносных бассейнов, близких по широкому стратиграфическому, формационному, гипсометрическому, фазово-геохимическому диапазонам нафтидоносности и существенно различных по тектоно-геодинамической природе (нефтегазоносные бассейны Припятско-Донецкого авлакогена, Карпатского и Азово-Черноморского регионов, Западно-Сибирской плиты, Восточно-Сибирской платформы и др.) позволили: 1) установить явление пространственной суперпозиции разновозрастных, фазово-геохимических различных генераций нафтидов на ряде месторождений; 2) выделить ряд фаз нафтидогенеза – нефтегазонакопления в широком возрастном диапазоне (протерозой – кайнозой) и показать их закономерную связь с наложением тектоно-термальной активизации на автогенетическое развитие нефтегазоносных бассейнов; 3) установить источники углеводородов в данном конкретном бассейне; 4) выделить определенные типы нафтидогенерирующих систем, различных по вещественному составу и литогеодинамической природе субстрата. Результаты изотопно-геохимического моделирования подтверждают основные положения геосинергетической концепции нафтидогенеза – нефтегазонакоплени (А.Е. Лукин, 1989, 1999) и вносит существенные коррективы в современные представления о

главных фазах нефте- и газоообразования, зональности нафтидонакопления.

ПРОЯВЛЕНИЯ РИФТОГЕНЕЗА ВДОЛЬ ПОЗДНЕДЕВОНСКОГО СВОДА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА (ВКМ)

Лукьянов В.Ф.

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия
(ogg@geol.vsu.ru)

Одним из крупных палеоструктурных элементов, впервые выделенных в палеозойской истории Воронежской антеклизы, является Мамонская тектоническая депрессия, заложившаяся вдоль осевой линии ВКМ в начале верхнефранского времени [4]. Депрессия разделила Воронежский массив на две структурных зоны: Курско-Бобровский вал на севере и Валуйско-Кантемировскую зону глыбово-блоковых поднятий на юге (рис. 1). Возникшие структуры ограничивались активными разломами северо-западного простирания, близкого к простиранию Днепровско-Донецкой впадины. Морфологически Мамонская депрессия представляла собой широкую (от 30-40 до 120 км в устье) палеодолину, простиравшуюся вдоль древнего свода ВКМ на 350-400 км. В пределах восточного склона массива палеодолина переходила в приморскую аллювиальную равнину.

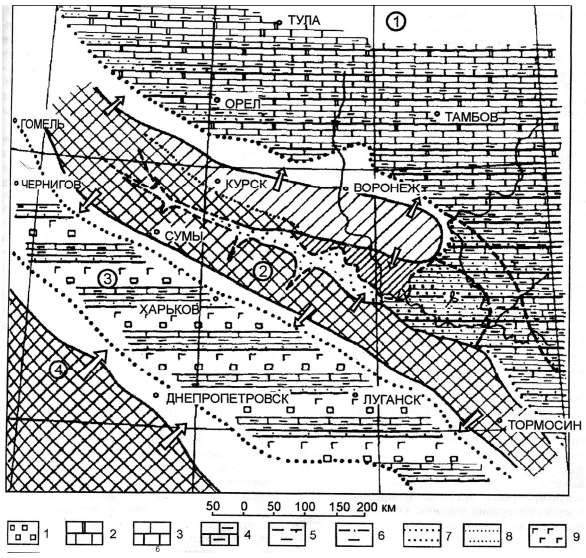


Рис. 1. Литолого-палеогеографическая карта ВКМ в нижнефаменское время (по Лукьянову)

Южный борт долины был врезан в кристаллические породы докембрия, а северный – преимущественно в осадочную толщу живетского и нижнефранского возраста. Начиная с воронежского времени Мамонская депрессия стала заполняться континентальными отложениями мамонской толщи верхнефранско-фаменского возраста [8].

Успехи в изучении внутриплитной тектоники (2, 3, 6, 7) позволяют объяснить формирование Мамонской тектонической депрессии с позиций континентального рифтогенеза. Известно, что фомирование рифтовых зон в пределах платформ, как правило, связано с общим воздыманием и растяжением земной коры. Возникновению рифта обычно предшествует образование пологого прогиба, заполняемого континентальными озерно-аллювиальными и пролювиальными отложениями. Прогибы закладываются по ослабленным зонам кристаллического фундамента, которые, в свою очередь, возникают в зонах растяжения вдоль сводовых поднятий, Заложение коровых разломов, достигающих мантии, сопровождается активной вулканической деятельностью с излиянием щелочно-базальтовых лав и образованием базальтовых покровов. Отмеченный механизм формирования континентальных рифтов имел место и при заложении Мамонской тектонической депрессии [5].

Мамонская палеодолина является рифтогенной структурой, заложившейся вдоль верхнефранского свода ВКМ параллельно Днепровско-Донецкому авлакогену. По данным ГСЗ в пределах депрессии отмечаются блоки с пониженной плотностью верхней мантии и нормальной мощностью (38-40 км) земной коры [9]. В современном

структурном плане Мамонская депрессия располагается в пределах юго-западного склона Воронежской антеклизы.

Формированию рифтогенного прогиба предшествовало заложение ослабленной зоны в своде ВКМ как следствия разрядки тектонических напряжений в связи с интенсивным прогибанием Днепровско-Донецкого и Пачелмского палеорифтов. На границе живетского и франского веков в юго-восточной части ВКМ (в зоне будущего рифтогенного прогиба) произошла активизация разломов, сопровождавшаяся подводным эксплозивным вулканизмом с образованием туфов, туффитов и туфопесчаников ястребовского горизонта. Вулканизм имел пульсирующий многостадийный характер. Начальные стадии выражены эксплозиями щелочно-базальтового состава, конечные – трахириолитового и риолитового.

Раскрытие разломов, особенно интенсивно проявленное в юго-восточной части Мамонской депрессии, достигло максимума в позднефранское время, что привело к излиянию щелочно-базальтовых лав. Излияния лав происходили в континентальных условиях в две фазы с образованием покровов петинского и евлановско-ливенского возраста. Эффузивный вулканизм был связан с моментами наиболее интенсивных поднятий в зоне позднедевонского свода ВКМ. Базальты 2-ой фазы отличаются от базальбтов 1-ой фазы более кислым составом плагиоклазов и менее магнезиальными пироксенами [1].

Рифтогенный прогиб стал заполняться континентальными отложениями, начиная с воронежского времени. Но наиболее интенсивное накопление песчано-каолиновых отложений пролювиально-аллювиального генезиса происходило в фаменском веке. Основным источником обломочного материала служила Валуйско-Кантемировская зона глыбово-блоковых поднятий, в пределах которой на гранитоидах докембрия в дофаменское время сформировалась мощная каолинитовая кора выветривания. Рельеф в пределах указанной зоны периодически приобретал, судя по коррелятивным отложениям, черты низкогорья с абсолютными отметками до 500-600 м [4, 5]. От морского бассейна на севере Мамонский прогиб отделялся Курско-Бобровским субширотным валом, который исключал поступление обломочного материала в морской бассейн в пределах северного склона ВКМ.

Особенности заложения и развития Мамонской тектонической депрессии позволяют рассматривать ее как зону начального рифтогенеза. Эта палеоструктура явилась результатом особого механизма формирования самой Воронежской антеклизы, которая представляет собой сочетание двух разновозрастных моноклиналей: девонской (северо-восточное крыло) и каменноугольной (юго-западное крыло). Воронежская антеклиза как асимметричная сводовая структура девонско-каменноугольного чехла образовалась в результате миграции древнего свода ВКМ сначала в юго-западном (эйфельский и живетский века), а затем (с франского века) – в северо-восточном направлениях. Эта миграция отражала глыбово-волновые движения кристаллического фундамента в связи с более активным расширением Пачелмского, а затем Днепровско-Донецкого авлакогенов.

Заложение Мамонского рифтогенного прогиба могло произойти лишь в момент синхронного и по интенсивности одинакового погружения противоположных крыльев, что предопределяет стабильное положение свода и возникновение вдоль его осевой линии максимальных растягивающих напряжений. Такой момент в истории Воронежской антеклизы совпал с началом верхнефранского (петинского) времени и продолжался в течение фаменского века. Развитие Мамонского прогиба завершилось на стадии начального рифтинга без значительного утонения земной коры.

Литература

1. *Быков И.Н.* Верхнедевонские базальты юго-восточной части Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1975. 134 с.
2. *Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 286 с.
3. *Казьмин В.Г.* Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континентов и зарождение океанов. М.: Наука, 1987. 206 с.
4. *Лукьянов В.Ф.* Тектоника палеозойского осадочного чехла юго-восточной части Воронежской антеклизы : автореф. дис….канд. геол. мин. наук. Воронеж: ВГУ, 1972. 22 с.
5. *Лукьянов В.Ф.* Геодинамическая и фациальная обстановка накопления мамонской толщи в пределах Воронежской антеклизы // Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы: материалы междун. конференции. Воронеж, 2002, Т.1, с. 83-86.
6. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
7. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1984, № 2, с. 3-18.
8. *Раскатова Л.Г.* Палинологическая характеристика фаменских отложений центральных районов Русской платформы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1973. С. 119-124.
9. *Тарков А.П.* Глубинное строение Воронежского массива по геофизическим данным. М., 1974. 172 с.

СЕКВЕНТНОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯМОДЕЛЬ ДАТСКИХ (ПАЛЕОЦЕН) И ИПРСКО-ЛЮТЕЦКИХ (ЭОЦЕН) ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДГОРНОГО КРЫМА

Лыгина Е.А.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(08ekateryna03@mail.ru)

Введение. Данная публикация посвящена анализу развития Крымского бассейна в датское и ипрско-лютецкое время с позиций секвентной стратиграфии. Секвентная стратиграфия является одним из методов стратиграфии, широко применяемых в современных региональных геологических исследованиях. Она позволяет проводить детальную корреляцию геологических тел на уровне слоев и пачек, что не может обеспечить ни одно из существующих направлений стратиграфии, особенно когда это касается карбонатных тел.

При секвентно-стратиграфическом анализе автор использовал понятия и методики, подробно описанные в [3, 13]. Принципы секвентной стратиграфии, адаптированные для изучения карбонатных комплексов, были разработаны Р.Г. Люксом и Дж.Ф. Саргом [10].

Секвентностратиграфическая модель датких отложений Предгорного Крыма. В датских отложениях Предгорного Крыма выделяется одна секвенция третьего порядка продолжительностью около 3,8 млн. лет, а в ее пределах – маломощный трансгрессивный системный тракт (ТСТ) и тракт высокого стояния (ТВС). В районах с мелководным осадконакоплением (Юго-Западный, Центральный) четко выделяются все секвентные поверхности и системные тракты, в районах с глубоководным осадконакоплением (Восточный Крым) – достоверно можно говорить только о существовании ТВС.

Граница маастрихта и дания является, с одной стороны, трансгрессивной поверхностью, с другой – секвентной границей, которая отделяет секвенцию верхнего маастрихта [9] от палеогеновой. Она представлена поверхностью субаквального размыва типа твердое дно в Юго-Западном и Центральном Крыму и поверхностью незначительного размыва в Восточном Крыму. По продолжительности перерыв на этом рубеже составлял не менее 0,2 млн. лет, поскольку здесь отсутствуют отложения зон Р0+Рα, в течение которых в области Юго-Западного Крыма было размыто до 20 м осадков [1].

Верхнее ограничение датской секвенции отвечает секвентной границе и совпадает с границей датского и танетского ярусов. На этой границе в Юго-Западном Крыму фиксируется субаэральный размыв отложений [4]. По продолжительности перерыв соответствует части позднего дания и зеландскому веку (не менее 3 млн. лет).

ТСТ в датских отложениях Юго-Западного района имеет мощность 4-7 м и сложен ретроградационной сменой алевритистых на криноидно-мшанковые известняки. Выше следует горизонт с кремневыми конкрециями, в верхней части которого проводится поверхность максимального затопления (ПМЗ), ограничивающая сверху ТСТ. Формирование ТВС в отложениях района приходится на вторую половину (средний–поздний) дания. Он представлен аггрaдационной серией массивных серпулово-криноидно-мшанковых известняков, а в верхней части – проградационной серией фораминиферово-криноидных известняков с линзами скопления детрита и пелоидами. Этому тракту отвечают максимальные скорости биопродукции на шельфе и соответственно большие мощности отложений. Во второй половине позднего дания на западе района фиксируется появление фораминиферово-пелоидных известняков, характерных для изолированных лагун, появление которых

связано с осушением шельфа в районе Симферопольского поднятия.

В отложениях Центрального района Предгорного Крыма ТСТ мощностью 12-14 м характеризуется ретроградационной последовательностью – известняк песчаный детритово-микритовый, выше сменяющийся криноидно-фораминиферовым с крупными конкрециями фосфорита и выдержанными горизонтами кремневых конкреций. Выше в толще чередования плотных и рыхлых известняков, переполненных панцирями морских ежей, спикулами кремневых губок, с горизонтами окремнения по ходам ракообразных, проходит ПМЗ, завершая ТСТ. Выше в западных разрезах Центрального района фиксируется ТВС, сложенный пачкой с аггрдационной последовательностью чередования более и менее отмытых от микрита спикуловых известняков с поверхностями ожелезнения, прослоями с глауконитом и фосфоритом, горизонтами с кремневыми конкрециями. К концу среднего дания эти породы сменяются пелоидными известняками фронтального склона отмели, а в позднем дании – фораминиферово-криноидными известняками с пелоидами отмелей волновой зоны, что характеризует проградацию обстановок и обмеление бассейна в это время.

Присутствие в нижней части верхнедатской толщи одного из западных разрезах Центрального района подводно-оползневых отложений, представленных карбонатной брекчией, матрикс которой сложен известняком с косой слоистостью и складками оползания, а сами обломки – фораминиферово-криноидным известняком, аналогичным вышеописанному, указывает на проявление в этом районе тектонических движений в начале позднего дания. Западные участки Центрального района преимущественно воздымались в это время (что впоследствии привело к осушению территории Юго-Западного Крыма), а восточные – прогибались. В конце дания на фоне общего обмеления бассейна эта область испытывает более интенсивное прогибание, что выразилось в новом углублении территории и возвращении обстановок фронтального склона отмели.

Верхнедатская часть в восточных разрезах Центрального района представлена аггрдационной последовательностью чередования спикуловых и фораминиферово-спикуловых известняков, свойственным ТВС.

В отложениях Восточного района Предгорного Крыма ТСТ представлен ретроградационной последовательностью чередования глинистого песчаника и песчано-глинистого мергеля. ПМЗ, возможно, приурочена к вышележащей пачке мергелей, но четко выделить ее невозможно из-за плохой обнаженности и конденсированного характера разреза. Выше наблюдается аггрдационная последовательность чередования глинистых фораминиферовых мергелей и фораминиферово-спикуловых известняков, свойственная ТВС. Для него характерны большие мощности (более 120 м) отложений, а также присутствие горизонтов грубообломочного водорослевого известняка, которые являются штормовыми отложениями.

Секвентностратиграфическая модель ипрско-лютецких отложений Предгорного Крыма. Отложения ипра–нижнего лютеция в Крыму связаны постепенным переходом и отвечают секвенции третьего порядка продолжительностью около 3 млн. лет. В Юго-Западном районе Предгорного Крыма отчетливо фиксируются ТСТ, ПМЗ и ТВС, в Центральном – выделяется ТВС. В Восточном районе выделение секвентных поверхностей и системных трактов затруднительно.

Нижняя граница с танетом в Предгорном Крыму является трансгрессивной поверхностью и представлена поверхностью подводного размыва типа твердое дно. В районе р. Зуя (Центральный район) нуммулитовые известняки верхнего ипра залегают на поверхности нижнемеловых пород, имеющей следы субаэральной переработки. Уменьшение мощности нижнеипрских отложений от центральных частей Юго-

Западного района на запад и восток происходит за счет исчезновения из разрезов нижних горизонтов [5, 7], что указывает на контакт типа подошвенного налегания с нижележащими разновозрастными толщами, который характерен для нижней границы ТСТ. В районе г. Белогорска (Центральный район) эоценовые породы залегают на маастрихтских (рис. 1).

Восходящие тектонические движения, начавшись в конце дания (см. выше), продолжались до начала накопления эоценовых отложений, что отразилось в ненакоплении или размыве палеоценовых отложений и формировании маломощных стратиграфически неполных толщ нижнеипрских пород в пределах основных поднятий в Крыму. Они синхронны основной фазе деформаций в Понтидах [6].

В раннем ипре в Юго-Западном районе накапливаются глины, которые при нарастании эоценовой трансгрессии и удалении источника сноса становятся все более карбонатными. В это время область Симферопольского поднятия представляет собой размываемую сушу, которая только в позднем ипре подвергается затоплению. В верхней части нижнего ипра наблюдается ретроградационная последовательность, представленная чередованием глинистых песчанистых мергелей и глинистых известняков, что характеризует ТСТ. Выше разрез сложен парой мергель–глинистый известняк (верхний ипр, зона Nummulites distans minor), остальная часть (зона Nummulites distans) характеризуется аградационной последовательностью ТВС, представленной массивной толщей нуммулитовых известняков. Трансгрессия достигает своего максимума в начале зоны Nummulites distans, что фиксируется по уменьшению количества нерастворимого остатка, а также значений магнитной восприимчивости и естественной радиоактивности до минимальных. По перегибу в этих графиках проводится ПМЗ.

В разрезах Центрального района хорошо выражен ТВС, представленный толщей нуммулитовых известняков с многочисленными горизонтами твердого дна с ходами раков, что указывает на формирование конденсированного разреза. Чередование известняков с горизонтами твердого дна формируют аградационную последовательность ТВС.

В Восточном районе ТСТ представлен пачкой черных карбонатных глин, алевролитов и известняков нижнего ипра, пачкой чередования глин и нуммулитовых известняков верхов нижнего – низов верхнего ипра (зоны Assilina placentula, Nummulites distans minor, Nummulites distans) [2], а также, вероятно, нижней частью вышележащей пачки алевритистых глин верхов зоны Morozovella aragonensis, где присутствуют только планктонные фораминиферы [8]. Установить ПМЗ здесь не представляется возможным из-за плохой обнаженности разреза. ТВС включает в себя остальную часть толщи алевритистых глин и мергели зоны Acarinina bullbrooki.

Характер последовательностей ассоциаций пород в совокупности с микрофациальным и генетическим анализами датских и ипрско-лютецких отложений позволили предложить кривую колебаний относительного уровня моря района Предгорного Крыма (рис. 1).

Выводы. Таким образом, в пределах датских и нижне-среднеэоценовых осадочных систем Предгорного Крыма отчетливо выделяются ТСТ, ТВС, ПМЗ и секвентные границы (маастрихт–даний, танет-ипр и даний–танет). Предложена кривая колебаний относительного уровня моря для изученных интервалов района Предгорного Крыма.

Седиментологические особенности отложений Центрального района Предгорного Крыма (наличие подводно-оползневых отложений), латеральная смена фаций, резкое увеличение мощностей верхнедатских отложений Центрального и Восточного районов указывают на проявление восходящих тектонических движений в западных участках указанной области. Тектонические подвижки проявились в активизации роста Симферопольского поднятия в позднем дании и завершились перед накоплением эоценовых отложений.

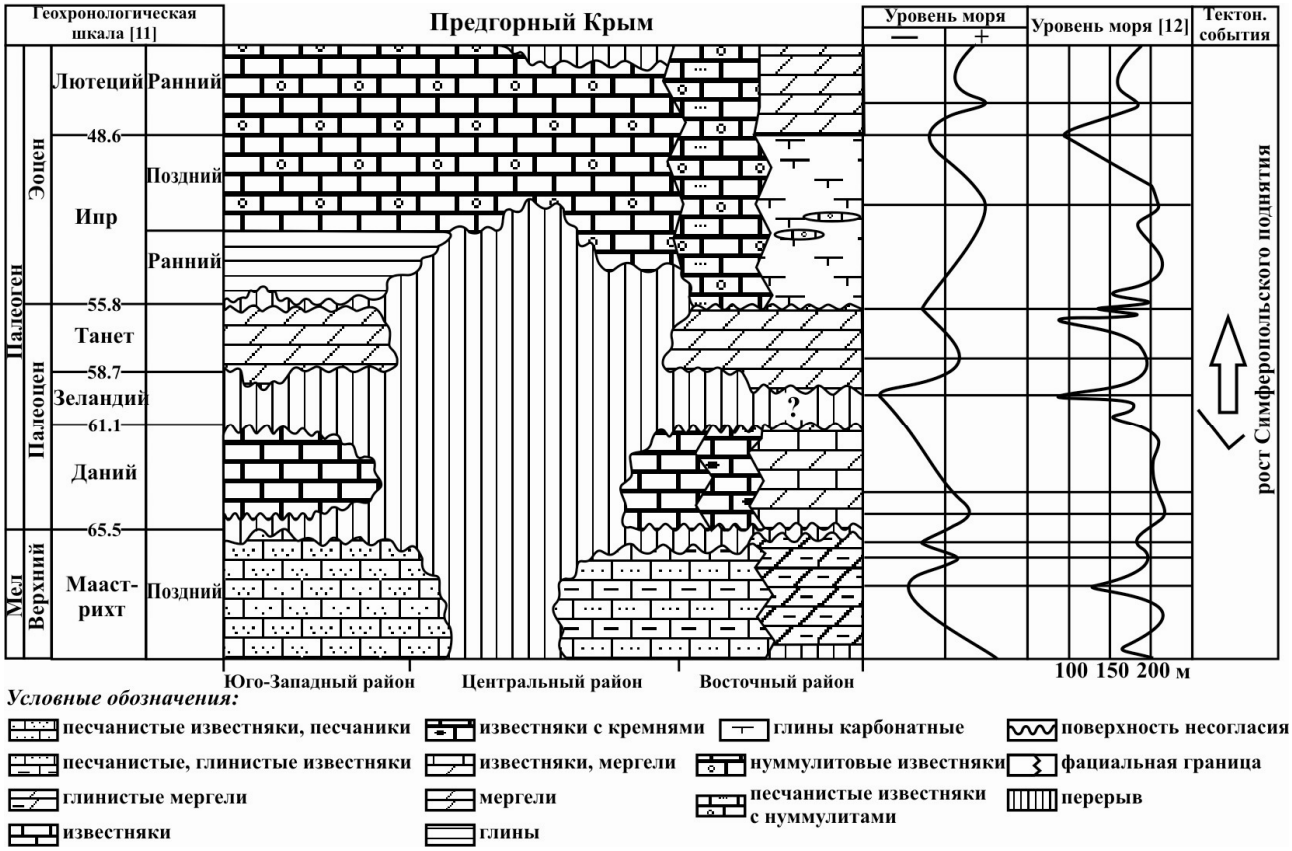


Рис. 1. Хроностратиграфический профиль верхнемаастрихстско-нижнелютецких отложений Предгорного Крыма.

Литература

1. *Алексеев А.С.* Меловая система. Верхний отдел. В кн. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989. 123–157 с.
2. *Бугрова Э.М., Закревская Е.Ю., Табачникова И.П.* Новые данные по биостратиграфии палеогена Восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10, № 1. С. 83–93.
3. *Вейл П.Р., Митчем мл. Р.М., Тодд Р.Г., Уидмайер Дж.М., Томпсон III С., Сангри Дж.Б., Бабб Дж.Н., Хетлелид В.Г.* Сейсмостратиграфия и глобальные изменения уровня моря // в кн. «Сейсмическая стратиграфия: использование при поисках и разведке нефти и газа» (ред. Ч. Пейтон). Ч. 1, отдел 2. Пер. с англ. М.: Мир, 1982. С. 104–373.
4. *Горбач Л.П., Шехоткин В.В.* Поверхностное окремнение в нижнем палеоцене Крыма как показатель палеогеографической обстановки // Докл. АНСССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1173–
5. *Закревская Е.Ю.* Ассилины, оперкулины и раникоталии Крыма и их биостратиграфическое значение. М: Наука, 1993. 112 с.
6. *Никишин А.М., Коротаев М.В., Болотов С.Н., Ершов А.В.* Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюл. МОИП, отд. геологии. 2001. Т. 76, вып. 3. С. 3–18.
7. *Портная В.Л.* Дискоциклины эоценовых отложений Крыма и их биостратиграфическое значение. М.: Изд. МГУ, 1974. 176 с.
8. *Шуцкая Е.К.* Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // Тр. ВНИГРИ. 1970. Вып. 70. 256с.
9. *Яковишина Е.В.* Строение и условия формирования карбонатных отложений верхнего маастрихта Крыма. Дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, Геологический факультет, 2006. 246 с.
10. Carbonate sequence stratigraphy - recent

developments and applications // Loucks R.G., Sarg J.F. (eds). Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1993. Mem. 57. p. 3–42.

11. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J.* A new Geological Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene // Episodes. 2004. Vol. 27,№ 2. P. 83–100.
12. *Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. Vol. 235. P. 1156–1167.
13. *Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M. and Rahmanian V.D.* Siliciclastic Sequence Stratigraphy. In: Well-logs, Cores and Outcrops. American Associations of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series. Tulsa. 1990. № 7. 55 p.

ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ТРАППОВЫХ ПРОВИНЦИЙ В СВЕТЕ НОВЕЙШИХ ДАННЫХ

Львова Е.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Обращает на себя внимание пространственная и временная связь становления крупнейших континентальных трапповых провинций с началом раскола суперконтинентов и раскрытием молодых океанских бассейнов. [5]

Также не случайно, что трапповые провинции пространственно коррелируют с областями развития континентального рифтогенеза, часто располагаются вблизи древних коллизионных орогенов и складчатых поясов. По соседству с ареалом траппового магматизма обычно располагается область развития кольцевых интрузивных комплексов щелочно-ультраосновного состава, тяготеющих к антеклизам. Рифтовая долина формирующегося океана часто располагается не только вблизи трапповой провинции, но даже проходит внутри ареала развития траппов, рассекая этот единый ареал на отдельные фрагменты, расходящиеся друг от друга по мере развития спрединга. От разобщенных океаном осколков ареалов развития траппов отходят подводные вулканические хребты.

Эти вышеназванные территориально сопряженные ряды различных формаций квазисинхронного или последовательного формирования свидетельствуют о том, что их становление является следствием единых глубинных процессов. Поэтому, чтобы правильно понять вероятный механизм образования трапповых провинций следует обратиться к эволюции всех этих территориально сопряженных, но весьма различных формаций.

Несомненным достоинством широко распространенной плюмовой интерпретации происхождения траппов является признание решающей роли эндогенной энергии и вещества недр в формировании трапповых провинций. [4] Однако, в ряде таких моделей сама литосфера рассматривается как однородная идеализированная пластина. Такое игнорирование сложной гетерогенной структуры и истории развития литосферы представляется явно ошибочным.

В то время как сторонники альтернативных взглядов справедливо акцентируют роль структурных неоднородностей литосферы, различий в мощности, реологических и петрохимических свойствах коры кратонов и соседних фрагментов океанской коры, указывая на нестабильность граничных зон. Справедливо учитывается роль геометрии границ плит в последующих этапах развития как выражение унаследованности эволюционных тенденций. [2; 6] Несомненно и влияние глубинных разломов, констатируемое этими авторами.

Однако сторонники этой группы гипотез явно недооценивают роль эндогенной энергии, мантийно-литосферного взаимодействия и непосредственного влияния вещества мантии на процессы образования трапповых провинций.

Представляется правомерным, что имеет место сочетание действия двух факторов:

1) воздействие восходящего мантийного потока, несущего не только тепловую энергию, но и значительные объемы расплавов;

2) влияние структуры литосферы, унаследованной от предшествующих этапов геологического развития.

Этим и определятся пространственная локализация трапповых провинций, временной максимум их образования, характер хода самого траппового процесса, геохимическая специфика продуктов магматизма, основные направления посттрапповой эволюции.

С этих позиций рассмотрим механизм формирования Парана-Этендекской трапповой провинции и формирования

сопряженных с нею подводных вулканических хребтов Риу-Гранди – Китовый хребет.

Во время формирования этой одной из крупнейших в мире трапповых провинций (max. излияний 133,1 – 129,0 млн. лет) Западная Гондвана представляла собой сплошной континентальный массив и лишь после прекращения излияний трапповых магм Южная Атлантика рассекла трапповое поле на две резко неравные по площади части: наибольшая (1.200 000 км^2) осталась в Южной Бразилии и занимает синеклизу Параны, а небольшой осколок (1/15 площади исходного ареала) оказалась в Намибии (провинция Этендека). От ныне разобщенных океаном фрагментов трапповой формации отходят подводные хребты – поднятие Риу-Гранди и Китовый хребет, сходящиеся в точке ныне действующего вулкана о. Тристан-да-Кунья.

Прорастание Южно-Атлантического срединного хребта началось со стороны Индийского океана и шло интенсивными темпами так, что ко времени 133 млн. лет назад океан достиг значительной ширины, а южные оконечности Южной Америки и Африки отодвинулись друг от друга. До этого момента времени раскол континента происходил в пределах более однородной AR-PR коры кратона.

При достижении прорастающим рифтом коллизионного орогена Рибейра-Дамара, сформированного на этапе Бразильского диастрофизма, рост Южной Атлантики прекратился. Это относилось и к продольному росту, взламыванию коры бегущей трещиной рифта, и к поперечному, достигаемому за счет спрединга. К северу от этого барьера плиты оставались жестко связаны между собой – это был единый монолитный массив. Поэтому отодвигание южной части Южной Америки при фиксированном положении северной части континента вызывало в континентальной коре возникновение нового сложно ориентированного поля сил горизонтального сжатия-растяжения, которые релаксировали с образованием крупных сдвиговых деформаций, активизацией глубинных разломов и линеаментов. Разворот южной части материка относительно северной вызывал раскрытие бассейнов рифтогенного типа, заложения сети магмоподводящих разломов, которые в обстановке подъёма теплового фронта, плавления низов консолидированной коры, общего растяжения, вызванного идущей к югу дивергенцией плит и подъёма мантийных расплавов, могли стать каналами подъема трещинных излияний и траппового магматизма. Значительные объемы мантийных расплавов, питающие спрединг, продолжали подниматься к подошве коры, поскольку направление глубинных процессов, ответственных за раскол Западной Гондваны и раздвижение её осколков, оставалось прежним. В это время действовал не только восходящий мантийный поток, но уже сформировались горизонтальные составляющие мантийной конвекции, увлекающие плиты в стороны от срединного хребта. При продолжающемся нагнетании мантийных масс реализация этого подъёма расплава в спрединговом процессе стала невозможной из-за воздействия поперечного барьера. В результате этого значительные объемы расплавов стали скапливаться у подошвы литосферы. Началось формирование обширного подлитосферного и внутрилитосферного магматического резервуара, который вскоре дал начало грандиозным излияниям трапповых магм Южной Параны (133±0,1 млн. лет назад). [рис. 1] Помимо базальтоидов, привносимых из формирующегося срединного хребта, остановленного поперечным барьером, значительные объемы обогащенных магм могли формироваться из вещества самой литосферы в поясе Рибейра-Дамара и из реликтового литосферного слэба. Этим может быть объяснена не только геохимическая пестрота составов лав траппового поля, но и возникновение щелочно-ультраосновных интрузивных комплексов, кольцевых интрузий карбонатитового и кимберлитового составов, которые отвечают условиям господства сжимающих напряжений.

Как только был взломан поперечный барьер и 127,0 млн. лет назад сформировались на его месте первые порции океанской коры, континентальный трапповый магматизм в Парана-Этендекском бассейне прекратился. [рис. 2]

В этом месте, где ось срединного хребта рассекала трапповое поле и структуры пояса Рибейра-Дамара, продолжался щелочно-базальтовый магматизм, чему способствовали три фактора: 1) наличие глубинных разломов, заложившихся на стадии существования континентального моста и продолжающие свое развитие во вновь формирующейся океанской коре; 2) наличие колоссального внутрилитосферного резервуара магм. Остаточные порции этого расплава, не полностью реализовавшиеся в континентальном трапповом магматизме, могли перемещаться по разломам и сдвиговым зонам и питать внутриплитный вулканизм поднятия Риу-Гранди – Китовый хребет; 3) повышенный тепловой поток близ срединного хребта, благоприятствующий формированию расплавов.

Так началось формирование поднятия Риу-Гранди – Китовый хребет на самых ранних стадиях развития океанской коры в области пересечения Срединно-Атлантического хребта и глубинных разломов, активизированных во время раскола Гондваны. [рис. 3]

В дальнейшем, на посттрапповом этапе развития, активность этих разломов постоянно поддерживалась неравномерным по скорости спредингом, разворотом Южно-Американской плиты относительно Африканской, имевшим место 80 млн. лет назад, перескоком оси спрединга на 200 км, изменением направления движения Африканской плиты с северо-восточного на северное.

Недавно проведенные исследования подтверждают возможность перетекания расплава в область более низких давлений и высоких температур, то есть из-под континентальной коры в районе развития трапповых провинций к срединно-океанскому хребту. [1] Здесь эти массы вовлекаются в подъем, усиливается плавление и начинается вулканизм, пространственно совпадающий со срединным хребтом, а геохимически отвечающий веществу рециклированной древней океанской коры и подошвы континентальной коры кратонов. [3]

Предлагаемый выше механизм детально разработан для Парана-Этендекской трапповой провинции, однако, несомненно, что принципиальные положения такого подхода могут быть успешно применены при рассмотрении происхождения других трапповых провинций мира с учетом региональных особенностей истории развития.

Литература

1. *Л.И. Лобковский, А.М. Никишин, В.Е. Хаин* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М., Научный мир, 2004, 610с.
2. *Е.Г. Мирлин, А.Ф. Бяков и др.* Континентальные покровные базальты и океанские вулканические плато: результат плюмов или дискретности литосферы? // Материалы международного симпозиума «Мантийные плюмы и металлогения». Петрозаводск-Москва, 2002, С.147-148.
3. *А.В. Соболев, Н.А. Криволуцкая и др.* Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология, 2009, Т.17, №3, С.276-310.
4. *Campbell I.H., Davies G.F.* Do mantle plumes exist? // Episodes, 2006, V. 29, pp.162–168.
5. *Courtillot, V. et al.* On causal links between flood basalts and continental breakup // Earth and Planetary Science Letters, 1999, V. 166, pp.177–195.
6. *Smith, A. D., Lewis, C.* The planet beyond the plume hypothesis // Earth-Science Rev., 1999, V. 48, pp.135-182.

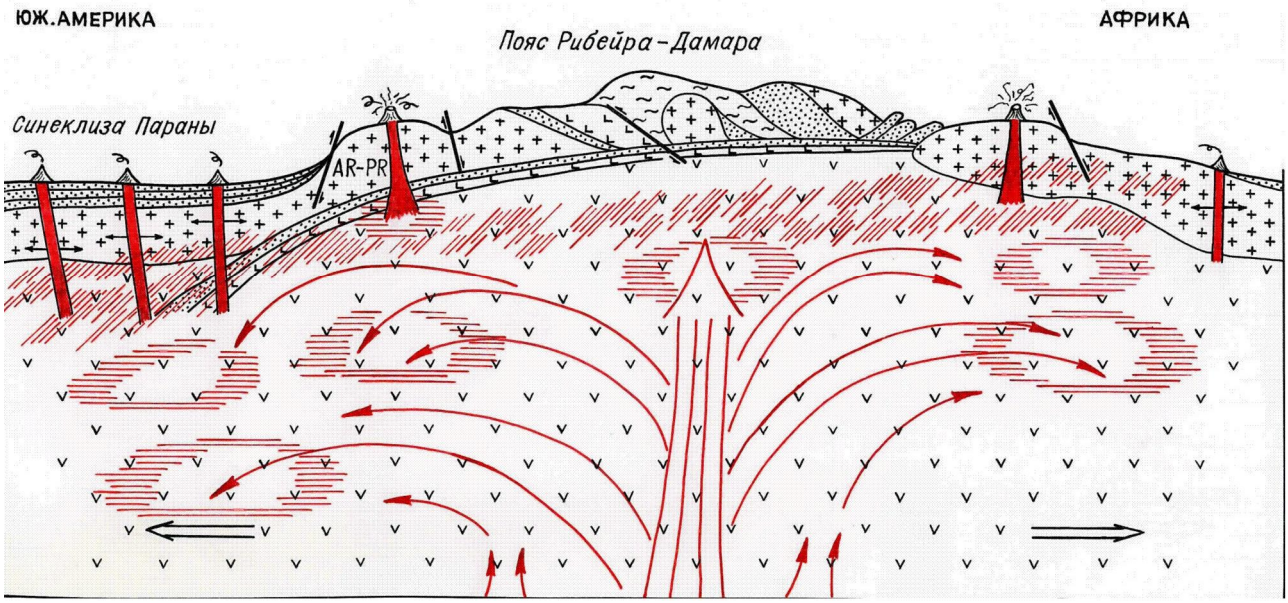


Рис. 1. Эффект плотины, создаваемый поясом Рибейра-Дамара для мантийных расплавов. Начало трапповых излияний.

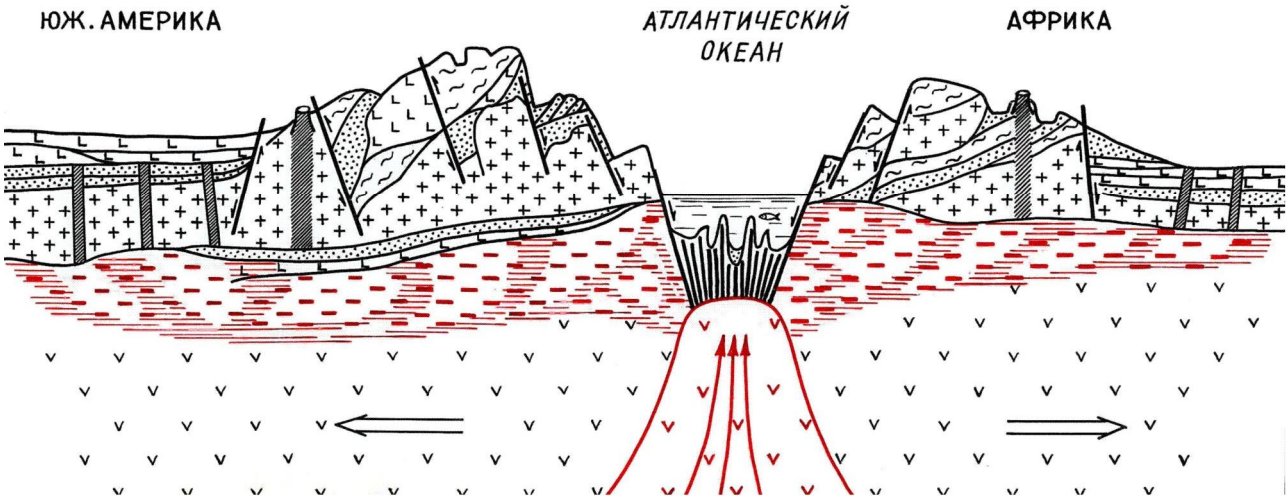


Рис. 2. Раскол пояса Рибейра-Дамара, начало формирования океанской коры, прекращение траппового магматизма.

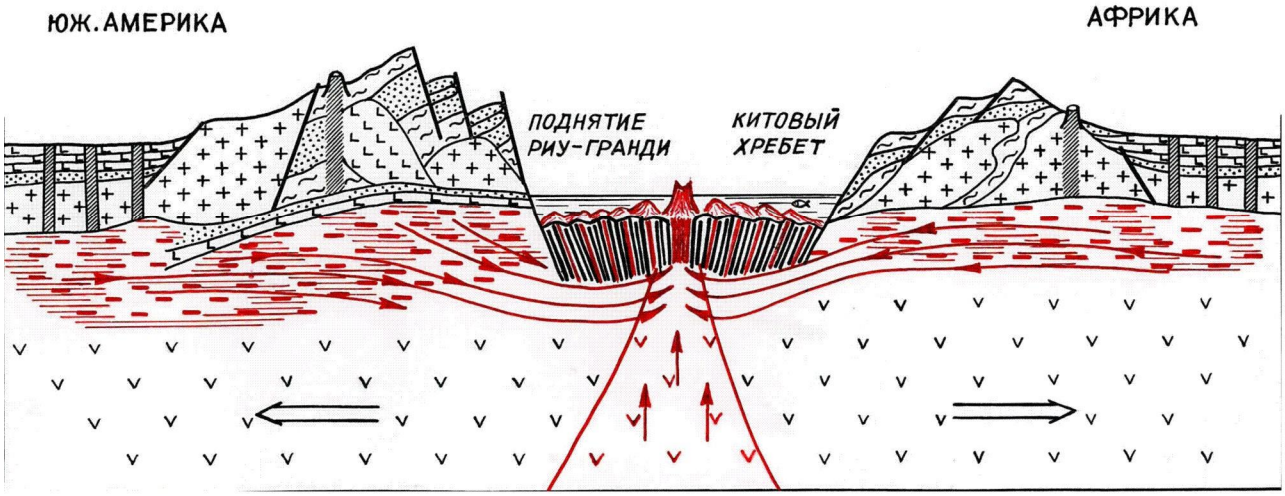
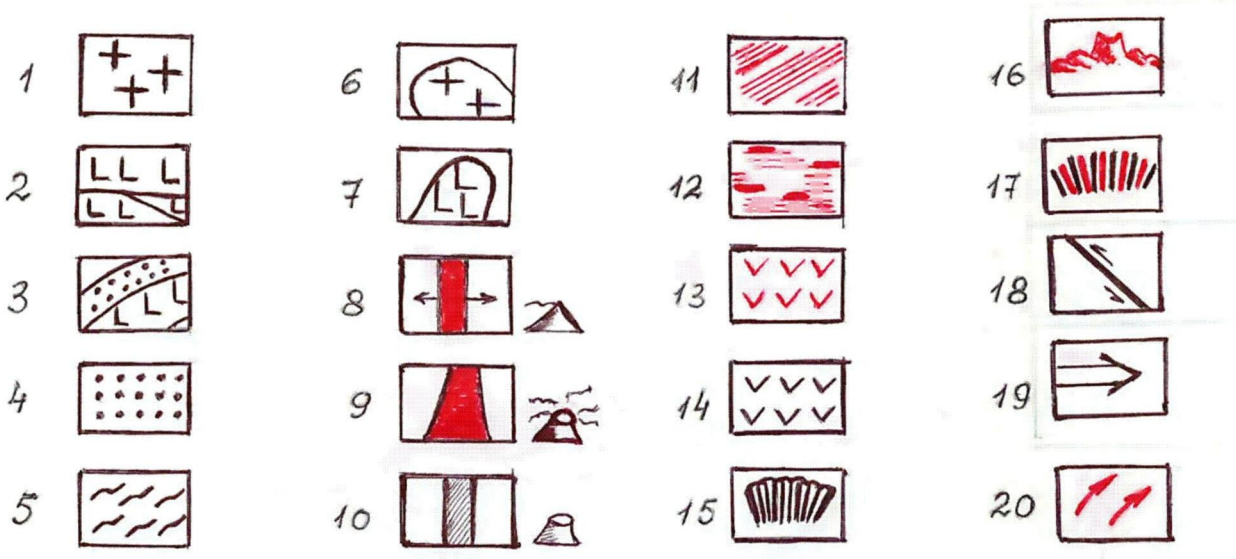


Рис. 3. Формирование поднятия Риу-Гранди – Китовый хребет за счет притока вещества реликтовых подлитосферных магматических резервуаров

Условные обозначения:



1) Архейско-протерозойская консолидированная кора кратонов; 2) Трапповая формация; 3) Реликтовый литосферный слэб, сформированный при становлении пояса Рибейра-Дамара. *Структура пояса Рибейра-Дамара:* 4 - Осадочные породы; 5 - Складчатые деформации; 6 - Гранитоидные плутоны; 7 - Офиолиты. 8) Магмовыводящие каналы трещинных излияний. Направления растяжений. Формирование эффузивов; 9) Интрузивные тела щелочно-ультраосновного состава и магмоподводящие каналы кимберлитового и карбонатитового вулканизма. Эксплозивные вулканические аппараты; 10) То же на стадии угасания активности; 11) Область частичного плавления низов консолидированной коры; 12) Внутрилитосферные и подлитосферные магматические резервуары; 13) Разуплотненная мантия; 14) Нормальная верхняя мантия; 15) Дайковый комплекс океанской коры; 16) Подводный вулканический хребет Риу-Гранди – Китовый, сложенный щелочно-базальтовыми лавами; 17) Формирование щелочных базальтов подводных хребтов в зоне спрединга; 18) Разломы и направления смещения по ним; 19) Направления перемещения литосферных плит; 20) Направления движения мантийных расплавов.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ МЕТОД И ДОКЕМБРИЙСКИЕ СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Лубнина Н.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(natalia.lubnina@gmail.com)

Существует много подходов к реконструкции взаимного положения континентов: по линейным магнитным аномалиям; палинспастические реконструкции; фиксации одного континентального блока и оценки перемещения окружающих блоков относительно него; реконструкции, основанные на корреляции геохронологических и геологических данных и др. [2, 6 и ссылки в этих работах]. Немаловажную роль в построении этих реконструкций играют и «классические» палеомагнитные или магнито-тектонические исследования, позволяющие количественно определить широту формирования исследуемых комплексов/объектов, реконструировать пространственное положение относительно палеомеридианов, оценить масштабы взаимных перемещений и возможные вращения изучаемых объектов.

Перемещение конкретного блока реконструируется на основе Траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) – последовательности положения геомагнитного полюса в рассматриваемом временном интервале.

Сходство Траекторий кажущейся миграции полюсов для разных континентальных блоков свидетельствует об их принадлежности единой литосферной плите, а идентичность траекторий для большинства континентов в определенные интервалы времени говорит о существовании суперконтинента, в котором географическая позиция каждого блока определяется практически однозначно [2, 9 и др.]. Если известно, что оба блока в прошлом были частью одной плиты, т.е. в течение определенного времени их взаимное положение не менялось, при построении глобальных фанерозойских реконструкций совмещают одновозрастные участки Траекторий кажущейся миграции полюса для разных блоков и соответственно перемещают тесно связанные с этими участками континенты.

Вместе с тем, построить непрерывные ТКМП для докембрия практически невозможно вследствие отсутствия надежных реперов – датированных с точностью ±10 млн. лет геологических комплексов, возраст которых отличается не более чем на 20-30 млн. лет. По этой причине при построении докембрийских реконструкций используются только одновозрастные палеомагнитные полюсы для разных кратонов (блоков). В этом случае палеомагнитные данные ограничивают предлагаемые геологические реконструкции, определяя широтное положение блоков. Однако, с другой стороны, возникает долготная неопределенность в положении этих континентальных блоков, предопределяя многовариантность таких реконструкций.

Для исключения долготной неопределенности во взаимном положении докембрийских кратонов, Д. Эвансом и С. Писаревским был предложен новый подход для построения реконструкций [8]. Суть его состоит в сопоставлении угловых расстояний между парами одновозрастных «ключевых» (наиболее надежных по [5]) полюсов для разных кратонов. В случае совпадения угловых расстояний, кратоны перемещались в составе единой литосферной плиты в период совпадения полюсов. В случае совпадения угловых расстояний для всех кратонов, участвующих в анализе, возможно говорить об их вхождении в состав единого супер/мегаконтинента. Отличие углового расстояния одного из континентального блока (кратона) говорит о его независимом перемещении в этом временном интервале.

Использование нового подхода для построения докембрийских реконструкций позволило протестировать существующие реконструкции мегакратонов Ваалбара [1, 7] и НЕНА, и предложить новые конфигурации, коррелирующие с геологическими данными и «штриховыми» кодами [1, 3, 4].

Литература

1. *Лубнина Н.В, 2009.* Восточно-Европейский кратон от неоархея до палеозоя по палеомагнитным данным. Автореф. докт. ...геол.-мин. наук. М. МГУ. 41 с.
2. Палеомагнитология / Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комисарова Р.И. и др. Л.: Недра. 1982. 312 с.
3. *Bleeker W., Ernst R. 2006.* Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: the key unlocking Earth's palaeogeographic record back to 2.6 Ga. In: Hanski E., Mertanen S., Rämö T., Vuollo J. (eds) Dyke Swarms–Time Markers of Crustal Evolution. Taylor & Francis, London, 3–26.
4. *Bleeker W., Hamilton M.A., Ernst R.E., Kulikov V.S.* The search for Archean-Paleoproterozoic supercratons: New constraints on Superior-Karelia-Kola correlations within supercraton Superia, including the first ca. 2504 Ma (Mistassini) ages from Karelia // 33-nd IGC. Oslo. 2008.
5. *Buchan, K.L., Mertanen, S., Park, R.G., Pesonen, L.J., Elming, S.-A., Abrahamsen, N., Bylund, G.,* 2000. Comparising the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles. Tectoniphisics 319 (3), 167-198.
6. *Butler R.F*. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Oxford: Blackwell.1992. 319 p.
7. *de Kock M.O., Evans D.A.D., Beukes N.J., 2009.* Validating the existence of Vaalbara in the Neoarchean. Precambrian Res. 174 (1-2), 145-154.
8. *Evans, D.A.D., Pisarevsky, S.A., 2008.* Plate tectonics on the early Earth?—weighing the paleomagnetic evidence. In: Condie, K., Pease, V. (Eds.), When did Plate Tectonics Begin? Geological Society of America, pp. 249–263.
9. *McElhinny M.W., MacFadden P.L., 2000.* Paleomagnetism: continents and oceans. San Diego, Academic Press, CA, 386 p.

НЕОАРХЕЙСКИЙ СУПЕРКОНТИНЕНТ КЕНОРЛЕНД: ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Лубнина Н.В. [а], **Слабунов А.И.** [б]

[а] *Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия* (natalia.lubnina@gmail.com)

[б] *Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия* (slabunov@krc.karelia.ru)

В последнее время активно обсуждается возможность вхождения большинства фрагментов архейской континентальной коры в состав неоархейского суперконтинента [1, 7, 8, 15, 16, 17 и ссылки там]. Однако этот вопрос пока далек от решения. Существуют, по крайней мере, три принципиально разные модели взаиморасположения в мезо-неоархее 35 известных в настоящее время архейских фрагментов континентальной коры [8]. Первая модель предполагает формирование к концу неоархея единого суперконтинента. Его часто именуют Кенорленд (Kenorland). Это название впервые предложено Х. Вильямсом с соавторами для обозначения палеогеографически неопределенного суперконтинента, который гипотетически мог образоваться в неоархее в результате кеноранской орогении [19]. Другая модель – «суперкратонная» – предполагает существование в неоархее трех суперконтинентальных ядер (суперкратонов): Ваалбара (Vaalbara), сформировавшегося около 2,9 млрд. лет назад и объединяющего кратоны Каапваль и Пилбара; Сьюпириа (Superia) – 2,7 млрд. лет, в состав которого входили кратоны Сьюпириор, Карельский, Йилгарн и Вайоминг, и Склавия (Sclavia) – 2,6 млрд. лет и объединяющего кратоны Слейв, Зимбабве, Дарвар [8]. И, наконец, третья модель – «наименее возможная» – предполагает существование в неоархее многочисленных небольших континентов, т.е. отсутствие единого суперконтинента или нескольких суперкратонов [8].

Приблизиться к решению проблемы суперконтинента(ов) в неоархее возможно на основании комплекса геологических и палеомагнитных данных. Новый подход анализа наиболее надежных палеомагнитных полюсов, предложенный Д. Эвансом и С. Писаревским [11], предусматривает сопоставление угловых расстояний между парами одновозрастных «ключевых» полюсов на разных кратонах. Следует подчеркнуть, что сходство угловых расстояний между парами одновозрастных полюсов свидетельствует об их движении в составе единой литосферной плиты, а не о близком сонахождении.

Геологические данные, т.е. материалы о истории формирования и строении каждого фрагмента земной коры, которой входит в состав суперконтинента (суперкратона), могут использоваться для тестирования построений, выполненных на основании палеомагнитных данных.

Так, например, новые палеомагнитные данные для неоархея, полученные для Фенноскандинавского щита [4], в совокупности с уже имеющимся «ключевыми» полюсами по кратонам Пилбара и Каапвааль и геологическими данными по этим структурам, а также Канадскому щиту, позволяют оценить корректность существующих моделей неоархейского суперконтинента.

«Суперкратонная модель» предполагает, что вышеназванные кратоны в неоархее входили в состав двух континентов: Сьюпириа и Ваалбара. Палеомагнитные данные свидетельствуют о положении первого из них в тропических широтах северного полушария, второго - в тропических широтах южного. Конфигурация суперкратона Ваалбара неоднократно обсуждалась в литературе [5, 10 и ссылки в этих работах]. Анализ вновь полученных палеомагнитных результатов позволил предложить новую конфигурацию этого кратона [5].

Второе континентальное ядро – суперкратон Сьюпириа – также неоднократно реконструировался как на основании палеомагнитных данных [9, 12], так и на основании корреляции геологических событий [8, 12 и ссылки в этих работах]. Вместе с тем, существующие палеомагнитные и геологические реконструкции, как правило, противоречат друг другу. Применение нового подхода – корреляция одновозрастных пар ключевых полюсов этих кратонов – позволяют решить задачу более корректно.

На основании геологических данных очевидно значительное сходство мезо-неоархейской истории формирования континентальной земной коры восточной части Фенноскандинавского щита (Карельская, Беломорская и Кольская провинции) и восточной части Канадского (провинция Сьюпириор). При этом коррелируется не только время проявления наиболее значимых аккреционно-коллизионных событий, но и генеральные направления субдукции, обеспечивающей взаимодействия террейнов [3, 6, 14]. В качестве маркирующих могут служить, например: 2,86 и 2,82 млрд. лет – аккреционные события в Северо-Карибианском (North Caribou) и Мармионском (Marmion) террейнах Канадского щита и в Беломорской, Карельской и Кольской провинциях Фенноскандинавского, 2,72 – орогения Северного Сьюпириора (Northern Superior) и начало беломорской коллизии; 2,70 – орогения Учианская (Uchian) и главная фаза беломорской коллизии и аккреционные процессы в центральной части Карельского кратона; 2,69 – 2,68 – Шебандованская (Shebondowanian) и Миннесотская (Minnesotan) орогении, соответственно, и орогенез в западной части Карельского кратона). Таким образом, существование к концу неоархея единого, сформировавшегося в результате аккреционно-коллизионных процессов, суперкратона, в состав которого входили как новообразованные (2,9-2,68 млрд. лет) фрагменты коры, так и более древние (с возрастом 4,3-3,2 млрд. лет) восточной часть Фенноскандинавского и Канадского щитов, а также, вероятно, и Северо-Атлантического, весьма вероятно.

Модель единого неоархейского суперконтинента Кенорленда, в состав которого входили Ваалбара, Суперия и другие фрагменты, также имеет свою аргументацию. Сопоставление «штриховых» кодов кратона Зимбабве с таковыми кратонов Сьюпириор и Карельского, позволили предположить их близкое сонахождение в раннем палеопротерозое [18]. Об этом же свидетельствует проведнные нами корреляциии пар «ключевых» одновозрастных неоархейских - палеопротерозойских полюсов этих кратонов.

Кроме того, мезо-неоархейская история формирования земной коры Южноафриканского щита имеет важные черты сходства с мегакратоном Сьюпириа [2]. В рассматриваемый период новые фрагменты континентальной коры формируются в кратоне Зимбабве, ставшие в результате коллизии 2,65-2,57 млрд. лет частью единого кратона Калахари, в состав которого входит и Каапвальский кратон. В пределах последнего в мезо-неоархее происходит формирование крупных осадочных бассейнов (Пангола, Витватерсранд) и роев базитовых даек.

Коллизия кратонов Зимбабве и Каапваль с формированием пояса Лимпопо близка по возрасту к поздним фазам аккреционно-коллизионных процессов кратона Сьюпириа, однако ориентация складчатых поясов существенно отличается. Подобное расположение не означает, что континентальные блоки однозначно являются частями различных литосферных плит. Скорее это свидетельствует о различной кинематике в разных частях единого суперконтинента.

В пользу существования единого суперконтинента указывает, например, сходство угловых расстояний между парами одновозрастных неоархейских-палеопротерозойских полюсов кратонов Каапвааль, Пилбара, Сьюпириор и Карельского, расхождение которых

фиксируется лишь с момента 2,50-2,45 млрд. лет. Корреляция важных геологических событий мезо- и неоархейской истории развития земной коры этих структур также скорее может быть аргументом в пользу единого неоархейского суперконтинента. Однако более детальная реконструкция его конфигурации возможна лишь с накоплением новых палеомагнитных «ключевых» полюсов для неоархейских кратонов и новых геохронологических данных для геологических процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 10-05-01092, а и 11-05-93959-ЮАР, а.

Литература

1. *Божко Н.А., 2009.* Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология. №2. С. 13-27
2. *Володичев О.И., Божко Н.А, 2002.* Сравнительный анализ геологического строения архейских кратонов Карельского и Зимбабве//Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Материалы 8 международной конференции. Петрозаводск: КарНЦ РАН. С. 51-52.
3. *Кожевников В.Н., 2008.* Раннедокембрийские кратоны: глобальные корреляции, к перспективам алмазоносности Карельского региона// Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. С. 5-17.
4. *Лубнина Н.В., Слабунов А.И., 2009.* Палеомагнетизм неоархейской полифазной Панозерной интрузии Фенноскандинавского щита: новые результаты // Вестн. Моск. ун-та.Серия Геология. №6. С. 18-25.
5. *Лубнина Н.В, 2009.* Восточно-Европейский кратон от неоархея до палеозоя по палеомагнитным данным. Автореф. докт. ...геол.-мин. наук. М. МГУ. 41 с.
6. *Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В. и др., 2006.* Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. № 6. С. 3-32.
7. *Хаин В.*Е. Крупномасштаная цикличность, ее возможные причины и общая направленность тектонической истории Земли // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С.403-424.
8. *Bleeker W., 2003.* The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // Lithos. 71. 99-134.
9. *Buchan, K.L., Mertanen, S., Park, R.G., Pesonen, L.J., Elming, S.-A., Abrahamsen, N., Bylund, G., 2000.* Comparising the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles. Tectoniphisics 319 (3), 167-198.
10. *de Kock M.O., Evans D.A.D., Beukes N.J., 2009.* Validating the existence of Vaalbara in the Neoarchean. Precambrian Res. 174 (1-2), 145-154.
11. *Evans, D.A.D., Pisarevsky, S.A., 2008.* Plate tectonics on the early Earth?—weighing the paleomagnetic evidence. In: Condie, K., Pease, V. (Eds.), When did Plate Tectonics Begin? Geological Society of America, 249–263.
12. *Gower, C.F., Ryan, A.F., Rivers, T., 1990.* Mid-Proterozoic Laurentia–Baltica: an overview of its geological evolution and a summary of the contributions made by this volume. In: Gower, C.F., Rivers, T., Ryan, B. (Eds.), Mid-Proterozoic Laurentia–Baltica. Geological Association of Canada, St. John's Newfounland, 23–40.
13. *Pesonen, L.J., Elming, S.-A., Mertanen, S., Pisarevsky, et al., 2003.* Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. Tectonophysics 375. 1-4 (06). 289-324.
14. *Percival J.A.* A 4-D, Craton-scale framework for the Superior Province, Canada // Fifth International Archean Symposium. Abstracts. Eds.: Teyler I.M. & Knox-Robinson C.M. Record 2010/18. Perth: Geological Survey of Western Australia. 2010. P. 145-147.
15. *Reddy S. M., Evans D. A. D., 2009.* Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere. Geological Society, London, Special Publications 2009. 323. 1-26.
16. *Rogers, J.W., 1996.* A History of Continents in the Past Three Billion Years, J. Geol. 104 (1). 91–107.
17. *Rogers, J.J.W., Santosh, M., 2002.* Confuguration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. Gondwana Research, 5(1): 5-22.
18. *Soderlund U., Hofmann A., Klausen M. B.* et al., 2010. Towards a complete magmatic barcode for the Zimbabwe craton: Baddeleyite U–Pb dating of regional dolerite dyke swarms and sill complexes //Precambrian Research, 183(3). 388-398.
19. *Williams, H., Hoffman, P. H., Lewry, J. F., Monger, J. W. H., Rivers, T., 1991.* Anatomy of North America: thematic geologic portrayals of the continents. Tectonophysics. 187, 117–134.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

Лубнина Н.В., Романовская М.А.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(khain2011@gmail.com)

Возможность существования палеопротерозойского суперконтинента активно дискутируется в литературе уже около 20 лет. В 1990 году, основываясь на геологических корреляциях между современной северной окраиной Восточно-Европейского кратона (ВЕК) с южной Гренладией и восточной Лаврентией, Чарли Говер с соавторами предположили их взаимосвязь в среднем протерозое и назвали гипотетический мегаконтинент НЕНА [11]. В более поздних реконструкциях эти блоки рассматриваются как составная часть суперконтинента Колумбия [6, 11, 12, 13, 17, 18, 20 и др.]. Большинство моделей предполагает формирование суперконтинента Колумбия ~1.8 млрд. лет назад, а частичный или полный его распад в интервале 1.65-1.20 млрд. лет [5, 6, 18, 20 и др.].

Позиция Восточно-Европейского кратона в составе палеопротерозойского суперконтинента, особенно в начале мезопрозоя, до настоящего времени остается дискуссионной. Согласно реконструкциям Лаури Песонена с соавторами [15], Лаврентия и Восточно-Европейский кратон («Балтика» по [15]) были связаны в течение 1.83-1.27 млрд. лет, и вместе с Сибирью и, возможно, Австралией, составляли единое суперконтинентальное ядро – Гудзонленд [12]. При этом Балтика находилась в низких северных широтах к востоку от Лаврентии, ее южная окраина располагалась вблизи юго-восточной окраины Лаврентии [15].

Вместе с тем, расчет парных «ключевых» палеомагнитных полюсов для Восточно-Европейского кратона и Лаврентии по методу, предложенному Дэвидом Эвансом и Сергеем Писаревским [9], показывает значительные широтные расхождения в положении полюсов и широтную разницу в положении кратонов в интервале 1.88-1.80 млрд. лет. Сходство парных полюсов отмечается лишь после 1.77-1.70 млрд. лет. Большое расхождение между имеющимися палеомагнитными данными и амальгамацией Восточно-Европейского кратона существует для этапа 1.82-1.75 млрд. лет. По геологическим данным, в этот период произошла финальная стадия коллизии между Фенноскандией и Волго-Сарматией и окончательное формирование большей части ВЕК. Вместе с тем, существующие реконструкции, основанные на палеомагнитных данных, свидетельствуют о значительной широтной разнице в интервале 1.77-1.76 млрд. лет в положении Фенноскандии и Волго-Сарматии («Украины» по [8, 15]). Таким образом, в палеопротерозойской эволюции Восточно-Европейского кратона до сих пор существует множество нерешенных проблем. Новые палеомагнитные дааные, полученные на палеопротерозойских комплексах Восточно-Европейского кратона, позволяют реконструировать его положение в составе палеопротерозойского суперконтинента Колумбия. В качестве основных объектов палеомагнитных исследований выбраны Унойский и Ропручейский силлы.

В Восточном Прионежье палеопротерозойский (людиковийский) комплекс представлен основными субвулканическими породами малоглубинных интрузивных тел – силлами, камерно-инъекционными телами и дайками габбро-долеритов и долеритов [3]. К их числу относится Унойский силл – протяженная пластовая интрузия с питающим каналом трещинного типа, расположенным в районе о. Мудр Унойского архипелага. На юго-восточном

продолжении Унойской пластовой интрузии распространена группа тел габбро-долеритов, образующие морфологически различные сопряженные крутопадающие и пологозалегающие интрузии трещинного типа, развитые на мысах Крестовом, Дедковом, в Гранитном каньоне и прилегающих островах. Главные породообразующие минералы этих габбро-долеритов – моноклинный пироксен и плагиоклаз. Вторичные изменения выражены в гидратации пироксена, эпидотизации и альбитизации плагиоклаза [3, 4]. Вмещающими породами являются мигматит-граниты, олигоклазовые граниты и гранито-гнейсы досвекокарельского фундамента. В контактовых зонах камерно-инъекционных тел габбро-долеритов нередко наблюдаются переплавленные вмещающие породы. Мощность таких зон достигает 50 см. Развитые здесь дайки полнокристаллических меланократовых габбро-долеритов имеют переменную мощность от 0.3 до 0.5 м, крутое, близкое к вертикальному, падение и субширотное или северо-западное простирание.

Палеопротерозойские (людиковийские) габбро-долериты были опробованы авторами на Унойских о-вах северо-восточной части Онежской структуры. Возраст пород согласно U-Pb датированию по бадделеиту определяется как 1.97 млрд. лет (M. Nilson, перс. сообщ.).

В ходе детальных магнитных чисток образцов выделена монополярная высокотемпературная характеристическая компонента (T_{ub}= 575-590ºC) намагниченности юго-западного склонения и крутого положительного наклонения. Тест контакта получить не удалось, поскольку образцы вмещающих пород демонстрируют хаотическое поведение вектора естественной остаточной намагниченности в ходе магнитных чисток. Однако, полученное ранее направление для вмещающих гранито-гнейсов Водлозерского террейна [14] значимо отличается от такового габбро-долеритов, что косвенно свидетельствует в пользу первичности выделенной компоненты намагниченности. На основании направления высокотемпературной компоненты намагниченности был пересчитан палеомагнитный полюс.

Изверженные породы Западного Прионежья представлены образованиями вепсийского вулкано-плутонического комплекса, в состав которого входят лавовые потоки Кайлахтинской вулканической зоны, Ропручейский силл габбро-долеритов и дайки габбро-долеритов, вскрытых бурением [2, 4].

Породы Кайлахтинской вулканической зоны представлены пироксен-плагиоклазовыми микропорфировыми базальтами двух лавовых потоков общей мощностью 25 м. Базальты нижнего потока, залегающего на границе петрозаводской и шокшинской свит, прослеживаются с перерывами на протяжении 30 км. В основании Другорецкого кряжа отмечаются выходы второго, верхнего, потока. В западном крыле Онежской структуры более широко распространены габбро-долериты Ропручейского силла, общая площадь которого оценивается в 10 тыс. км^2 при средней мощности около 170 м. Пластообразное тело силла выклинивается и воздымается в северо-западном направлении с низких на более стратиграфически высокие уровни вмещающих пород. Главными породообразующими минералы габбро-долеритов Ропручейского силла являются плагиоклаз, замещенный эпидотом и альбитом, и клинопироксен, замещенный роговой обманкой и затем хлоритом.

В ходе экспедиционных работ 2007-2010 гг. были отобраны образцы габбро-долеритов Ропручейского силла, а также вмещающих кварцитов шокшинской свиты. В результате детальной ступенчатой температурной чистки образцов габбро-долеритов выделено три компоненты намагниченности. Первая, низкотемпературная, компонента разрушалась при температурах до 200ºC. Среднее направление этой компоненты совпадает с направлением современного геомагнитного поля в районе работ, и в дальнейшем она исключалась из анализа.

Вторая, среднетемпературная, MT_{RS}-компонента, выделяется в интервале до 360-420ºС. Компонента демонстрирует преимущественно северо-северо-восточное склонение и положительное наклонение. Среднее направление этой компоненты совпадает с направлениями среднетемпературных компонент, выделяемых в образцах как в Северном Приладожье, так и в Прионежье, и лежит вблизи полюса 250 млн. лет ВЕК [19].

Третья, высокотемпературная, HT_{RS}-компонента выделяется в интервале температур 530-600ºС. Исходя из спектра блокирующих температур и результатов термомагнитного анализа, основным носителем этой компоненты намагниченности является магнетит. Компонента демонстрирует преимущественно юго-юго-западное склонение и положительное наклонение. В двух образцах выделена компонента северо-северо-восточного склонения и отрицательного наклонения.

Анализ результатов магнитных чисток позволил выделить в образцах песчаников шокшинской свиты низкотемпературную компоненту, среднее направление которой совпадает с направлением современного геомагнитного поля в районе работ.

Выделены также две высокотемпературные компоненты намагниченности. Среднетемпературная MT_{SQ}-компонента северо-восточного склонения и умеренного положительного наклонения выделяется в интервале температур 155-360ºС. Среднее направление этой компоненты близко таковому, выделяемому в габбро-долеритах Ропручейского силла. Вторая, высокотемпературная HT_{SQ}-компонента намагниченности, выделяемая в интервале температур 500-600ºС, близка по направлению HT_{RS}-компоненты в габбро-долеритах, но отличается склонением на 20-25º и несколько ниже по наклонению. Поскольку возраст вмещающих пород (кварцевых песчаников шокшинской свиты) отличается от возраста габбро-долеритов Ропручейского силла, то полученную разницу можно считать как положительный тест контакта.

В ходе ранее проведенных палеомагнитных исследований палеопротерозойских пород Прионежья – габбро-долеритов Ропручейского силла и вмещающих кварцевых песчаников шокшинской свиты [7, 10, 16], выделены высокотемпературные компоненты северного склонения (Dec=340-10º) и низкого-умеренного наклонения (Inc=5-30º).

Палеомагнитные полюсы, полученные по магматическим комплексам западной части Онежской структуры (Ропручейский силл), статистически не значимы, поскольку в анализе направлений участвует 5-10 единичных образцов. Однако этот полюс получен на хорошо датированных породах – возраст Ропручейского силла по данным U-Pb датирования по циркону определяется как 1770±12 млн. лет [1]. Вместе с тем, палеомагнитный полюс, пересчитанный со статистически значимого направления – по осадочным породам р. Важинка [16] - также не является «ключевым», поскольку нет надежной изотопной датировки изученных комплексов.

Для реконструкции положения Фенноскандинавского сегмента ВЕК в конце палеопротерозоя был рассчитан средний палеомагнитный полюс для магматических и осадочных пород 1.78-1.77 млрд. лет с учетом результатов предыдущих исследований позднепалеопротерозойских комплексов Западного Прионежья.

Корреляция пар одновозрастных «ключевых» полюсов Восточно-Европейского и Лаврентийского кратонов показывает существенные различия угловых расстояний в интервале 1.97-1.85 млрд. лет. Это говорит об их еще раздельном движении в этом временном интервале. Совпадение угловых расстояний этих кратонов наблюдается после 1.75 млрд. лет, что говорит об их перемещении в пределах единой литосферной плиты, и именно в этот период наблюдается резкое увеличение скорости перемещения ВЕК. Подобное увеличение скоростей перемещения, возможно, коррелирует со

временем окончательной амальгамации суперконтинента Колумбия.

Таким образом, новые палеомагнитные исследования палеопротерозойских комплексов Восточно-Европейского кратона позволили уточнить тренд перемещения Восточно-Европейского кратона из умеренных в тропические широты северного полушария в интервале 1.97-1.78 млрд. лет и определить время окончательной амальгамации суперконтинента Колумбии как ~1.75 млрд. лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 10-05-01092, а.

Литература

1. *Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Лазарев Ю.И., Макаров В.А., Николаев А.А., 1990.* U–Pb изотопный возраст карельского вепсия, ДАН, № 310. С. 189–191.
2. *Светов А.П.*, 1979. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., 208.
3. *Светов А.П., Свириденко Л.П.* Рифейский вулкано-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 1995. 210 с.
4. *Светов С.А.* Магматические системы перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. 230 с.
5. *Buchan, K.L., Mertanen, S., Park, R.G., Pesonen, L.J., Elming, S.-A., Abrahamsen, N., Bylund, G., 2000.* Comparising the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles. Tectoniphisics 319 (3), 167-198.
6. *Condie K.C.* The supercontinent cycle: are two patterns of cyclicity? // J. African Earth Sci. 2002. V. 15. P. 179–183.
7. *Damm, V., Gendler, T.S., Pavlov V.E. et al.*, 1997. Paleomagnetic studies of Proterozoic rocks from the Lake Onega region, southeast Fennoscandian shield. GJI, 129. 518-530.
8. *Elming, S.-A., Mikhailova, N.P, Kravchenko, S.* Palaeomagnetism of Proterozoic rocks from the Ukrainian Shield: new tectonic reconstructions of the Ukrainian and Fennoscandian shields // Tectonophysics, 2001. V. 339. P. 19-38.
9. *Evans, D.A.D., Pisarevsky, S.A., 2008.* Plate tectonics on the early Earth?—weighing the paleomagnetic evidence. In: Condie, K., Pease, V. (Eds.), When did Plate Tectonics Begin? Geological Society of America, pp. 249–263.
10. *Fedotova, M.A., Khramov, A.N., Pisakin, B.N., Priyatkin, A.A., 1999*. Early Proterozoic palaeomagnetism: new results from the intrusives and related rocks of the Karelian, Belomorian and Kola provinces, eastern Fennoscandian Shield, Geop. J. Int., 137, 691–712.
11. *Gower, C.F., Ryan, A.F., Rivers, T., 1990.* Mid-Proterozoic Laurentia–Baltica: an overview of its geological evolution and a summary of the contributions made by this volume. In: Gower, C.F., Rivers, T., Ryan, B. (Eds.), Mid-Proterozoic Laurentia–Baltica. Geological Association of Canada, St. John's Newfounland, 23–40.
12. *Hoffman, P.F., 1997.* Tectonic genealogy of North America. In: van der Pluijm, B.A., Marshak, S. (Eds.), Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics. W.W. Norton & Company, New York, London, 459–464.
13. *Meert, J.G., 2002.* Paleomagnetic evidence for a Paleo-Mesoproterozoic supercontinent Columbia. Gondwana Res. 5, 207–215.
14. *Mertanen, S., Vuollo, J.I., Huhma, H., Arestova, N.A., Kovalenko, A., 2006.* Early Paleoproterozoic-Archaen dykes and gneisses in Russian Karelia of the Fennscandian Shield – new paleomagnetic, isotopoic age and geochemical investigations. Precambrian Research 144, 239-260.
15. *Pesonen, L.J., Elming, S.-A., Mertanen, S., Pisarevsky, S., D'Agrella-Filho, M.S., Meert, J.G., Schmidt, P.W., Abrahamsen, N., Bylund, G., 2003.* Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. Tectonophysics 375, 1-4 (06), 289-324.
16. *Pisarevsky, S.A., Sokolov, S.J., 2001.* The magnetostratigraphy and a 1780 Ma palaeomagnetic pole from the red sandstones of the Vazhinka River section, Karelia, Russia Geophys. J. Int. 146, 531–538.
17. *Rogers, J.W., 1996.* A History of Continents in the Past Three Billion Years, J. Geol. 104, 1. 91–107.
18. *Rogers, J.J.W. and Santosh, M., 2002.* Confuguration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. Gondwana Research, 5(1): 5-22.
19. *Smethurst, M.A., Khramov, A.N., Pisarevsky, S.* Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic. Geophys. J. Int. 1998. Vol. 133. P. 44-56.
20. *Zhao, G., Sun, M., Wilde, S.A. and Li, S., 2004.* A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. Earth Sci. Rev. 67, 91-123.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА НАНОРАЗМЕРНЫХ СУЛЬФИДНЫХ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В АЛМАЗАХ ЯКУТИИ

Логвинова А.М. [а], **Вирт Р.** [б]

[а] *Институт геологии и минералогии СО РАН, г.Новосибирск, Россия (logv@uiggm.nsc.ru)*
[б] *Геологический центр им. Г.Л.Гельмгольца, Потсдам, Германия*

Введение

Включения сульфидов являются наиболее распространенными включениями в алмазах [1, 2, 5, 13]. Они несут важную информацию о распределении халькофильных элементов в мантии и являются предметом интенсивных исследований в течение многих лет [1, 2, 5, 7, 8, 12, 13]. Обилие сульфидов в алмазах и в ряде случаев срастание их с несомненно сингенетичными алмазу минералами (оливином, энстатитом, клинопироксеном, пиропом) свидетельствует о том, что сульфиды также син- и протогенетичны алмазам. Сульфидные включения в алмазах представлены пирротином, пентландитом, халькопиритом, пиритом, троилитом и моносульфидным твердым раствором (Mss). Причем, так же как и остальные включения в алмазах, они относятся к двум типам парагенезиса: эклогитовому (0–12% Ni) и перидотитовому (22-36 % Ni) [1, 2]. Известны случаи срастания сульфидов с флогопитом в алмазной матрице. Все это свидетельствует о присутствии сульфидных фаз в материнском веществе во время нуклеации и роста алмаза.

Вопрос о возможности кристаллизации алмаза из сульфидного расплава остается по-прежнему дискуссионным, хотя в последнее время исследователи склоняются к мнению о невозможности кристаллизации алмаза из сульфидного расплава, не содержащего в своем составе переходных металлов типа Fe и Ni [14]. Экспериментальными исследованиями показано, что такая кристаллизация возможна только при температуре выше 1600°C и давлении более 6 ГПа, что представляется довольно высокими параметрами для природных условий [3, 4, 15]. Первостепенное значение в выяснении химического и фазового состава материнских алмазообразующих сред имеет изучение “центральных” микровключений в алмазе, захваченных на начальной стадии его кристаллизации.

Впервые сульфидные расплавные включения были описаны в работе [9]. Логвиновой с соавторами [10, 11] впервые были идентифицированы сульфидные фазы в составе полиминеральных расплавных /флюидных микровключений. В настоящей работе приведены оригинальные данные по наноразмерным сульфидным включениям, расположенным в ядерной части разных типов кристаллов алмаза из коренных и россыпных месторождений Якутии.

Образцы и методы исследования

Нами были изучены природные алмазы из кимберлитовых трубок (тр. Юбилейная, тр. Интернациональная, тр. Комсомольская) и россыпей Якутской алмазоносной провинции. Из представительной коллекции алмазов размером от 1 до 1,8 мм были отобраны типичные образцы разных морфологических типов (остроребериые октаэдры, кристаллы переходной формы, кубы, октаэдроиды и додекаэдроиды), содержащие в центральной части темное скопление микро- и наноразмерных включений без видимых трещин вокруг.

Все исследованные образцы были пришлифованы в виде плоско-параллельных пластин толщиной от 0.8 до 1.2 мм по плоскости (110). В основном исследования проводились методом просвечивающей электронной микроскопии (ТЕМ), включающей следующие методики: электронная микродифракция, получение изображений высокого разрешения кристаллической решетки минерала, аналитическая электронная микроскопия с использованием энерго-дисперсионной приставки, получение изображений в светопольном и темнопольном режимах [16]. Для этого метода были изготовлены специальные тонкие пластинки, препарированные методом ионного

утонения. Для выяснения особенностей распределения зон роста в алмазе-матрице были получены инфракрасные спектры поглощения на Фурье-спектрометре Bruker VERTEX 70, а также проведены исследования методом катодо-люминесценции с помощью сканирующего микроскопа LEO-1430 VP с энерго-дисперсионным рентгеновским спектрометром.

Полученные результаты

В девяти округлых алмазах из россыпей Эбеляхской алмазоносной площади (северо-восток Сибирской платформы) зафиксированы и проанализированы с помощью ТЕМ обогащенные никелем сульфидные наноразмерные включения двух типов: 1) *Ni/Ni+Fe=0.70±0.02.* Все включения имели размер от 5 до 200 нм, были гомогенны по составу и располагались преимущественно по плоскости (111) алмаза-матрицы. В ассоциации с ними были зафиксированы индивидуальные наноразмерные включения высоко-кремниевой слюды, KCl и флюида.

2) Ni/Ni+Fe=0.37±0.04 (Ni = 17–22 ат.%). В ассоциации с ними встречены полифазные карбонатитовые включения, состоящие в основном из карбонатных, силикатных и флюидных фаз. В целом они гомогенны по составу, но в двух случаях зафиксирована ламелеобразная структура, аналогичная описанной в работе [15], где экспериментально показано, что продуктами закалки богатого Ni, гомогенного по составу расплава, равновесного с Mss, является не стекло, а мелкозернистые дендритоподобные и игольчатые формы. Все точки полученных нами сульфидных составов на фазовой диаграмме системы Fe-Ni-S при 6 ГПа и 900°С [15] попадают в поле Mss+L (расплав).

В центральных зонах восьми алмазов из коренных месторождений сульфидные микро- и наноразмерные включения зафиксированы в нескольких проявлениях. 1) *Оливин – сульфид - графитовые срастания*. Сульфидная фаза представлена двумя фазами: пирротином и пентландитом, на границе с графитом идентифицированы фазы вюстита, Cu- и Ni- сульфидов. Такой полифазный состав можно объяснить следующими фактами. Практически все сульфидные включения в алмазах окружены системой микротрещин, которые являются причиной изменения объема. При понижении температуры Mss становится неустойчивым и претерпевает распад с образованием мелкозернистых срастаний из пирротина, пентландита, халькопирита, иногда пирита [6]. 2) *Ориентированные сульфид–графит-флюидные полифазные наноразмерные включения.* Они ассоциируют с индивидуальными микровключениями рутила и омфацита. По составу сульфидная фаза в них относится к пирротину с отношением Ni/Ni+Fe=0.05±0.01 (Ni =2,1 -3,8 ат.%), что позволяет отнести всю ассоциацию к эклогитовому парагенезису. *3) Сульфидные фазы в составе полиминеральных наноразмерных включений, представленных карбонатными, силикатными, оксидными, солевыми и флюидными фазами*. Все они также не содержат Ni и относятся к эклогитовому парагенезису. Аналогичные включения описаны в работе [10].

Заключение

1) Наноразмерные сульфидные включения, локализованные в центральной части алмаза-матрицы, в отличие от ранее изученных сульфидных включений, размещенных по всему объему алмаза, как правило, гомогенны по составу. Среди них выделено два типа составов: обогащенные Ni (выше 17 ат.%) и низко-Ni (менее 4 ат.%). Таким образом, составы первичных сульфидных расплавов соответствуют составам полифазных включений в алмазах перидотитового и эклогитового парагенезисов.

2) Постоянное отношение Ni/Ni+Fe в составе сульфидных включений, нахождение их в ассоциации с карбонатитовыми и флюидными включениями, водосодержащими силикатами, галогенидами, фосфатами, графитом, карбидами, самородным железом дает возможность предположить, что изученные наноразмерные сульфидные

включения представляют собой моносульфидный твердый раствор, образовавшийся на стадии кристаллизации карбонатно-силикатно-сульфидного расплава.

3)Впервые выявлены взаимоотношения сульфидных наноразмерных фаз с карбонатными, силикатными, солевыми, оксидными, флюидными фазами в полиминеральных включениях в алмазе. Полученные результаты подтверждают экспериментальные данные о сульфидно-силикатной и сульфидно-карбонатной жидкостной несмесимости в алмазообразующих эклогит – карбонатит - сульфид - углеродных системах.

4) Сульфидный расплав является менее эффективной средой для кристаллизации алмаза по сравнению с карбонатитовыми системами. Но роль сульфидов в процессе алмазообразования вероятно может быть выяснена на основе изучения их взаимодействия с флюидом. Однако такие экспериментальные данные пока отсутствуют.

Литература

1. *Буланова Г.П., Специус З.В., Лескова Н.В.*Сульфиды в алмазах и ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии // Изд-во Новосибирск: “Наука” Сиб. отд-ние, 1990, 120 с.
2. *Ефимова Э.С., Соболев Н.В.,Поспелова Л.Н.* Включения сульфидов в алмазах и особенности их парагенезиса // Зап.ВМО. 1983. Т.112. С.300-310.
3. *Литвин Ю.А., Бутвина В.Г., Бобров А.В., Жариков В.А.* Первые синтезы алмаза в сульфид-углеродных системах: роль сульфидов в генезисе алмаза // Докл.РАН, 2002, т.382 (1), с. 106-109.
4. *Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Соболев Н.В.* Экспериментальное моделирование мантийных алмазообразующих процессов // Геология и геофизика. 2005, т.46 (12). С. 1290-1303.
5. *Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Логвинова А.М., Суходольская О.П., Солодова Ю.П.* Распространенность и состав минеральных включений в крупных алмазах Якутии // Докл. РАН. 2001. Т.376. № 3. С.382-386.
6. *Тэйлор Л.А., Ли Я.* Включения сульфидов в алмазах не являются моносульфидным твердым раствором // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1547-1559.
7. *Deines P., Harris J.W.* Sulfide inclusion chemistry and carbon isotopes of African diamonds // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995, v.59, p.3173-3188.
8. *Harris, J.W.* Black material on mineral inclusions and in Internal fracture planes in diamond // Contr. Mineral. and Petrol., 1972, v. 35, p. 22-33.
9. *Klein-BenDavid O., Logvinova A.M., Izraeli E.S., Sobolev N.V., Navon O.* Sulfide melt inclusions in Yubileinayan (Yakutia) diamonds // 8th International. Kimberlite Conference, 2003, Extended Abstract, FLA 0111.
10. *Logvinova A.M., Wirth R., Fedorova E.N., Sobolev N.V.* Nanometer-sized mineral and fluid inclusions in cloudy Siberian diamonds: new insights on diamond formation // Eur. J. Mineral, 2008, v. 20, Special issue on Diamonds, p. 317-331.
11. *Logvinova A.M., Wirth R.* Black cluster microinclusions in the core of Yakutian diamonds: Implications for diamond nucleation. Proceeding of X International Workshop “Deep seated magmatism, its sources and plumes”. Irkutsk. 2010, p. 93-103.
12. *Pearson D.G., Shirey S.B., Harris J.W., Carlson R.W.* Sulphide inclusions in diamonds from the Koffiefontein kimberlite, S Africa: constraints on diamond ages and mantle Re-Os systematics // Earth and Planetary Sci. Letters, 1998, v.160, p.311-326.
13. *Sharp W.E.* Pyrrhotite, a common inclusion in South African diamonds // Nature, 1966, v.211 (5047), p. 402-403.
14. *Shushkanova A.*A., Litvin Y.A.// Diamond nucleation and growth in sulfide-carbon melts: an experimental study at 6.0 – 7.1 GPa // Eur. J. Miner., 2008a, v.20, p.349-355.
15. *Usselman T.*M. Experimental approach to the state of the core. Part 1. The liquidus relations of the Fe-rich portion of the Fe-Ni-S system from 30 to 100 kbars // Amer. J. Sci., 1975, v.275, p. 278-290.
16. *Wirth, R.* Focused Ion Beam (FIB): a novel technology for advanced application of micro- and nanoanalysis in geosciences and applied mineralogy. Eur. J. Mineral., 2004, v.16, p. 863-876.

М-О

Содержание:

Мазарович А.О.
АКТУ АЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА 1205

Макеев В.М., Макаров В.И., Дорожко А.Л., Коробова И.В.
НОВЕЙШИЕ ПЕРИОРОГЕННЫЕ ЗОНЫ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ПРОИСХОЖДЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ 1209

Макеев В.М., Макаров В.И., Дорожко А.Л., Коробова И.В.
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ТЕРРИТОРИИ МОСКВЫ 1215

Малиновский А.И.
РАННЕМЕЛОВОЙ ЖУРАВЛЕВСКИЙ ТЕРРЕЙН (СИХОТЭ-АЛИНЬ) - ФРАГМЕНТ БАССЕЙНА, СВЯЗАННОГО С ОБСТАНОВКАМИ ТРАНСФОРМНОГО СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ 1221

Малышев С.В., Худолей А.К., Ершова В.Б.
Sm-Nd СИСТЕМАТИКА НИЖНЕЮРСКИХ – ПАЛЕОГЕНОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ПЕРЕДОВОГО ПРОГИБА СКАЛИСТЫХ ГОР 1225

Маринова Ю.Г.
ОСОБЕННОСТИ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТОНИКИ ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА 1227

Мацапулин В.У., Исаков. С.И., Юсупов А.Р.
НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПЕПЛОВ ДАГЕСТАНА 1230

Медведев П.В., Медведева Е.П.
НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА АКВАТОРИИ СЕВЕРНОГО И СРЕДНЕГО КАСПИЯ И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР 1234

Межеловский А.Д.
ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ВЕТРЕНОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОК БАЛТИЙСКОГО ЩИТА) 1238

Мелихов В.Р., Лыгин И.В.
НЕИНВЕРСИОННАЯ ПРИРОДА ПОЛОСОВЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ОКЕАНОВ 1241

Мельниченко Ю.И., Осипова Е.Б., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Съедин В.Т.
МОРФОТЕКТОНИКА И ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИКИ ВПАДИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ 1244

Мельцер М.Л.
ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ КАК РЕЗУЛЬТАТ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ 1249

Меньшина Г.Ф.
ИЗУЧЕНИЕ СТРОЕНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН 1253

Мерцалов И.М.
ГЛУБИННЫЕ ГИДРОСИСТЕМЫ - СЕПАРАТОРЫ ЛИТОФОБНЫХ ВЕЩЕСТВ 1255

Мерцалов И. М.
ТЕКТОНОСФЕРА ЗЕМЛИ КАК РЕЗУЛЬТАТ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ БИОСФЕРЫ 1259

Минц М.В.
ОБЪЕМНАЯ ТЕКТОНИКА РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА : СИНТЕЗ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ И РЕЗУЛЬТАТОВ ИНТЕРПРЕТАЦИИ КАРТИН СЕЙСМИЧЕСКИХ ОТРАЖЕНИЙ ВДОЛЬ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОТРАВЕРСОВ 1264

Минц М.В.
ВОЗНИКНОВЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА 1270

Митоян Р.А., Сидорина Ю.Н., Николаев Ю.Н.
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОЛЕВОГО РЕНТГЕН-ФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗАТОРА NITON XL3T900 ПРИ ПОИСКАХ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ 1275

Митрохин А.Н.
СТРУКТУРНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ СИЛИНСКОГО МОНЦОНИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА КОМСОМОЛЬСКОГО ОЛОВОРУДНОГО РАЙОНА (КРР) 1279

Михальский Е.В.
РЕЙНЕРИДЫ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ: ПРИРОДА И ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ СУПЕРКОНТИНЕНТОВ ДОКЕМБРИЯ 1285

Моргунова А.А., Перчук А. Л.
ДВА ТИПА ЭКЛОГИТОВ В ГРИДИНСКОМ ВЫСОКОБАРНОМ КОМПЛЕКСЕ (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС, КАРЕЛИЯ): ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ 1290

Мордвинцев О.П., Мордвинцев Д.О.
ТРАНСРЕГИОНАЛЬНЫЕ «ПОПЕРЕЧНЫЕ» ФЛЕКСУРНО-РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ: ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ВЕРОЯТНАЯ ПРИРОДА ЗАЛОЖЕНИЯ 1293

Мороз Е.А.
НОВЕЙШИЕ ДЕФОРМАЦИИ ОКРАИННЫХ ЧАСТЕЙ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА 1298

Нагорная Е. В., Котова М. С.
ТЕННАНТИТ-ТЕТРАЭДРИТ РУДНОГО ПОЛЯ НАХОДКА, ЧУКОТКА 1300

Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н.
СТРУКТУРИРОВАНИЕ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ХАНКАЙСКОГО МАССИВА 1304

Некрасов А.И.
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ФУНДАМЕНТА И ЧЕХЛА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАССЕЙНА 1309

Нелюбин В.В., Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В.
МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРИЛАПТЕВОМОРЬЯ 1314

Ненахов В.М., Гончарова Л.В., Бондаренко С.В.
О РОЛИ МАНТИЙНО-КОРОВОЙ КОНТАМИНАЦИИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ДОКОЛЛИЗИОННЫХ И ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ 1317

Никишин В.А., Малышев. Н.А., Обметко В.В.
ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ ОБЪЕКТОВ ПРИНОВОЗЕМЕЛЬСКОГО ШЕЛЬФА КАРСКОГО МОРЯ 1322

Никишин В.А., Малышев. Н.А., Обметко В.В.
СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРМСКО-ТРИАСОВОЙ СИСТЕМЫ РИФТОВ ЮЖНО-КАРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА 1326

Николаев Ю.Н.
ОЦЕНКА МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ НА ОСНОВЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ И ХАРАКТЕРИСТИК 1330

Никонов А.А.
СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ ПО АКТУОТЕКТОНИКЕ 1336

Нилов С.П., Войтенко В.Н.
ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТРУКТУРНОГО ПОЛОЖЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО УЧАСТКА КОПЫЛОВСКИЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОСТРОЕНИЯ СБАЛАНСИРОВАННОГО РАЗРЕЗА ЧЕРЕЗ ВОСТОЧНУЮ ЧАСТЬ БОДАЙБИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ 1342

Носова А.А.
ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО И ЛАМПРОИТОВОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 1345

Нургалиева Н.Г., Габдрахманов Р.Р., Хасанова Н.М.
ВАРИАЦИИ ПАРАМАГНИТНЫХ МЕТОК ПО РАЗРЕЗУ УРЖУМСКОГО ЯРУСА 1350

Обухов А.Н., Обухова М.А.
ГРАВИТАЦИОННАЯ ГЕОДИНАМИКА - НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ 1353

Озерова Н.А.
РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТОНОСНЫХ РУДНЫХ И ГАЗОНЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ 1358

Осипова Е.Б.
МЕХАНИКО-МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ, АСТЕНОСФЕРЫ И ПОДАСТЕНОСФЕРНОЙ МАНТИИ 1364

Осипова Е.Б.
МОДЕЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ НЕЛИНЕЙНЫХ ЭФФЕКТОВ ЕДИНОГО МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР 1369

Осипова Е.Б.
МОДЕЛИРОВАНИЕ ДВИЖЕНИЙ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА 1375

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

Мазарович А.О.

Учреждение Российской Академии Наук Геологический институт РАН, Москва, Россия
(amazarovich@yandex.ru)

В настоящий момент происходит активное развитие геолого-геофизических работ в Мировом океане многими странами. Они направлены на определение границ шельфов и изучение минерально-сырьевого потенциала как шельфа, так и абиссали. Для обеспечения решения вышеуказанных задач проводится планомерная политика по закладке или приобретению новых судов, развитию техники для подводных работ на любых глубинах, создание хранилищ для образцов и кернов, а также электронных базы данных.

Состояние Мирового научного флота. Многие страны, помимо ведущих держав, приобретают хорошо оснащенные научно-исследовательские суда, способные проводить многолучевое эхолотирование, все виды геофизических работ, а также опробование осадочного чехла и коренных пород. Наметилось стремление к приобретению буровых судов, влючая ледоколы, а также обитаемых и необитаемых подводных аппаратов. Как пример, можно привести европейский проект «Aurora Borealis» по строительству ледокола с одноименным названием. Он предназначен для бурения в арктических условиях при глубинах до 5000 м и с проектируемой глубиной забоя до 1000 м (http://gcaptain.com/maritime/blog/).

Положение России в области изучения геологии океанов и морей можно оценить как катастрофическое. Количество экспедиционных исследований на российских судах в Мировом океане близко к нулю. Отметим существенное отставание в области обработки цифровых данных, плачевное состояние материально-технической базы и научно-исследовательских судов. Исходя из сказанного можно утверждать, что в настоящий момент Россия потеряла право участия в «Клубе держав, изучающих геологию Мирового океана», опустившись до уровня отсталых стран Третьего Мира.

Внутриплитные деформации. Постулат о жесткости литосферных плит прочно вошел в сознание геологической общественности. Деформации океанической коры признаются только для ряда мест Мирового океана (например - южнее Бенгальского залива). Представляется, что имеется ряд причин, которые обуславливают устойчивость этого тезиса. Во-первых, главное направление работ в глубоководной части океана в течение 20 лет было сосредоточено в пределах срединно-океанических хребтов, а точнее, в районах рифтовых зон, т.е. в тех районах океана, где осадочный чехол отсутствует или имеет минимальные мощности. Вместе с тем, именно он чутко реагирует на изменение геодинамических условий. Во-вторых, признание жесткости литосферы облегчает математическое моделирование, которое проводится на компьютерах. Последнее часто приводит к увлечению программными эффектами, а не к пониманию природной сути процессов в океанической коре.

Напомним, что любого сорта нарушения, установленные вне пределов границ плит, относят к классу внутриплитных деформаций. Выявлению таких явлений или проблеме их возникновения посвящен ряд работ [например, 3, 4, 5, 6, 7 и ряд других]. Вместе с тем, общая классификация типов деформаций не проведена, что в значительной мере затрудняет понимание структурной эволюции океанского дна. До сих пор невозможно провести достоверную оценку масштабности этих процессов.

В ходе экспедиционных исследований ГИН РАН на НИС «Академик Николай Страхов» были получены данные, которые свидетельствуют о том, что океаническая

кора подвержена деформациям на разных уровнях. Основными структурами, которые устанавливаются сейсмическими и акустическими методами представляются: открытые пологие антиклинальные и синклинальные складки с углами падения слоев в первые градусы и размахом крыльев от первых миль до многих десятков миль; складки могут формировать структурные ансамбли различного масштаба, флексуры разных типов, моноклинали, разрывы (сбросы, взбросы) с амплитудами от первых метров до многих десятков метров. Применение комплекса геолого-геофизических методов в сочетание с многолучевым эхолотированием позволяет устанавливать также целый ряд дополнительных структур: разломы с разными простираниями, пересекающими трансформные разломы или рифтовые долины и зоны изломов (кинк-банд).

Складчатые дислокации и разрывные нарушения установлены во многих котловинах Атлантического (Демерара, Сьерра-Леоне, Зеленого Мыса, Канарской, Ангольской) и Индийского (Северо-Австралийской, Западно-Австралийской, Центральной) океанов. Они известны на Срединно-Атлантическом и Восточно-Индийском хребтах, в пределах зон трансформных разломов, а также на асейсмичных поднятиях (Сьерра-Леоне и Китовый хребет). Анализ их развития показывает, что не могут быть объяснены единой универсальной моделью, связывающей их появление в результате действия только спрединговых или только вулканических процессов. Они не приурочены к какой-либо тектонической или географической зоне. Все это может свидетельствовать о том, что океаническая литосфера испытывает объемные (трехмерные) деформации. Причем развитие этих деформаций происходит вдоль выделенных азимутов, приобретая наибольшую выраженность в Атлантическом океане вдоль субмеридианального направления, а развитие косоориентированных разломов – вдоль северо-западного направления. На сейсмических профилях, ортогональных к этим направлениям, деформации как правило не выделяются. Это дает основание говорить [4] об анизотропии деформаций. Формирование деформаций может быть отражением объемной аккрецией океанической литосферы. Под "объемной аккрецией океанической литосферы" мы понимает увеличение объема литосферы в любых тектонических зонах океана в следствие проникновения в нее более глубинных магматических (интрузивных и субвулканических образований), протрузивных или тектонических тел, заполняющих новообразованные пространства на разных глубинах при изменениях полей напряженности.

Геологические опасности. Интенсивное изучение Мирового океана неизбежно приводит к необходимости оценки опасностей, которые могут повлиять на деятельность человека в прибрежных зонах, а также на эффективность работы обитаемых подводных аппаратов, роботов или мониторинговых систем.

В последнее время наметился интерес мирового сообщества к изучению подводных оползней, которые могут вызывать катастрофические цунами и разрушение подводных аппаратов. Установлено, что они существуют в областях с резкими перепадами рельефа – на континентальных склонах, на вулканических и невулканических поднятиях в океанах. К потенциально опасным регионам можно отнести районы островных дуг, Канарского и Гавайского архипелагов, Островов Зеленого Мыса и ряда других, а также пассивные окраины (например, районы Шпицбергена).

Особый вид опасностей представляют собой выбросы газа. Они установлены в Черном море, около Курильских островов, в ряде мест срединно-океанических хребтов, а также в пределах абиссальных котловин (например, Ангольская). Такие процессы приводят к формированию газовых воронок, диаметр которых может достигать нескольких сотен метров (устье р. Конго).

Вулканические процессы под водой давно известны в пределах островных дуг, рифтовых зон, а также областей задугового

спрединга. Они могут формировать крупные пепловые «острова», приводить к катастрофическим взрывам или вызывать агрессивное температурное или химическое (например – потоки серы) воздействие на подводные аппараты.

Опасное воздействие на инженерные сооружения могут оказывать айсберги, которые действуют и как таран на буровые платформы и как бульдозер, который выпахивает дно в высоких широтах на глубинах до сотен метров и может привести к повреждению нефтепроводов.

Разработка терминологического аппарата. Активное изучение Мирового океана различными странами и организациями приводит к дублированию терминов, формированию многочисленных синонимов, а также приведение уже устоявшихся терминов к полной неопределенности. Проиллюстрируем это на примере термина «окраинное море». Термины «окраинное море», «краевое море» и «задуговое море» широко применяются в современной отечественной геологической литературе, но не имеют, с точки зрения автора, однозначного толкования.

В геологическом словаре окраинное (синоним – краевое) море определяется как море «расположенное между материками и океанами (на окраине материков), обычно отделено от океанов только островами, полуостровами или подводными возвышенностями, что обеспечивает свободный водообмен с океанами…» [1, стр. 482]. Окраинные моря «могут быть шельфовыми (Северное, Баренцево, Карское) или котловинными (Охотское, Берингово, Андаманское)» (там же). Термин «окраинное море» («marginal sea») был введен голландским геологом Ф.Х.Кюненом (Ph.H.Kuenen) в 1950 г. [2]. Последний, в свою очередь, опирался на термин «adjacent sea» Х.У. Свердрупа с соавторами [9]. Он обозначал полузамкнутые моря, которые прилегают к океану и тесно с ним связаны («semienclosed seas adjacent to and connected with the oceans» (цитата по 66, стр. 4). Как пример приводились Северное (North Polar Sea?-АМ), Средиземное и Карибское моря.

В 1971 г. была опубликована работа [2], на которой базируются современные представления об окраинных морях. В ней было сказано: «в тылу систем островных дуг располагаются бассейны с глубинами от промежуточных до нормальных океанических, которые обычно отделяют желоба и вулканические дуги от континентов. Это либо одиночные бассейны, либо группы суббассейнов, разделенных крутосклонными подводными хребтами… . Для их обозначения предлагается термин «окраинный бассейн», в целом отвечающий понятию «окраинное море» Кюнена (Kuenen, 1950)» [2, стр. 266). И далее: «окраинные бассейны определяются как полуизолированные бассейны или серии таких бассейнов, располагающиеся позади вулканических цепей островных дуг».

Таким образом, очевидна неопределенность термина «окраинное море» даже для современных объектов, что, в свою очередь, приводит к весьма его широкому толкованию при палеогеодинамических построениях. Представляется, что этот вопрос должен специально обсуждаться на геологических совещаниях разного ранга, которые должны определить критерии выделения древних окраинных морей.

Топонимика. На «Западе» организованно продвигается не только сбор данных, но и происходит закрепление приоритета открытий в названиях форм подводного рельефа, что, как известно, является юридическим основанием для добычи полезных ископаемых или иной активности. Более того, появилась тенденция к переименованию российских названий.

Образование. Многими странами выделяются огромные средства на развитие фундаментальной науки и подготовку молодых специалистов для работы в океане и обработки получаемых данных. Они не только получают теоретические знания, но и проходят постоянные практики в реальных экспедиционных условиях, а также имеют возможность участвовать в международных конференциях или

совещаниях. Обучение молодежи происходит как по программам университетов, так и при содействии различных научных центров или фондов (например, - Nippon Foundation GEBCO Training Program).

Литература

1. Геологический словарь. Т.1. М.: Недра, 1973, 486 с.
2. *Д. Кариг* Происхождение и развитие окраинных бассейнов Западной части Тихого океана / Ред. Л.П.Зоненшайн, А.А.Ковалев. Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974. С. 268-288
3. *А.О.Мазарович* Тектономагматические явления на флангах трансокеанских разломов Архангельского, Долдрамс, Вернадского. // Докл. РАН, 1993, Т.332. № 1. С. 62 - 65.
4. *Мазарович А.О., Соколов С.Ю.* Анизотропия внутриплитных деформаций Атлантического океана // Современные проблемы геологии. М.: Наука. 2004. С. 221-250 (Тр.ГИН. В. 565)
5. *А.И. Пилипенко* Сейсмические аномалии как индикаторы внутриплитной эндогенной активности Северо-Австралийской котловины // Докл. РАН СССР. 1997. Т. 354. № 4. С. 509-513
6. *Ю.М.Пущаровский, А.О. Мазарович, С.Г. Сколотнев* Неотектоника океанского дна (Центральная Атлантика). Геотектоника 2005, № 2. С. 3–16
7. *Chamot-rooke N., Lallemant S.* A review of active intraoceanic compressive tectonics. // European Union of Geosciences EUG VI. Terra Abstracts. 1991. V. 3. № 1. P.261.
8. *Peter G., Westbrook G.K.* Tectonics of Southwestern North Atlantic and Barbados Ridge Complex. // AAPG Bull. 1976. V. 60.№ 7. P.1078-1106.
9. *Sverdrup, H.U., Johnson M.W, Fleming R.H.* The Oceans, Their Physics, Chemistry, and General Biology. New York: Prentice Hall, 1942, 1087 p.

НОВЕЙШИЕ ПЕРИОРОГЕННЫЕ ЗОНЫ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ПРОИСХОЖДЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Макеев В.М., Макаров В.И., Дорожко А.Л., Коробова И.В.

Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия
(vmakeev@mail.ru)

Для целей обеспечения безопасной эксплуатации трубопроводной системы Восточная Сибирь - Тихий океан был выполнен структурно-геодинамический анализ территории, отвечающей сочленению Сибирской платформы и орогенов юга Сибири: Восточно-Саянского, Байкало-Патомского и Станового.

На наш взгляд был получены результаты, представляющие интерес с точки зрения современного динамического воздействия орогенов на южную окраину Сибирской платформы. В последние годы эта проблема является чрезмерно актуальной, поскольку внешние признаки неотектонических, в т.ч. и интенсивных движений в переходной зоне от орогена к платформе часто не проявлены в достаточной мере, чтобы быть установленными с точки зрения их форм, происхождения и направленности движения. В периорогенной зоне фиксируются одновременно приповерхностный и глубинный структурный план, что приводит к образованию специфических структур, характерных исключительно для периорогенных зон. А.Г. Золотаревым подобный структурный план рассматривался как переходной от орогенов к платформам с присущим ему переходным типом рельефа [5]. Этот тип структур специфичен и потенциален с точки зрения сейсмической активности и опасности. Известны многочисленные примеры проявлений сильнейших сотрясений на равнинных территориях, приводящих к катастрофическим последствиям. Их происхождение связывается с подобным типом новейших структур.

Доклад состоит из двух частей. В первой рассмотрены общие закономерности и особенности строения периорогенных зон, во второй части – конкретные результаты исследований, выполненные вдоль трассы.

1) Граница Сибирской докембрийской платформы со складчатыми верхнедокембрийско-нижнепалеозойскими структурами Восточно-Саянской, Байкало-Патомской и Становой областей отвечает взбросо-сдвиговым разломам [3]. К северу от этих разломов в условиях платформы распространена неотектоническая зональность, согласующаяся с простиранием смежно расположенных орогенов. Это позволяет считать их генетически однородными образованиями. Нередко фиксируется выпуклость орогенного фронта к северу в сторону платформы, согласно отражающаяся в новейших платформенных структурах (рисунок). Особенно это характерно для Прибайкало-Патомской периорогенной зоны. Подмеченные закономерности развития структурных планов, были проанализированы с позиции новейших геодинамических систем.

На основе принципов непрерывности, сопряженности и соподчиненности неотектонических структур и их принадлежности к активным геодинамическим областям в полосе сочленения Сибирской платформы и южных сибирских орогенов выделены Присаянская, Прибайкало-Патомская и Пристановая периорогенные зоны. Морфологически они выражены в виде протяженных линейных поднятий и прогибов. При этом фиксируется преимущественное развитие поднятий над прогибами.

Периорогенные зоны отчетливо проявлены в следующих границах. Южная граница периорогенов, отвечает границе Сибирской платформы, северная расположена значительно дальше в

пределах платформы и отвечает сочленению структур орогенного и платформенного происхождения. При этом наблюдается отчетливая поперечная сегментация периорогенов. Различаются сегменты, связанные с Восточно-Саянским, Северо-Байкальским, Патомским и Становым орогенами.

Ширина периорогенных зон различна и часто зависит от степени близости к орогенам, их происхождения и морфологии. Установлено, коллизионные орогены линейного типа формируют впереди себя широкую периорогенную зону, рифтогенные орогены овального и изометричного типа – относительно узкую. А именно: самый широкий периороген расположен к северу от Станового линейного орогена. Он включает в себя Алданское платформенное поднятие и часть плитного чехла Сибирской платформы. Это указывает на высокую активность, прежде всего, Станового линейного орогена и сильнейшим давлением его на платформенные структуры первого порядка: щит и плиту. Это подтверждается сильными землетрясениями, фиксирующимися в пределах Алданского щита [6].

Относительно узким периорогеном является Прибайкало-Патомский. Его образование связано с активностью Байкало-Патомского овального орогена. В пределах периорогена и за раками его развития фиксируются поперечные сквозные линеаменты, не ограниченные периорогеной зоной. Они распространяются от горной области в сторону платформы, пересекая при этом не только периороген, но часть типично платформенных структур. Это позволяет считать, что существует глубинный структурный план, развивающийся несогласно по отношению к приповерхностному. Глубинное разграничение структурных этажей отвечает плоскости несогласий, отвечающей концентрации аномально высоких напряжений и их разрядке.

Средний по ширине периороген отвечает Присаянскому. Его образование связано с разнородными движениями, происходящими в пределах Восточно-Саянского обширного поднятия. Его формирование происходит под значительным влиянием Байкальской геодинамической системы и коллизии литосферных плит [14].

Граница Присаянского периорогена с платформенными структурами наиболее ярко выражена по сравнению с другими подобными границами. В ее пределах неотектоническая зональность общесаянского простирания сочленяются с платформенной неотектонической зональностью северо-восточного простирания. Сочленение структур с разным простиранием создает узкую полосу структурных несогласий, с которой связывается концентрация повышенных напряжений и деформаций. В этой связи граница периорогена является потенциально сейсмически опасной, несмотря на платформенные условия ее развития и минимальную дифференцированность рельефа.

Периорогенные зоны, в целом отвечающие преимущественному развитию поднятий над прогибами, находятся в различных соотношениях с докайнозойскими структурами. Наиболее типичны обратные, инверсионные соотношения: Присаянский периороген локализован в пределах Предсаянского докайнозойского прогиба, Прибайкало-Патомский – в пределах одноименного докембрийского краевого прогиба. Прямые соотношения докайнозойских и новейших структур характерны для Пристановой периорогенной зоны, поскольку она заложилась в пределах Алданского щита [1-3, 10].

Помимо изгибных структур в пределах периорогенных зон установлены разломы, геодинамически активные зоны и космолинеаменты, которые могут согласовываться или не согласовываться с простиранием границ орогенов. Это зависит от характера взаимодействия приповерхностных и глубинных структур.

Разломные зоны, развитые в периорогенах, часто согласуются с простиранием фронта орогенных поднятий. Иногда они простираются косо по

отношению к простиранию границ орогенов.

Геодинамически активные зоны выделены на основании представлений о существовании разнородных и разноранговых геодинамических систем и областей. В данном случае им отвечают зоны сочленения сводовых поднятий разного морфологического типа. Они представляют собой структуры с аномальными характеристиками напряженного состояния, вещественно-структурных и физических свойств (механических, тепловых, электромагнитных, флюидо- и газопроницаемости и др.). Им присуща повышенная трещиноватость и повышенная активность различного рода экзогенных процессов (карст, оползни, обвалы, аномалии в структуре многолетнемёрзлых пород и т.п.).

Космолинеаменты по происхождению являются тектоническими, секущими приповерхностную неотектоническую зональность. Возможно, они отражают закономерности развития современного глубинного структурного плана.

2) В пределах рассматриваемой территории периорогенные зоны характеризуются следующим строением.

Присаянская периорогенная зона, выраженная неотектонической зональностью северо-западного простирания, формируется в пределах краевой части платформы, прилежащей к Восточно-Саянскому орогену, и согласуется с ним по простиранию. К юго-востоку в сторону Северо-Байкальского орогена она выклинивается под влиянием более активных движений Байкальской рифтовой зоны. На северо-западе она переходит в новейшие структуры Енисейского кряжа. Вертикальный градиент деформаций постепенно затухает от Восточно-Саянского орогена к равнине, т.е. к долине р. Бирюса, с коэффициентом соответственно от 0,09 до 0,03. В пределах платформы в районе р. Бирюса угол наклона поверхности рельефа составляет $1,5^0/10$ км. Для этой части территории характерно развитие преимущественно структур продольного сжатия: взбросовых и сдвиговых деформаций.

Прибайкало-Патомская периорогенная зона развивается под влиянием движений, наводящихся со стороны Северо-Байкальского и Патомского орогенов, входящих в состав обширного Байкало-Патомского сводового поднятия рифтогенного типа. Два орогена сводового типа с асимметрично построенной четверичной тектонической зональностью сочленяются в пределах долины р. Витим. При этом Северо-Байкальские структуры ортогонально сочленяется с Присаянской периорогенной зоной в пределах долины р. Тира, активно подавляя развитие последних.

В свою очередь, Патомский ороген сочленяется с Алданским поднятием в пределах долин рр. Олекмы и Чара (см. рисунок). Зона сопряжения Патомского и Алданского орогенов отвечает полосе поднятий субмеридионального простирания, отвечающей Олекмо-Чарскому поднятию. Границы сопряжения орогенов классифицируются как современные геодинамически активные зоны со сдвиговыми условиями развития.

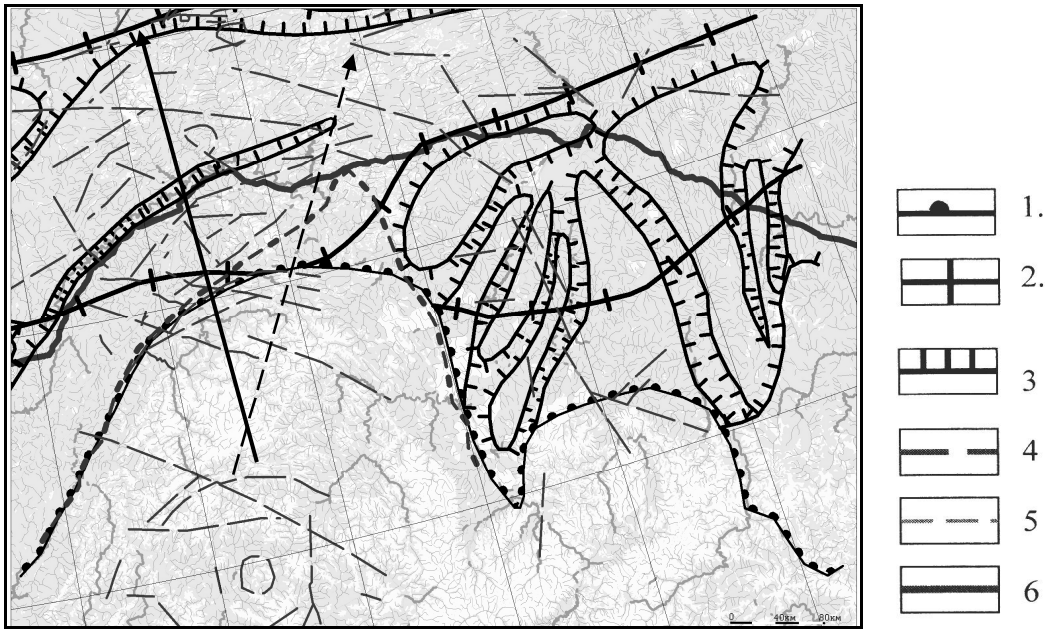


Рис. Неотектоническаязональность Припатомскойпериорогенной области.

1 – граница Патомского орогена, 2 – крупные тектонические ступени, 3 – зоны новейших поднятий и прогибов (бергштрихи направлены в сторону прогибов), 4 – разломная взбросо-сдвиговая граница Сибирской платформы и Патомских древних складчато-разрывных структур, 5 – космолинеаменты, выявленные по результатам дешифрирования Landsat/ETM+ 2000 с разрешением 30 м, 6 – трасса нефтепровода Восточный Саян – Тихий океан. Сплошной стрелкой показана миграция орогенного фронта в сторону платформы (неотектонической зональности). Пунктирной стрелкой - возможное направление развития глубинного структурногоплана на уровне коровых слоев.

Комментарий к рисунку. На рисунке отчетливо фиксируется характер влияния Патомского орогена на Сибирскую платформу в направлении с юга на север и характер сочленения с Алданским поднятием. В западной половине рисунка видно повторение характерных выпуклостей, согласующихсяс орогенным фронтом Патомского поднятия. В восточной части рисунка показано Олекмо-Чарское поднятие с субмеридионально простирающимися структурами, отражающими характер сопряжения Патомского орогена и Алданского поднятия. Крупные космолинеаменты северо-западного простирания, в равной мере развиты в пределах орогена и чехла платформы. Это указывает на однородные неотектонические условия их формирования, связанные с однонаправленным давлением орогенных структур на южную окраину платформы. Тектонические ступени простираются практически субширотно, возможно, их развитие отвечает характеру активности глубинных процессов, отвечающих эволюции Байкальской рифтовой зоны в сторону платформы.

В краевой зоне Сибирской платформы под влиянием разрастания Байкало-Патомского орогена, формируется неотектоническая зональность, прослеживающаяся на большом расстоянии, согласуясь с простиранием фронтальной части орогена. Линейные поднятия пересекаются антецедентными участками речных долин, отвечающих трещинам горизонтального растяжения.

В районе Верхнеангарского платформенного изометричного поднятия (рр. Топорок, Мал. и Бол. Тира) коэффициент вертикальных деформаций периорогенной зоны составляет 0,01, угол наклона поверхности рельефа отвечает $0{,}4^0$/10 км. В районе г. Олекминск градиент деформации - 0,016-0,025, в районе р. Ура Каменка - р. Лена - всего 0,003. В последнем случае минимальные деформации измерены в пределах Уринского грабена, расположенного в основании чехла Вилюйской синеклизы.

Пристановая периорогенная зона развивается под влиянием деформаций, наведенных со стороны Станового коллизионного поднятия. В результате латерального давления на дорифейские структуры щита в форланде Станового поднятия формируется Алданское сводовое поднятие изометричной формы. При этом от Олекминска к Томмотской гряде (Алданское нагорье) абсолютные отметки

рельефа возрастают с 122 м (район р. Лены) до 814 м (район г. Алдан) [13].

Алданское сводовое поднятие разделяется на периферийную и центральную (купольную) структуры.

На периферии Алданского поднятия градиент вертикальной деформации составляет максимум 0,01. Здесь развиты изгибные ассиметричные складки растяжения дугообразной формы. Центральная часть сводового поднятия деформирована сильнее [4]. Градиент вертикальной деформации отвечает 0,02, угол наклона поверхности рельефа - $1,2^0$/10км. Таким образом, градиенты деформаций центральной части Алдана возрастают более чем в два раза относительно деформаций своей периферии и относительно Верхнеангарского платформенного изометричного поднятия.

В качестве сравнения платформенных и орогенных деформаций отметим, что Становой ороген, расположенный к югу от Алданского щита, представлен сильно сжатыми структурами, составляющими обширное поднятие, вытянутое субширотно. Иногда структуры имеют диагональное простирание. Помимо изгибных структур, здесь широко развиты разломы преимущественно субширотного простирания [7].

Градиенты вертикальных деформаций Станового орогена рассмотрены на трех участках, наиболее подверженных разрывам и сейсмической активности и расположенных в пределах: 1) р. Иенгры (граница Алданского щита и Станового хр.), 2) пос. Тында (Становой хр.) и 3) пос. Соловьевска (хр. Тукурингра) [11, 12].

1) Градиент деформаций в районе Иенгры составляет 0,06. Измерения проведены в районе р. Гилюй, что на водоразделе рр. Амура и Олекмы. Амплитуда поднятия здесь - 616 м/ 10 км. Угол наклона поверхности рельефа в зоне сопряжения поднятий и прогибов - $3,3^0$/10 км.

2) Градиент деформаций в районе Тынды составляет 0,08. Амплитуда поднятия - 800 м/10 км. Угол деформации - $4,4^0$/10 км.

3) Градиент деформаций в районе Соловьевска отвечают тем же величинам, что и в районе Тынды. В районе р. Мал. Уркан он составляет 0,08. Амплитуда поднятия - 800 м/10 км. Угол наклона поверхности - $4,4^0$/10 км.

Таким образом, периорогенные зоны юга Сибири отвечают миграции фронта орогенических процессов в направлении платформы с формированием структурно-перекрестного плана. Он суммарно отражает взаимодействия различных горизонтов земной коры и верхней мантии с образованием специфических зон структурных несогласий и зон интерференций площадного и линейного типа. В зонах интерференций градиенты деформаций могут быть увеличены или уменьшены за счет движений, развивающихся с разной направленностью. В целом по значениям они являются платформенными, однако сейсмичность в их пределах может быть большой по магнитуде.

Для периорогенов характерно образование глубинных структур переходного типа на уровне верхней мантии и коровых слоев. Типичным примером является периороген, формирующийся к северу от фронта Алтае-Саянского орогена [9].

Литература

1. Геологическая карта региона Байкало-Амурской магистрали. Гл. ред. Л.И. Красный. Москва: Аэрогеология. 1978.
2. Геологическая карта Байкальской горной области. Масштаб 1:1 500 000. Составил Л.И. Салоп. Москва. ГУГК ГГК. 1964.
3. Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий. Масштаб 1:1 500 000. Москва. ВАГТ МГ СССР. 1973.
4. Дик А.П. Особенности неотектонических движений Центрально-Алданского района Южной Якутии //Геоморфология 1974. № 1.
5. Золотарев А.Г. Влияние новейшего внутриконтинентального орогенеза на платформы. В кн.: Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. 384 с.

6. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
7. Карта неотектоники Прибайкалья и Забайкалья. Масштаб 1:2 500 000. Гл. ред. Н.А. Логачев. Иркутск: ИЗК СО АН СССР. 1982.
8. Логачев Н.А., Леви К.Г. Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 297 с.
9. Макеев В.М. Кузнецкая периорогенная область: неотектоническая зональность и геодинамические условия. М.: ГЕОС, 2008. 148 с.
10. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья. Изд-во Московского университета. 1996.
11. Наумов М.С. Новейшие разрывы Алдано-Чульманской впадины и ее связь с ними некоторых геологических явлений //Вестн. Моск. Ун-та. Сер. геол., 1978. № 1. с. 104-109.
12. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Гриненко О.В. и др. Сейсмичность и геодинамика Восточной Сибири / Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987. с.108-129.
13. Южная Якутия. Изд-во МГУ, 1975. 444 с.
14. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ТЕРРИТОРИИ МОСКВЫ

Макеев В.М., Макаров В.И., Дорожко А.Л., Коробова И.В.

Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия
(vmakeev@mail.ru)

Цель исследования структур фундамента и чехла – показать закономерности развития структурных планов, различающихся происхождением, типом образования, возрастом и условиями развития, а также оценить соотношение их друг с другом.

В пределах центральной части Русской плиты, в том числе и на территории Москвы, выделяются складчато-разломные раннедокембрийские, разломно-блоковые рифейские и изгибные, в т.ч. эпейрогенические фанерозойские структуры. При этом рубежом принципиальных тектонических движений считается ранний и поздний докембрий.

В рамках рассматриваемой территории выделяются 1) дорифейский, 2) рифейский, 3) вендский, 4) девонско-каменноугольный и 5) юрско-меловой структурно-формационные комплексы [1-7].

1) Согласно исследованиям С.В. Богдановой и др., происхождение внутренних дислокаций фундамента центральной части Русской плиты, в т. ч. и рассматриваемой территории, связывается с субдукцией палеопротерозойского океана под край сарматского континента, приведшей к образованию складчато-разрывных структур и Осницко-Микашевичского магматического пояса. Общим итогом этих движений является становление обширного суперконтинента Родиния [1].

Фундамент территории Москвы сложен дорифейскими суперкрустальными породами в основном раннеархейского и отчасти раннепротерозойского возраста, преобразованными интенсивными складчато-разрывными деформациями [2].

Нижнеархейские породы представлены мигматитами обоянской серии, образованными вследствие внедрения гранитной магмы, и плагиогнейсами общей мощностью до 9 км. Породы метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Севернее линии Кунцево – Измайлово и в пределах Кожухово породы архея несогласно перекрываются незначительными по мощности нижнепротерозойскими породами, которые представлены гнейсовидными биотитовыми сланцами, микроамфиболитами, железистыми кварцитами, метаморфизованными в фациях зеленых сланцев и интрузиями основного и кислого состава общей мощностью несколько сот метров. Маломощные нижнепротерозойские породы в пределах Красногорского выступа залегают в пологих грабенообразных понижениях, возможно, северо-восточного простирания.

Среднепротерозойские (иотнийские) породы здесь не установлены. Это время отвечает обширному поднятию территории и формированию коры выветривания максимальной мощностью до 50 м. В литературе этот период относится к кратогенному.

2) Период поднятия территории, проявившийся в течение среднего и начала позднего протерозоя (раннего рифея), закончился интенсивными байкальскими тектоническими движениями. Их возникновение связывается с приращением структур Тимано-Печорского подвижного пояса к северо-восточной окраине суперконтинента Родиния [4]. В это время произошло заложение рифтовой зоны и формирование мощной толщи рифейско-вендских эпиконтинентальных отложений, отвечающих рифейскому структурно-формационному комплексу. В результате заложились Среднерусский авлакоген, в т. ч. его второстепенная ветвь – Подмосковный субширотный авлакоген с Истринско-Кольчугинским (с Химкинской

вершиной) и Тумско-Шатурским горстами. В рамках Истринско-Кольчугинского горста выделяется узкий Красногорский выступ (горст), по обе стороны от которого расположены Московский и Братцевский выступы. В рамках Подмосковного авлакогена, ограниченного с запада Звенигородским горстом, а с востока Люберецким горстом и Балашихинским грабеном субмеридионального простирания, фиксируется Теплостанский грабен (рисунок). С севера он ограничен Павлово-Посадским, с юга Раменским сбросовыми разломами. На юге за пределами Москвы расположен Тумско-Шатурский выступ, осложненный Подольским поднятием, который разграничивает рассматриваемый грабен с серпуховской ветвью Пачелмского авлакогена [5].

В Теплостанском грабене накопились континентальные пестроцветные песчано-авлевролито-глинистые средне- и верхнерифейские отложения мощностью 385-800 м, отвечающие аридным эпиконтинентальным условиям. В его разрезе отмечается незначительное присутствие пирокластических пород. Распространение терригенных отложений с севера и с юга ограничиваются соответственно Павлово-Посадским и Раменским разломами. В Теплостанском грабене отложения полого падают на север с градиентом 20 м/км [6].

Байкальская тектоно-магматическая эпоха завершилась поднятием территории. На этом закончился период доплатформенного развития территории и начинается время, ознаменовавшееся образованием осадочного чехла Русской плиты.

Отложения чехла классифицируется на валдайский, девонско-каменноугольный и юрско-меловой структурно-формационные комплексы. Общая мощность отложений составляет 1900-2000 м. Среди них выделяются два опорных глинистых горизонта: верейский, отвечающий кровле среднекаменноугольных глин, и средне-верхнеюрский, отвечающий кровле юрских глин. Их образование связывается с однородными морскими условиями. По изменениям положения высоты кровли глин судят о характере тектонических движений, произошедших соответственно в рамках палеозойского и мезозойского чехла Русской плиты.

3) Салаирская тектоно-магматическая эпоха выразилась новым прогибанием и осадконакоплением преимущественно в условиях эпиконтинентального бассейна. Эти движения наведены одновременно с юго-запада и востока: со стороны Прикарпатско-Добруджинского и со стороны Тимано-Уральского обширных морских бассейнов. Рифейский структурно-формационный комплекс при этом оказался погруженным и резко несогласно перекрытым субконтинентальными терригенными отложениями венда, выходящими далеко за пределы рифейского грабенообразования.

Салаирская тектоно-магматическая эпоха выразилась образованием валдайского структурно-формационного комплекса. Он представлен сероцветными терригенными отложениями исключительно верхнего венда мощностью приблизительно 300 м. Более молодые нижне- и средневендские отложения здесь не установлены. На крайнем юге Москвы в верхней половине разреза встречены осадочно-туфогенные отложения мощностью всего 6 м, которые к юго-востоку в сторону Пачелмского авлакогена приобретают более широкое распространение. В восточном направлении мощность отложений постепенно убывает с выклиниванием их на Щелковском горсте. В пределах Красногорского горста мощность пород валдайской серии сокращена до 200 м по причине раннепалеозойской денудации.

Считается, что в начале венда в условиях растяжения на обширной территории формировались отдельные локальные впадины, приуроченные к авлакогенам. К позднему венду впадины разрослись, втягивая в прогибание прилежащие выступы, что привело к образованию обширных депрессий и

протяженных узких валов, разграничивающих их. В итоге к концу венда сформировалась депрессионная структура или, точнее, Балтийско-Московская вендская синеклиза.

На рассматриваемой площади особыми структурными элементами считаются Москворецкий и Видновский валы. Их длина составляет около 35 км, ширина – не более 5 км. Особенность их развития состоит в приуроченности к разломам фундамента и проявленности в более молодых структурных этажах. Москворецкий вал приурочен к Павлово-Посадскому разлому, Видновский – к Раменскому. По опорным горизонтам среднего карбона и юры над этими валами зафиксированы флексуры с постепенным затуханием амплитуд деформаций вверх по разрезу.

Ранний палеозой, отвечающий каледонскому тектоно-магматическому этапу, ознаменовался поднятием территории вследствие эволюции северного океана Япетус. В рамках рассматриваемой площади в течение кембрия, ордовика, силура и по ранний девон включительно происходят процессы эрозии и денудации докембрийских пород, что привело к сокращению мощностей, а в отдельных случаях к полной денудации отложений венда на валообразных поднятиях.

4) Со среднего девона отмечается начало движений герцинского тектонического этапа. Они наводятся с востока со стороны Уральского палеотетиса и привели к образованию Московской синеклизы [3]. В рамках рассматриваемой площади произошло образование лагунно-континентальных отложений среднего девона и морских карбонатных отложений карбона, отвечающих девонско-каменноугольному структурно-формационному комплексу. Последние восточнее Москвы фациально замещаются лагуно-континентальными отложениями перми и нижнего триаса. Общая мощность палеозойских отложений составляет не менее 1200 м. В целом породы залегают моноклинально с падением на северо-восток с градиентом несколько метров на километр. При этом они несогласно перекрывают более древние рифейскую и вендскую структурно-формационные зональности.

В разрезе этих отложений фиксируется верейский опорный горизонт среднего карбона. Изменение «рельефа» вереи происходит в интервале высот от -40 м до +40 м, т.е. суммарная вертикальная амплитуда деформаций в пределах рассматриваемой площади не превышает 80 м. В более широком плане снижение кровли опорного горизонта происходит в северо-восточном направлении.

На основании анализа кровли вереи выделяются следующие поднятия: Крюковское, Новоподрезковское (Хлебниковское), Московское, Реутовское, Котельническое и Степаньковское. Из них Крюковское и Котельничское отвечают изометричным формам, Московское и Степановское – овальным, Новоподрезковское и Реутовское – линейным поднятиям северо-восточного простирания. Сопряжено с ними фиксируются прогибы: Краснополянский, Жостовский, Одинцовский (Царицынский) и Пушкинский. Краснополянский, Жостовский и Пушкинский прогибы являются линейными северо-восточного простирания. Одинцовский прогиб и сопряженное с ним Бутовское поднятие отвечают овальным формам, вытянутым субширотно. Некоторые исследователи в зоне сопряжения Московского поднятия и Одинцовского прогиба выделяют Сетунско-Коломенскую субширотную флексуру с падением ее крыла на север с градиентом 20-25 м/км [5].

При сопоставлении верейских, вендских и рифейских структур устанавливаются прямые и обратные соотношения по направленности вертикальных движений.

Одинцовский субширотный прогиб локализован в пределах Теплостанского рифейско-вендского прогиба и согласуется с ним по простиранию. Остальные прогибы: Краснополянский, Жостовский, Пушкинский и относительно небольшие

по размерам Реутовское, Хлебниковское и Степаньковское поднятия, вытянутые преимущественно в северо-восточном направлении, и фиксируемые здесь зоны повышенной трещиноватости согласуются по простиранию с вендскими пологими понижениями (структурами растяжения). Последние развиты в пределах Красногорского рифейского выступа. Сочленение субширотных и северо-западных по простиранию структур происходит в пределах Сетунско-Коломенской флексуры.

Московское и более обширное Крюковское изометричные поднятия заложились в пределах Красногорского выступа, являющимся структурным элементом более обширного Истринско-Кольчугинского рифейского горста. К его границе с Подмосковным авлакогеном – к Павлово-Посадскому разлому (сбросовой зоне), а также к Москворецкому вендскому валу - приурочена Сетунско-Коломенская флексура.

Таким образом, в обстановке прогибания южного крыла Московской синеклизы в пределах рассматриваемой территории образовались овальные и линейные структуры (овально-линейный структурный план) с преимущественным развитием прогибов над поднятиями. Как правило, прогибы протяженны и вытянуты преимущественно в северо-восток – юго-западном направлении, поднятия несколько видоизменяют свои формы под их влиянием. Изменение простираний структур с северо-восточного на субширотное фиксируется в пределах Подмосковного авлакогена.

В перми и триасе, на завершающей стадии герцинских тектонических движений рассматриваемая площадь отвечает континентальным условиям развития.

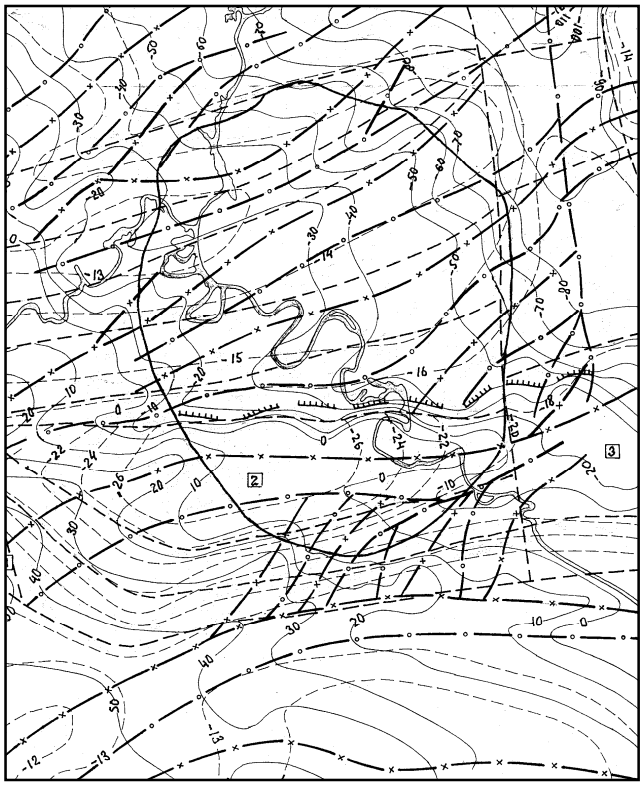


Рис. Тектоническая структура территории Москвы.

Пунктиром показаны изогипсы поверхности кристаллического фундамента в м, сплошные линии – изогипсы кровли верейских отложений среднего карбона в м, спрямленные пунктиры – основные разломы. Структуры верейского опорного горизонта: пунктиры с крестиком – оси поднятий, пунктиры с кружком – оси прогибов, линии с бергштрихами – Коломенская флексура. Цифры в квадрате: 1 – Звенигородский горст, 2 – Теплостанский грабен, 3 – Люберецкий горст.

5) После относительно длительного перерыва в осадконакоплении в мезозое возобновляются активные движения на юге Восточно-Европейской платформы, связанные с киммерийским тектоно-магматическим этапом. В пределах Центрально-Добруджинско-Кавказского сегмента Альпийского пояса происходят движения, распространяемые на южную половину платформы. Не исключается, что позже, в позднемеловую эпоху тектонической активности, рассматриваемая территория находилась под воздействием движений, наведенных со стороны Каспийского перикратонного опускания.

На рассматриваемой площади прогибание происходило с середины мезозоя и до начала кайнозоя. Оно выразилось накоплением континентальных терригенных сероцветных морских отложений юрско-мелового возраста общей мощностью приблизительно 215 м, отвечающих юрско-меловому структурно-формационному комплексу. Среди этих отложений в качестве опорного горизонта рассматриваются средне-верхнеюрские глины, или кровля морской юры.

Согласно ее деформациям, в южной половине Москвы фиксируются обширные по размерам Южный прогиб и Внуковское поднятие субширотного простирания. Последний, как и Бутовское поднятие карбона, находится почти за пределами юга Москвы. В северной половине выделяются обширное Дедовское поднятие и меньших размеров Китайгородское и Ухтомское поднятия. Сопряжено с Китайгородским поднятием фиксируется Восточный прогиб. Все они выражаются овальной формой, немного вытянутой в северо-запад – юго-восточном направлении. Предположительно, что сочленение структур с разным простиранием происходит в пределах субширотной флексуры, у которой фиксируется уклон на север с градиентом 10-20 м/км [5].

Сопоставление мезозойских структур с палеозойскими, проявленными по верейскому горизонту, показывает, что Китайгородское поднятие заложилось в пределах Московского поднятия. Хотя они согласованы по направленности вертикальных движений, они не согласуются друг с другом по простиранию и границам распространения форм. Более согласованные соотношения структур отмечаются в южной части Москвы. Южный субширотный прогиб локализован здесь в пределах Одинцовского прогиба. Как было показано, в основании последнего находится вендская впадина и Теплостанский грабен. Внуковское поднятие, расположенное южнее, заложилось в пределах Тумско-Шатурского горста. Общим для этих структур является согласованность по направленности движений и простираниям, и не согласованность по границам форм. Полное несогласие отмечаются у Восточного прогиба, который заложился резко несогласно относительно простираний и направленности движений палеозойских и докембрийских структур.

В заключение можно сделать два вывода:

1) В формировании древнего структурного плана принципиальным остается рифейский период, продолжавшийся в течение 1 млрд. лет. Сформированные за это время разломно-блоковые структуры растяжения, преобразовали прежнюю раннекембрийскую складчато-разломную структуру и в последствии оказывали пассивное воздействие на формирование структур чехла. С какой стороны не наводилась бы деформация на рассматриваемую площадь, в пределах Подмосковного авлакогена структуры чехла обязательно приобретали субширотное простирание. На новейшем тектоническом этапе эта закономерность впервые не проявилась. Она выразилась образованием новейших структур с наложенным типом развития [5].

2) На протяжении предплитного и плитного этапа развития платформы подвижной зоной оставался Павлово-

Посадский субширотный разлом сбросового типа. Как линейная структурная неоднородность фундамента, она пассивно проявлялась в устойчивом формировании флексур чехла, отвечающих одновременно сочленению структур с разным простиранием. Эта закономерность развития была нарушена в новейший этап вследствие образования в пределах древней линейной неоднородности Теплостанского инверсионного поднятия и Мещерского наложенного прогиба [5].

Литература

1. Богданова С.В., Бибикова Е.В., Постников А.В. и др. Раннепротерозойский магматический пояс под Москвой //ДАН. 2004. Т. 395. № 3. С. 376–380.
2. Веселовская М.М. Архей, Нижний и Средний протерозой. //Центр Европейской части СССР. М.: Недра, 1971. С. 38-69.
3. Геологические формации осадочного чехла Русской платформы /Под ред. Л.С.Иголкиной. Л., 1981. 168 с.
4. Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н. К геологическому строению Московии: глубинная структура и тектоника // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 5. С. 6-17.
5. Москва: геология и город. М.: Московские учебники и Картолитография. 1997. 400 с.
6. Островский М.И. Структура и разрез верхнего докембрия Московского грабена //Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 5. С. 28-34.
7. Тектоническая схема осадочного чехла южной части Московской синеклизы. Авторы: А.Г.Олферьев, С.Л.Бреслав, Т.Е.Горбаткина и др. 1981 (фондовая).

РАННЕМЕЛОВОЙ ЖУРАВЛЕВСКИЙ ТЕРРЕЙН (СИХОТЭ-АЛИНЬ) - ФРАГМЕНТ БАССЕЙНА, СВЯЗАННОГО С ОБСТАНОВКАМИ ТРАНСФОРМНОГО СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Малиновский А.И.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия (malinovsky@fegi.ru)

Одной из важнейших фундаментальных проблем современной геологии является выяснение палеогеологических обстановок формирования и эволюции осадочных бассейнов, фрагменты которых устанавливаются в террейнах древних орогенных поясов, аккретированных к восточной окраине Евразиатского континента. В рамках этой проблемы особое внимание привлекают бассейны пространственно и генетически связанные с режимом трансформного скольжения литосферных плит. В настоящее время само понимание бассейнов трансформных (сдвиговых) границ плит, их типизация, происхождение, эволюция, а также выделение в структурах геологического прошлого представляют собой круг новых вопросов, решению которых в последнее время уделяется большое внимание [1, 2, 4]. Примером бассейна такого типа является раннемеловой Журавлевский террейн (Сихотэ-Алинь), образованный мощными, сильно дислоцированными толщами терригенных пород, накапливавшихся, как правило, без заметного влияния вулканизма.

Современная тектоническая структура Сихотэ-Алиня представляет собой коллаж разнотипных террейнов, причлененных в палеозое и мезозое к восточной окраине Азиатского материка, имеющих различную геодинамическую природу и формирование которых тесно связано с существовавшим тогда режимом взаимодействия Евразиатского континента и прилегающей океанической плиты Изанаги [1, 2, 3, 6] (рис. 1).

Журавлевский террейн занимает большую часть хребта Сихотэ-Алинь, протягиваясь полосой северо-восточного простирания на 800 км. От расположенного северо-западнее Самаркинского террейна – фрагмента юрской аккреционной призмы, он отделен системой разрывов крупного Центрального Сихотэ-Алинского разлома. С юга к Журавлевскому террейну примыкают Таухинский террейн – фрагмент раннемеловой аккреционной призмы, а с востока – также раннемеловой Кемский террейн, фрагмент задугового бассейна Монероно-Самаргинской островодужной системы. В Северном Сихотэ-Алине, в бассейне р. Гур, Журавлевский террейн выклинивается, однако его продолжения предполагаются от приустьевой части р. Уссури на северо-восток вдоль право- и левобережья р. Амур.

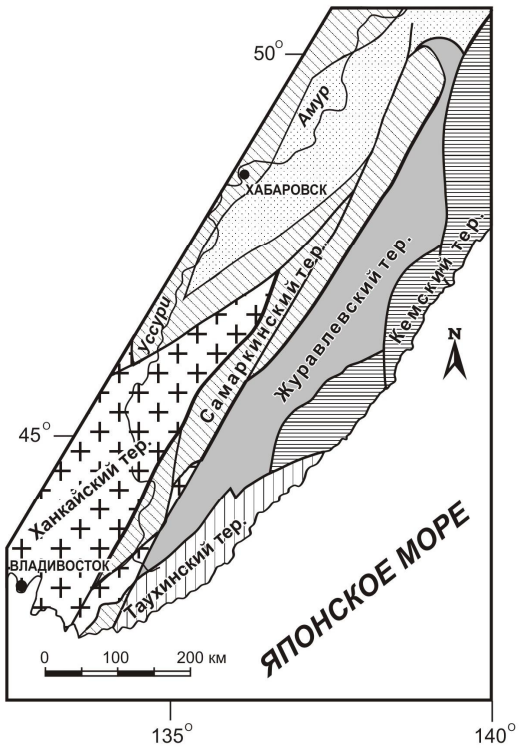


Рис. 1. Схема террейнов юга Дальнего Востока России.

Берриас-альбские отложения террейна, общей мощностью около 11 тыс. м, представлены главным образом терригенными породами – песчаниками, алевролитами и аргиллитами,

многочисленными пачками турбидитов, горизонтами и линзами конгломератов, гравелитов, микститов и кремнисто-глинистых пород. Породы интенсивно дислоцированы, смяты в систему тесно сжатых складок северо-восточного простирания, в свою очередь нарушенных многочисленными разломами север-северо-восточного и меридионального простирания с доминированием левосдвиговых перемещений вдоль них.

Стратиграфическая колонка террейна включает непрерывный разрез 8 свит, возраст которых от берриаса до позднего альба, а общая мощность около 11 тыс. м. Характерными особенностями строения и состава барриас - альбских отложений террейна является отчетливое различие берриас-валанжинской и готерив-альбской частей разреза. Для нижней части свойственно преобладание в разрезе глинистых пород, а также присутствие горизонтов микститов и маломощных потоков базальтов. Особенностью готерив-альбской части разреза является преобладание песчаников и наличие многочисленных пачек турбидитов. В целом, разрез состоит из четырех мегаритмов мощностью от 1,5 до 3 км, в основании каждого из которых преобладают песчаники, а в кровле – алевролиты.

Для определения состава областей питания и выяснения палеогеодинамических обстановок формирования Журавлевского седиментационного бассейна исследовался вещественный состав терригенных пород. Песчаники террейна по породообразующим компонентам относятся к полевошпатовым аркозам, и, реже, к полевошпатово-кварцевым и кварц-полевошпатовым грауваккам. Преимущественно аркозовый состав песчаников позволяют предполагать, что исходные породы главной питающей провинции в период накопления отложений Журавлевского террейна были сложены комплексом разнообразных осадочных, кислых интрузивных и метаморфических пород. Можно также предполагать, что кремневые и терригенные породы, составляющие порою значительную часть обломков песчаников, являются результатом размыва фрагментов юрской аккреционной призмы (Самаркинский террейн), в современной структуре непосредственно примыкающих с запада-северо-запада к Журавлевскому террейну. Геологическая интерпретация состава породообразующих компонентов песчаников свидетельствует, что отложения формировались как за счет размыва выступов кристаллического фундамента, располагавшихся вдоль рифтовых поясов или трансформных разломов, так и за счет полнокристаллических батолитов, слагавших корневые части зрелых, глубоко эрродированных магматических дуг. Геотектонические обстановки самих бассейнов седиментации наиболее соответствуют бассейнам, сопряженным с континентальными окраинами, осложненным сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам при малой роли вулканизма, типа Калифорнийского залива. Эти выводы подтверждаются особенностями химического состава песчаных и глинисто-алевритовых пород, а также набором тяжелых обломочных минералов, среди которых главную роль играет сиалическая ассоциация (сфен, циркон, гранат, апатит, рутил). В подчиненном количестве находятся минералы фемической ассоциации: орто- и клинопироксены, роговая обманка, хромит, магнетит. Анализ ассоциаций тяжелых минералов показывает, что на осадконакопление главное влияние оказывала зрелая континентальная окраина (пассивная или трансформная), сложенная в основном кислыми изверженными и метаморфическими породами. Влияние вулканических источников было крайне незначительным. Микрохимический анализ гранатов и хромитов показал, что их источниками были, соответственно, глубоко метаморфизованные породы и гранитоиды, слагавшие зрелую континентальную земную кору, и гипербазиты офиолитов, входившие в состав юрской аккреционной призмы Самаркинского террейна, располагающегося к северо-западу от Журавлевского седиментационного бассейна.

Характерной особенностью отложений Журавлевского террейна является большого количества пачек ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов, обладающего всеми типичными признаками турбидитов. Турбидиты нередко ассоциируют с микститами, песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами формирование которых происходило высокоплотностными зерновыми и дебризными потоками. Незначительна роль алевролитов с тонкими прослоями песчаников, относящихся, к доннотечениевым (контурным) образованиям. Такой генетический набор отложений предполагает их накопление в нижней части и у подножья подводного склона, а также на прилегающих к нему участках бассейновой равнины (рис. 2).

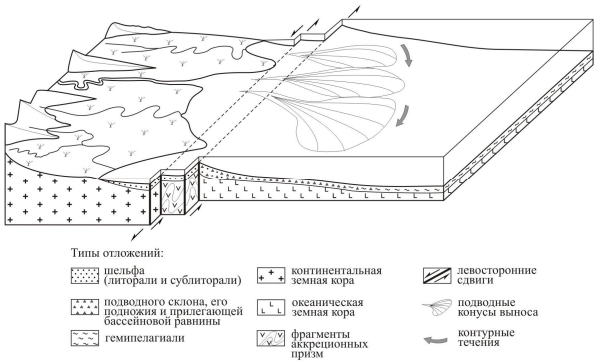


Рис. 2. Палеогеография и геодинамическая обстановка накопления раннемеловых отложений Журавлевскоготеррейна.

Основными агентами транспортировки и отложения обломочного материала были гравитационные потоки различной плотности, состава и происхождения, а также донные течения, интенсивно перерабатывавшие осадочный материал, доставляемый в область седиментации турбидными потоками. С гравитационными и доннотечениевыми отложениями обычно тесно связаны мощные толщи массивных алевроаргиллитов, которые могут рассматриваться как гемипелагические осадки, накапливавшиеся в относительно спокойных условиях. Еще одним широко распространенным в террейне типом отложения являются мощные толщи песчаников, содержащих прослои и линзы конгломератов и гравелитов, а также обильный растительный детрит и мелководную фауну. Осадки, вероятно, накапливались в относительно мелководных условиях, характерных для обстановок литорали и сублиторали открытого моря.

Таким образом, строение, вещественный состав и текстурные особенности терригенных отложений Журавлевского террейна свидетельствует, что в раннемеловое время основными источниками обломочного материала, поступавшего в его седиментационные бассейны, были размывавшиеся гранитно-метаморфические породы зрелой континентальной земной коры. Вместе с тем, в составе питающей провинции заметную роль играли и фрагменты домеловой активной окраины, сложенной фрагментами аккреционных призм, в строении которых участвовали пластины кремней и офиолитов. Таковыми можно считать юрско-раннемеловые аккреционные призмы «самаркинского» типа, прослеживающиеся в виде практически непрерывной полосы вдоль восточной окраины Азии от побережья Охотского моря на севере до о. Калимантан на юге [5]. Такой «смешанный» состав кластики, вероятно, является главным и характерным признаком седиментации в обстановке трансформного скольжения литосферных плит когда в область размыва попадают как краевые части континентов, так и ранее аккретированные к ним фрагменты активных окраин.

Преимущественно сиалический состав кластики позволяют предполагать, что рассматриваемый палеобассейн при своем формировании примыкал к краю Евразиатского континента. Мощные толщи терригенных отложений террейна, среди которых достаточно велика роль гравитационных образований, накапливались на шельфе, подводном континентальном склоне и у его подножия, а также на прилегающих участках бассейновой равнины полностью открытого в сторону океана окраинного моря (рис. 2). Седиментация происходила на фоне крупномасштабных перемещений вдоль

разграничивающей континентальную и океаническую плиты системы левосторонних сдвигов Тан-Лу при малой роли вулканических процессов [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты № 09-1-ОНЗ-01 и № 09-III-А-08-404).

Литература

1. *Голозубов В.В.* Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
2. *Голозубов В.В., Ханчук А.И.* Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13-25.
3. *Натальин Б.А.* Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С. 3-23.
4. *Khanchuk A.I.* Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: a view from the Russian side // Earth Science. 2001. V. 55, № 5. P. 275-291.
5. *Mizutani S., Ji'an S., Qinlong Z.* The Nadanhada terrane in relation to Mesozoic tectonics of continental margins of East Asia // Acta Geologica Sinica. 1990. V. 3. № 1. P. 15-29.
6. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W. et al.* Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // U.S. Geol. Survey, Prof. Pap. 1626. 2000. 122 p.

Sm-Nd СИСТЕМАТИКА НИЖНЕЮРСКИХ – ПАЛЕОГЕНОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ПЕРЕДОВОГО ПРОГИБА СКАЛИСТЫХ ГОР

Малышев С.В., Худолей А.К., Ершова В.Б.

Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия
(sergey@smalyshev.com)

Введение

Канадские Кордильеры являются классическим складчато-надвиговым поясом, сформировавшимся в ходе мезозойской аккреции океанических терейнов и вулканических дуг на Тихоокеанском побережье Северной Америки с последующим перемещением фронта деформаций в сторону континента. В структуре Кордильер выделяется пять поясов: Островной пояс, состоящий из аккретированных террейнов; Береговой пояс, состоящий из мезозойских и кайнозойских плутонических пород; Межгорный пояс, выраженный низким рельефом и состоящий из аккретированных вулканических дуг; пояс Оминика, состоящий из метаморфических и плутонических пород, и пояс Форланда (Скалистых гор), представленный деформированным чехлом пассивной окраины. Перед фронтом надвигов располагается передовой прогиб Кордильер, сформировавшийся как результат надвигообразования, которое началось в поздней юре и продолжалось до палеоцена.

В передовом прогибе юго-западной части Альберты выделяется три главных этапа осадконакопления: (1) свита Ферни – серия Кутней (нижняя юра – нижний мел), (2) серия Блэймор (нижний мел), (3) серия Милк Ривер – свита Поркъюпайн Хилл (верхний мел - палеоцен) (рис. 1) [4]. Осадочные серии каждого из этапов состоят из терригенных пород, причем песчаники и конгломераты преобладают над алевролитами и алевритами.

Основной задачей нашего исследования была реконструкция эволюции источников сноса терригенных толщ передового прогиба. Аналогичные исследования проводились в этом регионе неоднократно [4], но нами впервые было произведено систематическое исследование Sm-Nd изотопной системы валовых проб через весь прогиб примерно по широте г. Калгари. Полученные нами выводы в целом близки результатам Д. Росса с соавторами [4].

Для интерпретации Sm-Nd данных мы использовали параметр $e_{Nd}(t)$, обозначающий величину эпсилон на момент накопления осадочной породы.

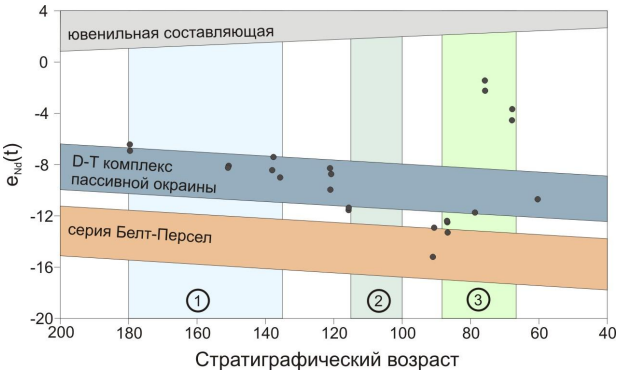


Рис. 1. Эволюция Nd изотопной системы в осадках передового прогиба Канадских Кордильер.

Как показывают результаты предыдущих исследований, наиболее вероятными источниками сноса в исследуемом регионе являются протерозойские серии Белт-Персел и Виндермир, а также девонско–трисовые комплексы пассивной окраины. Неодимовые характеристики этих комплексов изучались различными авторами и суммированы на рис. 1 [1,3]. В серии Виндермир базальные конгломераты Тоби имеют те же характеристики, что и у подстилающей их серии Белт-Персел, а все перекрывающие их терригенные комплексы имеют характеристики близкие к таковым у кристаллического фундамента с величинами $e_{Nd}(t)$ менее -20, т.е. располагаются за пределами значений, рассматриваемых на рис. 1 [2].

Все значения $e_{Nd}(t)$ располагаются в интервале от -15 до -1 (рис. 1). Для первого и второго этапа осадконакопления значения $e_{Nd}(t)$ варьируют от -10 до -5, что характеризует смешанный источник из девонско-триасовых комплексов пассивной окраины. Для третьего этапа осадконакопления характерен более широкий интервал значений $e_{Nd}(t)$ – от -15 до -1, что указывает на появление и новых источников сноса – как серии Белт – Персел с относительно низкими значениями $e_{Nd}(t)$, так и ювенильных комплексов с $e_{Nd}(t)$ близкими к нулю.

Таким образом, Sm-Nd данные из осадочных пород первого и второго этапов осадконакопления (нижняя юра – нижний мел) свидетельствуют о том, что снос обломочного материала происходил из местных источников, каковыми являлись расположенные западнее и уже вовлеченные в надвигоообразование девонско–триасовые осадочные комплексы пассивной окраины (пояс Форланда). Отсутствие иных источников сноса связано, скорее всего, с тем, что возникшие хребты служили водоразделом и изолировали формирующийся передовой прогиб от метаморфических, океанических и островодужных комплексов [4]. Изотопные Sm-Nd характеристики осадков третьего этапа можно интерпретировать как относительную пенепленизацию региона и возобновление надвигообразования на западе пояса Форланда и в поясе Оминика, в результате чего в область размыва могли попасть породы серий Белт-Перселл и Виндермир. Относительно высокие значения $e_{Nd}(t)$ в позднемеловых породах также указывают, на снос материала с источников, расположенных западнее пояса Форланда. В тоже время, отсутствие осадков со значениями $e_{Nd}(t)$, характерными для комплексов серии Виндермир или океанических террейнов, позволяет предполагать, что поступающие продукты их размыва смешивались с уже накопившимися осадками передового прогиба, что приводило к некоторому «усреднению» их изотопных характеристик.

Работа выполнялась при частичной поддержке ФЦП "Кадры", госконтракт 14.740.11.0187.

Литература

1. *Boghossian N.D., Patchett P.J., Ross G.M., Gehrels G.E.* Nd isotopes and the source of sediments in the miogeocline of the Canadian Cordillera // J. of Geol., 1996, v. 104, N 3, p. 259-277
2. *Burwash R.A., Cavell P.A., Burwash, E.J.* Source terranes for Proterozoic sedimentary rocks in southern British Columbia: Nd isotopic and petrographic evidence // Canad. J. Earth Sci., 1988, v. 25, N 6, p. 824-832
3. *Frost C.D., Winston D.* Nd-isotope systematics of coarse and fine-grained sediments: Examples from the Middle Proterozoic Belt-Purcell Supergroup // J. of Geol., 1987, v. 95, N 3, p. 309-327
4. *Ross G.M., Patchett P.J., Hamilton M. et al.* Evolution of the Cordilleran orogen (southwestern Alberta, Canada) inferred from detrital mineral geochronology, geochemistry, and Nd isotopes in the foreland basin. // Geol. Soc. Amer. Bull. 2005, v. 117, N 5/6, p. 747-763

ОСОБЕННОСТИ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТОНИКИ ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

Маринова Ю.Г.

Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, Россия
(marinova_ocean@gmail.com)

Введение

Восточно-Индийский хребет (другое название Хребет Девяностого градуса) является не только одним из самых протяженных линейных вулканических хребтов Мирового океана, но и одной из самых протяженных линейных структур Земли. При средней ширине порядка 200 км он протягивается в меридиональном направлении почти на 5000 км. Хребет отчетливо выражен в рельефе дна от примерно 31°ю.ш. в районе его пересечения с хребтом Броккен до 10°с.ш., где он исчезает под осадками Бенгальского фэна [1,8].

Новые данные

Новые детальные геолого-геофизические исследования были выполнены на Восточно-Индийском хребте в июне-августе 2007 г. в рейсе #KNOX06RR американского научно-исследовательского судна «Роджер Ревелл» при участии сотрудника института океанологии О.В. Левченко [4] (рис. 1). В некоторых районах Восточно-Индийского хребта детальная геофизическая съемка уже проводилась ранее, однако данные там были собраны более 25 лет назад и их детальность и качество уже не удовлетворяют современным требованиям. В рейсе #KNOX06RR вдоль основной части хребта протяженностью 3 500 км между 5.5°с.ш. 21°ю.ш. на шести полигонах были выполнены батиметрическая съемка многолучевым эхолотом, высокоразрешающая сейсмоакустика чирп-сонаром, многоканальная сейсмика, магнитометрия и гравиметрия, а также в 33 точках были взяты драгировки [4].

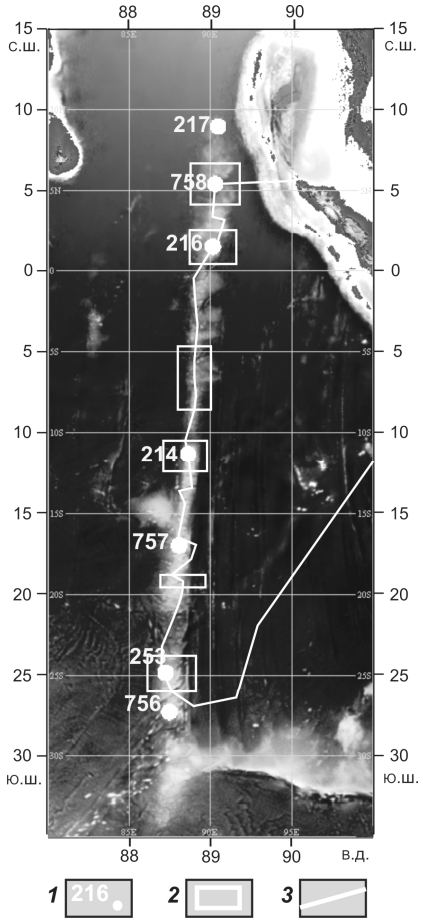


Рис. 1. Схема района работ в рейсе #KNOX06RR судна Роджер Ревелл. 1 - скважины глубоководного бурения DSDP и ODP; 2 – полигоны многоканальной сейсмической съемки; 3 – маршрут рейса.

Съемка с многолучевым эхолотом и данные многоканальной сейсмики показали существенные изменения по простиранию в морфологии хребта и в строении его осадочного чехла. В северной части от 10° с. ш. до 5° ю.ш. Восточно-Индийский хребет представлен отдельными, хорошо выраженными вулканическими сооружениями. Отчетливо выделяются блоки протяженностью 50-80 км, разделенные разломами СВ простирания с амплитудой 0.7-1 км. В этой части хребта выявлены разрывные нарушения сбросового типа как а фундаменте, так и в осадочном

чехле, с амплитудой смещения от десятков до сотен метров [3,6]. Особенности рельефа в сочетании с анализом сейсмопрофилей, позволяют выявить в пределах северной части несколько систем разрывных нарушений. Две основные имеют СВ и СЗ простирание, причем СВ система образуют крупные грабенообразные структуры, местами пересекающие весь хребет. СЗ ориентировку имеют более молодые разломы. В рельефе фундамента встречаются диапироподобные выступы досреднеэоценового возраста. Особый интерес на одном из полигонов в северной части хребта вызывает изометричная возвышенность, расположенная на его восточном борту (рис. 2).

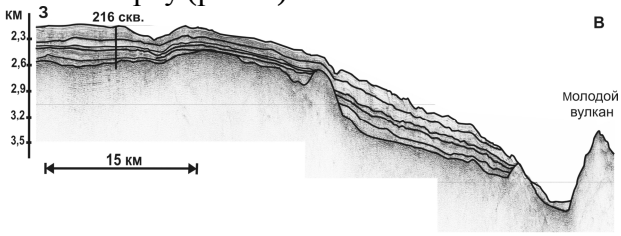


Рис. 2. Характерный сейсмический разрез северной части хребта

Это образование не имеет слоистости на сейсмической записи и на профилях контактирует с самыми молодыми осадочными комплексами, такие признаки характерны для молодых вулканических построек [5].

Средняя часть Восточно-Индийского хребта имеет принципиально другое строение. В целом четкий меридиональный стиль крупных форм рельефа отличается от эшелонированных систем северной части хребта и граница раздела между этими частями проходит по 5° ю.ш. Тектонические дислокации, видимые в плане и разрезе, образуют две системы, не похожие на те, что наблюдались в северной части хребта. Здесь более четко выражена система меридиональных и широтных нарушений [5]. Также отчетливо выделяются крупные субширотные депрессии глубиной до 3,5 км, сформированные мощными сбросами, которые образовались на ранних стадиях формирования хребта (рис. 3). Эти крупные грабены, в свою очередь, заполнены осадками, интенсивно деформированными во время перестройки кинематики движения литосферных плит в эоцене. На меридиональных профилях, в отличие от широтных, осадочный чехол и акустический фундамент более интенсивно деформированы. Особенно хорошо это прослеживается в нижнем стратифицированном мелководном комплексе [6]. Труднее выделить эти складчато-разрывные деформации в верхнем акустически прозрачном комплексе пелагических отложений. Все это говорит о нескольких тектонических стадиях в истории формирования Восточно-Индийского хребта.

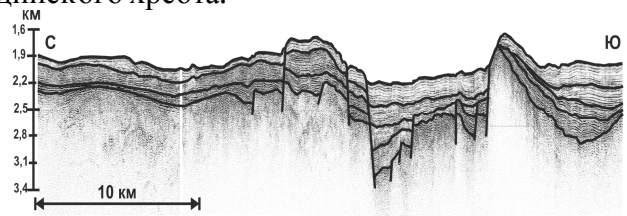


Рис.3. Характерный сейсмический разрез средней части хребта

Южная часть хребта от 5° ю.ш. до 31°ю.ш представляет собой уже единый обширный высокий массив протяженностью около 2000 км с мощностью осадочного чехла около 200 м. Однако местами мощные вулканогенно-осадочные отложения, образующие нижнюю часть чехла, затрудняют выделение акустического фундамента. Относительно пологий западный склон южной части Восточно-Индийского хребта имеет типичную для вулканических поднятий морфологию. Восточный склон представлен серией крутых уступов высотой 1-2 км и явно сформирован разломной тектоникой. Существование здесь гигантских меридиональных разломов подтверждается ранее проведенными геофизическими исследованиями [7]. Что касается разломов СВ простирания, то по ним в новейшее время происходят лишь вертикальные подвижки. Об этом свидетельствует тот факт, что такие разломы, продолжаясь в пределы расположенных восточнее Кокосовой и Западно-Австралийской котловин, не вызывают при этом смещений

субмеридиональных разломов зоны грабена Восточно-Индийского желоба [3].

Отличительной особенностью южной части Восточно-Индийского хребта является наличие многочисленных вулканических построек - как одиночных гор, так и вытянутых линейных цепочек СВ простирания (рис. 4).

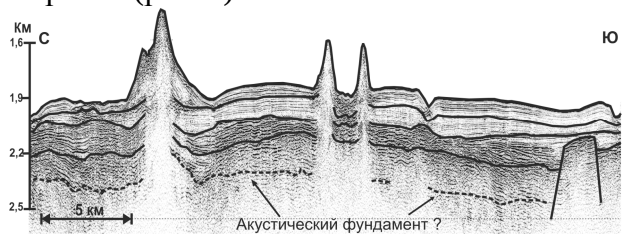


Рис. 4. Характерный сейсмический разрез южной части хребта.

Ранее несколько подобных вулканических построек было выявлено в центральной части хребта в результате сейсмопрофилирования и батиметрической съемки с «мультибимом» [2, 10]. Возраст базальтов, драгированных с одного из вулканов, определен как поздний миоцен [2]. По данным сейсмостратиграфического анализа возраст вулканических построек в южной части хребта соответствует раннему миоцену. Образование таких вулканов вероятно связано с импульсами тектонической реактивизации около 8 млн. лет назад, инициировавшими магматическую активность в зонах пересечения разломов северо-восточного простирания с продольными как в наиболее ослабленных участках океанской литосферы [2].

Заключение

Новые геофизические данные также показали, что Восточно-Индийский хребет тектонически намного активнее, чем считалось ранее. О неотектоно-магматической активности Восточно-Индийского хребта свидетельствуют высокий уровень регистрируемой сейсмичности [2], а также многочисленные проявления молодого вулканизма вдоль его простирания. После образования вулканического основания имели место несколько фаз, вызвавших интенсивное дробление хребта с образованием как мелких дислокаций, так и крупных депрессий. Возможно, выявленные в осадочном чехле молодые деформации вызваны процессами внутриплитной тектоники и внутриплитными деформациями в прилегающей Центральной котловине, а более древние деформации связаны с эпизодами перестройки кинематики литосферных плит в регионе [9]. Общая блоковая морфология Восточно-Индийского хребта и разломные деформации в его структуре указывают на значительную роль тектонических процессов в его формировании, причем среди разломов главным образом преобладают структуры растяжения.

Литература

1. Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. Ред. Безруков П.Л., Непрочнов Ю.П. М.: Наука, 1981. 255.
2. *Кашинцев Г.Л., Левченко О.В.* Миоценовый вулканизм Восточно-Индийского хребта. Докл. АН, 2009, Т. 428, №1, с. 65-69.
3. *Корсаков О.Д., Пилипенко А.И.* Тектонические деформации Восточно-Индийского хребта. Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. №2. с. 407-411.
4. *Левченко О.В.* Рейс #KNOX06RR научно-исследовательского судна «Роджер Ревел» 2007 г., геолого-геофизические исследования на восточно-Индийском хребте. Океанология. 2009. Т.49. №6. С.947-954.
5. *Левченко О.В., Сборщиков И.М., Иваненко А.Н., Маринова Ю.Г.* // Материалы XVIII Международной научной конференции по морской геологии, Москва. 16-20 ноября 2009 г. Т.V. С.76-80.
6. *Милановский В. Е.* Строение и геологическая история Восточно-Индийского хребта. – Дисс. канд. геол-мин. наук. М., 1984. 180
7. *Пилипенко А.И.* Разломные структуры района хребта 90 (Индийский океан). Геотектоника 1996. №6. С.17-28.
8. *Удинцев Г.Б.* Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239.
9. Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin. (Edts. Neprochnov Yu.P., Gopala Rao D., Subrachmanyam .C., Murthy K.S.R.) Memoir #39. Geological Society of India, Bangalore. 1998. 250 p.
10. *Kopf A., Klaesshen D., Weinrebe W. et al.* Geophysical evidence for late stage magmatism at the central Ninetyeast Ridge, Eastern Indian Ocean. Mar. Geophys. Res. V.22. 2001. P.225-234

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПЕПЛОВ ДАГЕСТАНА.

Мацапулин В.У., Исаков. С.И., Юсупов А.Р.

Институт геологии ДНЦ РАН, г. Махачкала, Россия
(isakov_156@mail.ru)

На территории Восточного Кавказа, большую часть которого занимает территория республики Дагестан, до настоящего времени магматизм был известен в виде двух диабазовых поясов – Казбековский и Кахетинский. Наиболее распространен последний, который проходит в пределах Главного Кавказского хребта и приурочен к Главному Кавказскому (Ахтычайскому разлому), к этой зоне тяготеют и металлогенические провинции – Водораздельная с медно-колчеданным, медно-пирротиновым оруденением (промышленное месторождение Кизил-Дере) и Самуро-Белореченская с кварц-сульфидным (Cu, Pb, Zn, Fe) оруденением. Это все располагается в эвгеосинсклинальной зоне.

Территория, располагающаяся к северу от этой зоны, относилась к миогеосинклинали и считалась амагматической. Здесь выделяется Северный металлогенический пояс с ртутным оруденением (проявления Хпек, Казардикам, Гапцах и многочисленные геохимические аномалии и шлиховые ореолы киновари) и сурьмяное рудопроявление Хуландой на границе Дагестана с Чечнёй.

В сармате, акчагыле, апшероне этой территории были известны проявления вулканических пеплов, пемзы [1,2,3,8] в виде прослоев в осадочных образованиях указанного возраста. Начиная с В.П. Ренгартена (1927), образования пеплов относились к перенесенным с соседних территорий Азербайджана. И только в некоторых высказываниях [1,3] звучали представления о том, что эти пеплы связаны с вулканическими процессами, проходившими на территории самого Дагестана. Это относится к четвертичным образованиям в районе селения Белиджи и сарматским пеплам в районе селения Хучни в южном Дагестане. Эти высказывания не основывались на серьезном анализе и им не придавалось особого значения. Дальнейшее изучение вулканических пеплов было прекращено. Хотя по косвенным признакам существовали представления о магматической активности этой части Дагестана у многих геологов, длительное время занимавшимся проблемами геологии территории. В публикациях это ярко отмечено по особенностям формирования тектонических структур у А.К. Васильева, 2008, по сейсмологии Р.А. Левковича, 2010, по тепловым потокам, изотопному составу элементов He,C,O_2 и др., но прямых доказательств существования вулканизма не было.

В 2006 году работами Института геологии ДНЦ РАН [6] были установлены проявления пеплов в центральном Дагестане – на окраине г. Буйнакска и сел. Леваши. В последующие годы список проявлений вулканических пеплов расширился – были установлены пеплы в Нарат-Тюбинском хребте в связи с проходящей здесь зоной разломов, Урминское плато, в окрестностях г. Дербент, в долине р. Рубас-чай, в окрестностях сел. Касумкент. Есть предпосылки обнаружения пеплов, исходя из геологических и шлихо-минералогических данных, и в других районах – долины рр. Ярык-Су, Экибулак. Особенностью отмеченных в последнее время проявлений вулканических пеплов является то, что они установлены впервые, они связаны с тектоническими полостями, с ними формируются изменения вмещающих пород: ожелезнение, окремнение, карбонатизация, образование гипса волокнистого (селенита) и ряд

минералого-геохимических особенностей. Всего в настоящее время, совместно с данными предшественников, на рассматриваемой территории известно порядка 30 проявлений пеплов. На территории не проводились работы государственной геологической съемки 1:50 000, 1:200 000 масштаба. Полагаем, что при проведении этих работ масштабы распространенности вулканических пеплов расширятся.

По имеющимся материалам геологии, химико-минералогическим анализам вулканических пеплов их можно предварительно классифицировать по следующим параметрам. По возрасту выделяются пеплы: контакт нижне-верхнемеловых отложений (сс. Цудахар, Акуша); эоценовые известняки Урминского плато, сармат – (с. Хучни); акчагыл, апшерон (бассейны рек Гюльгерычай, Рубасчай), четвертичные рыхлые образования - террасы рек Эрпели-Озень, Халагорк, морские террасы третьего уровня (окраина г. Дербента). Проявления Бугленские, Нижнее Казанище, Нарат-Тюбинские, связаны с тектоническими полостями и несомненно являются проявлениями местного вулканизма; проявления бассейна р. Рубасчай тесно связаны с образованиями травертина, волокнистого гипса (селенита), эпигенетичны по отношению к вмещающим песчано-глинистым породам акчагыл+апшерон возраста считаем также связанными с местными процессами вулканизма. Вулканические пеплы, залегающие на рыхлых четвертичных образованиях пока (без детального анализа) отнесены к перенесенным пеплам. Для них необходимо детально проанализировать гранулометрию, минералогию, химический состав, сопоставить с местными проявлениями пеплов и пеплами для которых перенесенный характер достоверно установлен и только после этого можно будет сделать заключение о типе этих пеплов: переотложенные или in situ. Хотя уже имеются некоторые данные, свидетельствующие в пользу местного образования этих пеплов. Так Буйнакские пеплы в основании пласта содержат породы в виде своеобразных стяжений, желваков. Они представлены пелитоморфным карбонатом, цементирующим обломочки песчанистых размеров плагиоклазов, пироксенов, амфиболов, вулканического стекла (или аморфного кремнезема). Эти желваки имеют редкие пузырчатые пустотелые наросты, внутри их отмечаются единичные пустотелые трещинки. Нижняя часть этих образований (соприкасающаяся с грунтом) имеет пемзовидную текстуру. Подобные образования редко отмечаются в самом пласте пеплов. Но они имеют гладкую поверхность, пемзовидная корочка отсутствует.

Изотопные анализы углерода, кислорода, карбоната этих образований показывает их отличие от таковых вмещающих известняков нижнего и среднего мела. Совокупность имеющихся данных позволяет считать, что эти желваки образовались совместно с вулканическими пеплами, в которых они найдены и переносились одновременно с пеплами. Но желваки и им подобные образования размерами до 10см * 6см не могли переноситься на значительные (>100 км) расстояния, они возникли совместно с пеплами за счет местных процессов. Кроме того, на некотором удалении от этого (2-3 км) проявления пеплов в балке устанавливаются красноцветы. По нашим представлениям это были растворы, содержащие глинисто-гематитовый материал, придававший красный цвет рыхлым аллювиально-делювиальным образованиям при их пропитывании. Подобные глинистые образования в виде своеобразных котлов с пульпой встречаются в долине «Гейзеров» на Камчатке[7]. То есть, мы считаем, что вулканогенные пеплы и красноцветы имели единый источник образования.

Химический состав вулканических пеплов долины р. Истисув (в %%)

Таблица 1

Полевой номер	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	FeO	Fe_2O_3	P_2O_5	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	SO_3	п.п.п.	∑
6-9	98,82	0,30	0,05	<0,25	0,09	0,01	<0,01	<0,10	<0,10	0,003	0,02	0,10	0,34	99,66
2-9	61,20	18,19	0,39	0,37	2,39	0,19	<0,01	0,36	1,01	3,24	0,92	1,43	9,18	100,06
4-9	57,6	24,70	1,70	0,29	1,30	0,45	<0,01	0,32	0,80	3,28	0,64	0,34	8,82	100,24

Пеплы Бугленские, Нижнее Казанище, Нарат-Тюбинские (встречающиеся в долинах рек Истисув, Шура-Озень, на Буйнакском перевале) связаны с тектоническими полостями, образованными в слабосцементированных кварцевых песчаниках, легко разрушающихся в руках, чокрак-караганского возраста. В них отмечаются пласты нагнетания глинисто-железистого состава, пеплов, пеплы в трещиноватых формах и др.. Все это хорошо согласуется с нашими представлениями о том, что пепловый материал формировался при падении давления в тектонической полости до атмосферного на определенной глубине от земной поверхности как это показано в [4]. После взрыва, образуется пепло-газо-паровой флюид, движущийся к поверхности и формирующий изменения вмещающих пород, трещинки с пеплом, пласты нагнетания и все формы отмечающихся при этом. Исходя из этой позиции мы описывали это как вулканические пеплы, сопровождающиеся сопутствующими изменениями пород. Но приведенные химические, минералогические анализы этих пеплов показали, что они нацело (98-99%) состоят из кремнезема, минералогия их представлена кварцем и халцедоном. Чисто силикатный состав пеплов вызвал у специалистов нарекания; в литературе подобных пеплов не отмечается. Хотя запрета на образования подобных пеплов нет. Изучение минералогии и петрографии пеплов показало, что это действительно не пеплы, а кварцевые пески вмещающих пород, вовлеченные в движение флюидного потока к поверхности. Их образования связано с формированием вулканогенных пеплов. Это стало понятным после изучения проявления пеплов р. Истисув. Здесь отмечаются две эпигенетические зоны с кварцевым материалом, они почти вкрест простирания пересекают песчаные пласты, в них устанавливается незначительная примесь вулканического стекла, свидетельствующие о связи этих зон с вулканогенным процессом. Третья зона развивается по межпластовым (песчаников) полостям, в них отмечаются изменения вмещающих пород – окременение, ожелезнение, самородная сера, и вулканические пеплы с вулканическим стеклом.

Минералогический состав вулканических пеплов долины р. Истисув (в %%)

Таблица 2

№№ п/п	Номера проб / Минералы	5-9	6-9	2-9	4-9
1	Кварц	56,29	18,78	3,83	7,72
2	Полевой шпат	9,54	46,58	9,71	11,58
3	Лимонитизир. обломки	-	-	0,96	4,83
4	Серицитизир. пол. шпат	4,63	33,62	1,92	3,86
5	Окремненные породы	9,10	1,17	2,87	3,86
6	Пепел вулканический	12,32	-	68,76	54,21
7	Вулканическое стекло	0,81	0,03	12,88	10,81
8	Мусковит	1,87	-	2,07	3,13
	Сумма	94,56	100	100	100

Пробы 5-9, 6-9 – зернистый сцементированный кварцевый материал из зоны 1, пробы 2-9, 4-9 вулканические пеплы из зоны 3. В пробе 5-9 отмечается тяжелая фракция – 5,44%, представленная ильменитом, цирконом, рутилом, лейкоксеном, кианитом, силлиманитом, ставролитом, эпидот-цоизитом, турмалином, лимонитом, гранатом, лимонитизированные обломки пород. Подчеркнутые минералы, образующиеся с флюидным процессом, остальные – типичные минералы тяжелой фракции вмещающих пород.

Из приведенных в таблицах 1,2 минералогических и химических анализов проведенных по кварцевым измененным породам и вулканическим пеплам видно, что кварцевые породы – это песчаники проработанные флюидами. В них отмечено даже вулканическое стекло, не отмечающаяся во вмещающих породах. Порода на 98% состоит из кремнезема. В пеплах отмечено вулканическое стекло и вулканический пепел. Под последним понимаются мельчайший вулканический материал, слипшийся в комочки. Подобные образования, присущие вулканическим пеплам, описываются и в литературе [5]. Исходя из рассмотренного материала можно сказать, что вулканическое стекло – основной индикатор для отнесения рассматриваемых образований к пеплам. К образованиям, сформировавшимся на месте, можно отнести уверено проявления связанные с тектоническими полостями и сопровождающие вулканические пеплы процессы образования ожелезненных пород, окремнения, образование пластов нагнетания глин, карбонатизация (в виде травертина), формирование гипсовой минерализации (селенит), эпигенетическое соотношение пепловых тел с вмещающими породами.

Установление вулканической деятельности в регионе весьма актуально и может повлечь за собой изменение представлений на геотектонику, геодинамику, металлогению.

Литература

1. *В.Д. Голубятников* Геология и полезные ископаемые терригенных отложений Дагестана. Л.: Госгеолиздат, 1940. 202 с.
2. *Л.И. Горбунова* Вулканические породы в меловых отложениях Дагестана // Литология и полезные ископаемые, № 2, 1966. С.126-130.
3. *Г.К. Керимов, И.Э. Эфендиев* О следах четвертичного вулканизма на территории Дагестана // ДАН СССР, Т.233, №2, 1977. С.352-354.
4. *Н.В. Короновский* Общая геология. М., 2006. 526 с.
5. *И.П. Лаверов, Н.Л. Добрецов, О.А. Богатиков и др*. Новейший и современный вулканизм на территории России. М.: Наука, 2005. 604 с.
6. *В.У. Мацапулин, А.Р. Юсупов* Вулканические пеплы в Дагестане – экологические предвестники в области геодинамики, геоморфологии и поиска полезных ископаемых // Юг России, экология, развитие, Махачкала, №2, 2007. С.98-104.
7. *А.М. Нечаев* Долина гейзеров. М.: Логата, 2007. 166 с.
8. *В.П. Ренгартен* Очерк месторождений полезных ископаемых и минеральных источников Южного Дагестана. Изв. Геологического комитета, XLVI, 1927, 152с.

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА АКВАТОРИИ СЕВЕРНОГО И СРЕДНЕГО КАСПИЯ И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР

Медведев П.В., Медведева Е.П.

ООО «ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть», Волгоград, Россия
(PMedvedev@lukoilvmn.ru)

У силиями российской нефтяной компании «ЛУКОЙЛ» с помощью ряда геофизических предприятий, начиная с 1995 года, в значительной степени были уточнены представления о геологическом строении акватории Северного и Среднего Каспия.

Осадочный чехол Скифско-Туранской эпигерцинской платформы охватывает отложения мезозоя и кайнозоя от юрских до четвертичных [1-10] и в пределах изучаемой части акватории изменяется по толщине от 900м до 9500м. На подстилающихся породах переходного пермско-триассового комплекса отложения платформенного чехла залегают с угловым и стратиграфическим несогласием.

По данным бурения и сейсморазведки в осадочном чехле акватории Каспия выделяются многочисленные перерывы в осадконакоплении, различные по длительности, характеру выраженности в разрезе, мощности размытых пород. Наиболее крупными из них, прослеживающимися почти повсеместно, являются предъюрский, предпозднеюрский, предмеловой, послемайкопский, предплиоценовый. Резкое изменение толщин альбских, датских и верхнеэоценовых (белоглинская свита) отложений, вскрытых морскими скважинами, может свидетельствовать о проявлении предпозднемелового, предпалеогенового и предмайкопского перерывов.

Вместе с тем, анализ сейсмических разрезов и региональных структурных карт по различным горизонтам осадочного чехла акватории Северного и Среднего Каспия и его обрамлений показывает, что в юрско-палеогеновое время существенной перестройки структурных планов не происходило [11,12]. Большинство разнопорядковых тектонических элементов (рис 1), прослеживаемых в современной структуре платформенного чехла, испытало четко выраженное однопланово развитие, унаследованное от предыдущих эпох, что обеспечило их плановое и морфологическое соответствие. Отрицательным структурным элементам соответствуют увеличенные значения толщин и, по-видимому, стратиграфическая полнота разреза. Сокращенные толщины характерны для приподнятых зон, что связывается с дифференцированными блоковыми перемещениями, определившими как конседиментационные их изменения, так и величину денудационного среза.



Рис. 1. Схема тектоники осадочного чехла акватории Северного и Среднего Каспия.

А - Восточно-Европейская платформа. Прикаспийская впадина; В - Скифско-Туранская эпигерцинская платформа; Карпинско-Мангышлакская система дислокаций: 1 - Полдневско-Бузачинский сложный вал; 2 - Джанайско-Южно-Бузачинский прогиб; 3 - Каспийско-Каратауский сложный вал; Прикумско-Центрально-Каспийская система поднятий и прогибов: 4 - Манычско-Хвалынская структурная ступень; 5 - Жетыбай-Узеньская структурная ступень; 6 - Прикумская зона поднятий; 7 - Центрально-Каспийская моноклиналь; 8 - Ногайско-Тарумовская ступень; 9 - Терско-Каспийский прогиб; 10 - Самурско-Песчаномысская система сводовых поднятий; 11 - Южно-Мангышлакский прогиб; 12 - Прогиб Казахского залива; 13 - Карабогазский свод; С - Антиклинорий Большого Кавказа.

Наиболее существенная структурная перестройка произошла в послемайкопское время, что обусловило глубокий размыв майкопских отложений на всей изучаемой акватории, за исключением Терско-Каспийского прогиба. Активное погружение последнего сопровождалось накоплением значительных (свыше 2,0 км) толщ средне- и верхнемиоценовых отложений в его акваториальной части (Терско-Сулакская депрессия), где они без видимого несогласия залегают на майкопских глинах. В современных разрезах акватории распространение средневерхнемиоценовых отложений ограничивается с востока долиной палео-Волги, правый борт которой они слагают. К северу и к востоку от него указанный комплекс в разрезах акватории отсутствует и появляется вновь на западе Туранской плиты, где он трансгрессивно и с угловым несогласием залегает на подстилающих породах [2, 10].

В пределах Карпинско-Мангышлакской системы поднятий майкопские отложения в значительной степени, а в сводах структур Полдневская, Курмангазы и др. полностью размыты, и на эрозионную поверхность выведены различные горизонты мела и палеогена. Разновозрастная эрозионная поверхность перекрыта плиоцен-четвертичными (начиная с акчагыльских) отложениями толщиной от 100 до 600 м.

К югу от Карпинско-Мангышлакской зоны эрозионная поверхность майкопа перекрывается среднеплиоценовой (аналог балаханской серии) толщей. На сейсмических разрезах она характеризуется двучленным строением. Нижняя слоистая толща заполняет глубокие эрозионные врезы в майкопских отложениях (толщина свыше 600 м), а верхняя, со слабовыраженной слоистостью, плащеобразно перекрывает большую часть акватории Среднего Каспия и выклинивается на склонах Песчаномысско-Ракушечного свода. В скважине 1 Центральная толщина этой пачки составляет 400 м. Нижняя пачка вскрыта скважинами 1 Палеорусло, 1 Диагональная и, предположительно, скважинами 1, 3, 4 Хвалынскими и 1 Сарматская.

В акваториальной части Терско-Каспийского прогиба среднеплиоценовые отложения небольшой (до 300 м) толщины залегают на размытой поверхности сарматских пород и также с размывом перекрываются верхнеплиоцен-четвертичными отложениями, начиная с акчагыльских.

В плиоцен-четвертичное время отмечается ряд циклов морской седиментации (начиная с обширной акчагыльской трансгрессии) на фоне все более проявляющейся тенденции к сокращению площади морского бассейна. Толщина накопившихся плиоцен-четвертичных отложений увеличивается с севера на юг от 125 м (свод поднятия Курмангазы) до 2,5 км (Терско-Капийский прогиб). Величина погружения Самурско-Центральной зоны, для которой характерно некомпенсированное прогибание, превышает 1000 м. На фоне общего погружения акватории сохраняется структурная дифференциация региона, характерная для юрско-нижнемиоценового структурного этажа и отражающаяся в накопленных толщинах плиоцен-четвертичных отложений.

Таким образом, изучение современного распределения толщин, сохранившихся от размыва майкопских отложений в сочетании с анализом их соотношения с подстилающими и перекрывающими комплексами осадков, свидетельствует о том, что в новейшей (послемайкопской) истории развития региона прослеживается несколько фаз активизации тектонических движений. На границе нижнего и среднего миоцена значительная часть акватории Северного и Среднего Каспия испытывает региональное воздымание и осушение, сопровождаемое размывом накопленных толщ. При этом глубина размыва примерно соответствует амплитудам поднятий Наиболее активное воздымание испытывает Карпинско-Мангышлакская зона, которая оставалась сушей вплоть до верхнего плиоцена, что обусловило глубокий размыв майкопской толщи.

Региональное воздымание которое сопровождалось проявлением активных структуроформирующих движений отмечается в Самурско-Песчаномысской зоне. Наибольшие амплитуды поднятий характерны для Полдневско-Кулалинского, Ракушечно-Широтного и Тюб-Караганского валов. По предварительным оценкам, прирост амплитуд указанных валов за период со среднего миоцена до акчагыла достигал 600м и более, а по отношению к разделяющему их Северо-Ракушечному прогибу превышает 300 м [11].

Терско-Капийский прогиб в среднем и верхнем миоцене испытывает, как уже отмечалось, активное погружение амплитудой до 2,0 км. Вся акватория к востоку от него и к югу от Карпинско-Мангышлакской зоны в среднем и верхнем миоцене, по-видимому, покрывается морем с накоплением незначительных толщ.

Предсреднеплиоценовая регрессия, связанная с резким падением уровня Каспийского моря [6], обусловила осушение всей акватории Северного и Среднего Каспия и глубокий размыв миоценовых и нижнеплиоценовых отложений.

Накопление среднеплиоценовых отложений в изучаемой части акватории вначале происходило в континентальных условиях и ограничивалось руслами речных систем, а затем, по мере развития трансгрессии, в условиях мелководного шельфа, охватившего всю западную акваторию Среднего Каспия и Восточное Предкавказье. Северным ограничением среднеплиоценового шельфа служил южный склон вала Карпинского и его морское продолжение.

Предакчагыльская фаза активизации тектонических движений наиболее активно проявилась в пределах Карпинско-Мангышлакских дислокаций и в западной части Туранской плиты. Структуроформирующие движения носили унаследованный от предшествующей фазы характер, однако темпы структурной дифференциации значительно снизились.

Активное погружение Терско-Каспийского прогиба в верхнеплиоцен-четвертичное время (свыше 2,5 км) на фоне общего прогибания акватории Каспия значительно усилило структурную дифференциацию осадочного чехла и во многом определило его современное строение.

Структурная дифференциация акватории Каспия за новейший период находит прямое отражение в распределении толщин неоген-четвертичных отложений. В пределах Карпинско-Мангышлакской зоны их значения не превышают 500 м, а в Терско-Каспийском прогибе они достигают 5000 м, что примерно соответствует величине амплитуды погружения за новейшее время.

Анализ особенностей развития локальных структур выявленных сейсморазведкой в юрско-меловом комплексе отложений, свидетельствует об определяющей роли новейших тектонических движений в их формировании [11]. Это относится к поднятиям Карпинско-Мангышлакской зоны (Ракушечное, Широтное, Тюб-Караган, Курмангазы), Хвалынско-Сарматской ступени (Хвалынское, Сарматское, 170 км), а также Самурско-Песчаномысской приподнятой зоны (Ялама-Самур, Центральное). Заложение их относится, как правило, к позднеюрскому или раннемеловому времени, однако современные размеры и амплитуды структур сформированы в новейший этап.

В то же время значительные по амплитуде нисходящие тектонические движения плиоцен-четвертичного времени привели к выполаживанию, а чаще к полному расформированию локальных поднятий осадочного чехла возникших в юрско-палеогеновое время на обрамлениях Терско-Каспийского прогиба.

Следует также отметить, что несмотря на огромную амплитуду новейшего погружения Терско-Сулакской депрессии, ловушки неантиклинального типа (литологические, рифогенные), широкое развитие которых предполагается на ее обрамлении, сохранились, т.к. региональный наклон пластов не изменился.

Таким образом, в мезозойско-кайнозойской истории геологического

развития акватории Северного и Среднего Каспия выделяются два основных этапа – юрско-раннемиоценовый и среднемиоцен-четвертичный, сформировавших соответствующие структурные этажи.

Литература

1. Тектоника и нефтегазоносность Северного Кавказа // *А.И. Летавин, В.Е. Орел, С.М. Чернышев и др.* - М.: Наука, 1987. – 93 с.
2. Геология, история развития и перспективы нефтегазоносности запада Туранской плиты // *С.Е. Чакабаев, Ю.С. Кононов, А.Л. Завгородний и др.* - М.: Недра, 1973. – 214 с.
3. Попков В.И. Основные черты геологического строения Среднего Каспия и прилегающей суши // Тр. СевКавГТУ; Сер. «Тектоника и геодинамика». – Ставрополь, 2003. – Вып. 1.
4. Условия формирования осадочных комплексов и особенности размещения ловушек углеводородовна шельфе Дагестана (по материалам сейсмических исследований) // *Д.Ф. Исмагилов, В.Н. Козлов, А.А. Терехов, А.В. Хортов* // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2005. - № 7. - С. 4-14.
5. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря / *Н.Ф. Глумов, Я.П. Маловицкий, А.А. Новиков, Б.В. Сенин*. - М.: Недра, 2004. – 342 с.
6. Каспийское море: Геология и нефтегазоносность // *Л.И. Лебедев, И.А. Алексина, Л.С. Кулакова и др.* - М.: Наука, 1987. – 295 с.
7. *Попков В.И.* // Тектоника запада Туранской плиты. - М.: ИГиРГИ, 1992. – 148 с.
8. Нефтегазообразование и нефтегазонакопление в Восточном Предкавказье // *Б.А. Соколов, Ю.И. Корчагина, Д.А. Мирзоева и др.* - М.: Наука, 1990. – 205 с.
9. Бурштар М.С. Образование и размещение залежей нефти и газа в платформенных условиях // *М.С. Бурштар, А.Д. Бизнигаев*. - М.: Недра, 1969. – 344 с.
10. Строение и особенности формирования плитного чехла в пределах Среднего Каспия (по материалам сейсмических исследований) // *Д.Ф. Исмагилов, В.Н. Козлов, В.Н. Мартиросян, А.А. Терехов* // Геотектоника – 2003. - № 4. – С. 51 - 63.
11. Особенности геологического строения и основные этапы развития Ракушечно-Широтного вала (акватория Северного Каспия) // *П.В. Медведев, С.В. Попович, П.Ф. Попова и др.* // Тр. ООО «ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть». - Волгоград, 2007. - Вып. 66. - С. 44-59.
12. Тектоническое строение и некоторые вопросы нефегазогеологического районирования платформенного чехла акватории Северного и Среднего Каспия / П.В. Медведев, С.В. Попович, А.Я. Куклинский. // Тр. ООО «ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть». - Волгоград, 2008. - Вып. 67. - С. 24-39.

ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ВЕТРЕНОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОК БАЛТИЙСКОГО ЩИТА)

Межеловский А.Д.

Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, Москва, Россия
(geocon@yandex.ru)

Введение

Палеопротерозойская зеленокаменная структура Ветреный Пояс расположена на юго-восточной окраине Балтийского (Фенноскандинавского) щита. Его протяженность в пределах щита более 250 км – от оз. Воронье на северо-западе до р. Онега на юго-востоке. Ширина выходов Ветреного Пояса вырьируется от 15 до 85 км.

Пояс образован последовательностью осадочных, вулканогено-осадочных и вулканогенных толщ, ограниченных в плане разрывными нарушениями взбросо-надвигового типа, которые погружаются в северо-северо-восточном направлении. В северо-восточной части структура граничит по региональному глубинному разлому надвигового типа с Беломорским геоблоком, который сложен неоднократно метаморфизованными в условиях фаций высокого давления преимущественно гранитоидами тоналито-трондьемито-гранодиоритовой ассоциации архея (2,9–2,6 млрд. лет) [3]. Региональный разлом, являющийся границей Беломорского геоблока и Ветреного Пояса, представляет собой надвиг и отчетливо фиксируется по зоне максимального горизонтального градиента силы тяжести.

На юго-западе породы Ветреного Пояса надвинуты на саамское серогнейсовое основание и лопийские зеленокаменные пояса Карельского геоблока.

В строении пояса принимают участие следующие свиты, сменяющиеся с юго-запада на северо-восток [2]:

Нижняя терригенно-осадочная токшинская свита представлена кварцитами и аркозовыми песчаниками, залегающими на древнем основании и лопийских зеленокаменных поясах. Выше согласно залегает вулканогенная базальтовая и андезибазальтовая киричская свита. Далее по разрезу с несогласием залегают полимиктовые конгломераты калгачинской свиты. Эту свиту, также с несогласием, перекрывает терригенно-карбонатная кожозерская свита, сложенная преимущественно аркозовыми песчаниками и мраморизованными известняками. Выше согласно залегает песчано-глинистая виленгская свита. Завершают разрез коматиитовые базальты свиты ветреного пояса.

При комплексном изучении структуры, включающим интерпретацию геофизических данных, анализ материалов дистанционного зондирования, морфоструктурный анализ, изучение петрографического состава и петролого-геохимических особенностей слагающих структуру метавулканитов, позволили существенно уточнить представления о геологическом строении Ветреного Пояса и выявить его блоковое строение.

Интерпретация геофизических данных

Результаты интерпретации гравиметрических данных показали, что в составе Ветреного Пояса выделяются три блока: Нюхчереченский, Кожозерский и Ундозерский, отличающиеся мощностями и глубиной залегания как всего зеленокаменного комплекса, так и его верхней свиты (свита ветреного пояса), в состав которой входят метавулканиты мафит–ультрамафитового состава.

Южный (Ундозерский) блок соответствует более широкой части структуры. Судя по соотношению отрицательных и положительных аномалий силы тяжести, в его пределах широко развиты терригенно-осадочные образования (в центральной и юго-западной частях) и меньше – мафит–ультрамафиты (в северо-

восточной части). Мощность метавулканитов здесь достигает 5 км. В пределах центрального (Кожозерского) блока отмечается небольшая положительная аномалия; остальная часть характеризуется отрицательными значениями силы тяжести. По площади этот блок в 7–8 раз меньше Ундозерского. Мощность мафит–ультрамафитов здесь не превышает 2 км. Северный (Нюхчереченский) блок представляет собой конус, сужающийся к северо-западу. Его главная особенность в контрастной положительной аномалии, которая занимает всю его площадь. В пределах этого блока широко развиты мафит–ультрамафиты, имеющие мощность до 3 км, а также присутствующие в большом объеме интрузивные массивы габбро-перидотитового состава. Границы между блоками проходят по зонам сближенных разрывных нарушений северо-восточного простирания, которые, кроме вертикальной, имеют и сдвиговую составляющую [1].

Морфоструктурный анализ

Морфоструктурный анализ территории проводился для изучения влияния более поздних тектонических движений (в том числе и неотектонических) на формирование блоковой структуры Ветреного Пояса. Он включал дешифрирование линейных и кольцевых объектов по плановому рисунку эрозионного расчленения рельефа, по моделям цифрового рельефа и топографическим картам масштаба 1:500000 и 1:200000. Дополнительно привлекались космические снимки спутника Landsat 7 ETM+, которые подвергались предварительной тематической обработке.

Результаты морфоструктурного анализа и дешифрирование материалов дистанционного зондирования показали, что выделенные по геофизическим данным блоки в строении Ветреного Пояса отличаются между собой ориентировкой и густотой линеаментов, наличием кольцевых структур, амплитудами рельефа.

В пределах Нюхчереченского блока распространены преимущественно линейные объекты главным образом западного и северо-западного простирания. Подчиненное распространение имеют относительно мелкие полукольцевые (диаметром до 12 км) объекты, частично расположенные на окончании протяженных линеаментов. В морфоструктурном плане Нюхчереченский блок представлен системой валообразных поднятий с амплитудами превышений 300 м и более.

В пределах Кожозерского блока линейные объекты имеют преимущественно север – северо-восточную ориентировку. По сравнению с Нюхчереченским блоком отмечается снижение амплитуд конэрозионных поднятий (150–180 м).

Ундозерский блок практически полностью занимает кольцевая макроструктура, осложненная, как правило, незамкнутыми концентрическими сателлитами; линеаменты имеют различное простирание. Территория Ундозерского блока отличается наименьшими значениями новейших поднятий.

Таким образом, выделенные блоки: Ундозерский, Кожозерский и Нюхчереченский отличаются морфологией и размерами в плане, преобладающими простираниями линеаментов и наличием или отсутствием кольцевых структур, различным уровнем превышений современного рельефа.

Геохимические особенности

Для петрографо–геохимической характеристики автором были выбраны коматиитовые базальты свиты ветреного пояса, завершающие разрез зеленокаменной структуры. Петрографические, петрологические и геохимические исследования пород на разных участках Ветреного Пояса показали их однородность на всей площади структуры. Они по содержанию кремнезема принадлежат к группе преимущественно основных и реже – ультраосновных и средних, являются низкощелочными (Na_2O+K_2O 0,15–3,65%), умеренножелезистыми (FeO* 8,54–12,19%), умереннотитанистыми (TiO_2 0,40–0,93%).

Отличительным признаком метавулканитов являются высокие содержания MgO (до 25%), что характерно для коматиитов и коматиитовых базальтов. Породы относятся к известково-щелочной серии, типичной для островодужных обстановок, в т.ч. задуговых бассейнов. Пологонаклонный характер распределения редкоземельных (La_N/Yb_N = 2,82-5,02) и редких элементов, в том числе отрицательная аномалия Nb, подтверждают это вывод (рис. 1).

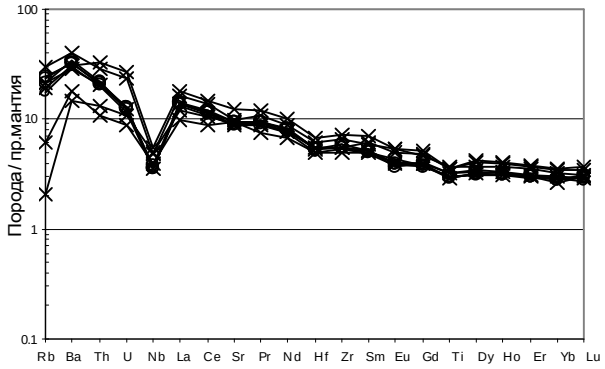


Рис. 1. Диаграмма распределения редких элементов. Примечание: Х – северо-запад Ветреного Пояса (г. Голец), О – юго-восток Ветреного Пояса (г. Мяндуха).

Латеральная однородность чувствительных к изменению геодинамических обстановок вулканитов преимущественно основного состава свиты ветреного пояса скорее всего свидетельствует о единых геодинамических условиях, существовавших в момент формирования данной свиты. Следовательно, выделяемые в современной структуре Ветреного Пояса блоки (Ундозерский, Кожозерский и Нюхчереченский) образовались в более поздние периоды его геологической истории.

Незначительные геохимические различия в составе метавулканитов свиты ветреного пояса в Нюхчереченском и Ундозерском блоках, скорее всего, объясняются различным уровнем эрозионного среза свиты в составе указанных блоков, а, следовательно, и выходом на поверхность различных частей разреза метавулканитов, что следует учитывать при дальнейшем изучении территории, в т.ч. рудоносности.

Литература

1. *Корсаков А.К., Межеловский А.Д., Лобанов А.М.* Блоковое строение Ветреного Пояса. // Изв. вузов. Геология и разведка. 2010. №2. С. 17–23.
2. Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 192 с.
3. *Слабунов А.И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. 296 с.

НЕИНВЕРСИОННАЯ ПРИРОДА ПОЛОСОВЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ОКЕАНОВ

Мелихов В.Р., Лыгин И.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия (ivanlygin@mail.com)

Появление чередующихся аномалий обоего знака связано с разломной тектоникой, горизонтальной сегментацией пластовых внедрений (силлов), трещинами в жесткой коре, вертикальными перемещениями блоков, перемагничением на границах тел.

Для понимания причин появления линейных магнитных аномалий в океане рассмотрим вышеперечисленные явления более подробно и начнем со структуры напряжений в астеносферном потоке Срединного хребта.

Восходящий астеносферный поток по мере продвижения вверх обогащается летучими компонентами, разуплотняется, и в стремлении увеличить занимаемый объем, увеличивает давление на стенки литосферной плиты в тщетном стремлении их раздвинуть. Горизонтальное растягивающее давление снизу вверх нарастает. В то же время уменьшается литостатическое давление в вертикальной колонке пород. В результате, жесткий верхний слой коры отслаивается, и приходит в горизонтальное движение. Частичная разгрузка напряжений происходит именно здесь. Важно еще раз подчеркнуть, что от оси хребта расходятся не мощные 700 километровые литосферные плиты, а тонкая жесткая новообразованная верхняя кора.

Данные сейсмической томографии свидетельствуют о повсеместной субгоризонтальной расслоенности скоростей в верхней мантии. В самом же теле рифта растягивающие напряжения должны создавать противоположную субвертикальную зональность восходящих потоков вещества, и это подтверждается интерпретацией С.М. Зверева [1] для профиля ГСЗ по Анголо-Бразильскому геотраверсу. Правомочны следующие предварительные выводы: центральная зона рифта обладает уникальной и практически неизменной структурой, стабильной в своем плановом положении. Над ней всегда должно присутствовать антиклинальное поднятие в подводном рельефе и отрицательная аномалия Буге в поле силы тяжести - следы восходящего астеносферного потока.

Внедрения магмы происходят по продольным трещинам, распределенным в широкой сводовой части поднятия, разогретой астеносферным клином. В водной среде океанов, где остывание новообразованных пород чрезвычайно быстрое, формы излияний имеют свою специфику. В центральной зоне растяжения, в непосредственной близости к центру симметрии (рифтовой долине) имеют место глыбовые формы поверхностных излияний в водную среду, глыбовые формы внедрений в кору, выдавливание блоков с вертикальными стенками придонного рельефа.

На крыльях центральной зоны раздвиговые напряжения, ранее способствовавшие горизонтальным сколам, отслоению твердой коры, должны обеспечивать и внедрение под неё магматических пластовых тел, силлов, тем самым наращивать под твердой корой видимость обширных пластовых горизонтальных излияний. Их вернее назвать сегментированными пластовыми интрузиями, которые повышают пластичность подкорового горизонта, обеспечивая условия для скольжения. Одновременно магматические внедрения создают дополнительные условия для растрескивания вышележащей твердой коры, формированию в трещинах гидротермальных тел.

Отмеченные причины образования подводного рельефа в значительной степени определяются случайными факторами дифференциации вещества и распределения температуры в сводовой части астеносферного потока. Однако на практике все эти причины проявляются на фоне и во взаимодействии с волновым характером поля напряжений в коре, которое обуславливает чередование линейных локальных форм растяжения-сжатия, создает среднепериодные волны рельефа и соответственно линейные аномалии магнитного поля.

Магнитное поле СОХ формируется на свежих горячих излияниях, которые приобретают термоостаточную намагниченность с вектором, индуцированным современным геомагнитным полем. При внедрении новых порций магмы в краевые зоны, отодвинувшегося магнитного слоя, происходит частичное разрушение рельефа, наложение слоев и частичное создание нового рельефа, частичное перемагничение пород с общим понижением амплитуды поля, а при соответствующем выборе нормального поля, появляются отрицательные значения, объединяющиеся в отрицательные линейные зоны. О реальности подобных рассуждений и о возможности перемагничения краев свидетельствуют стабильно широкие центральные зоны СОХ и более узкие боковые линейные зоны, возможно претерпевшие указанные изменения.

К рассматриваемой нами проблеме влияния рельефа на формирование облика магнитного поля можно отнести следующий простейшие модельные примеры, приведенные на рис. 1. Например, на некоторой глубине залегает вертикальный объект с формой вытянутого прямоугольного параллелепипеда, намагниченного вертикально. Если магнитное поле рассматривать на горизонтальной плоскости, полагая, что это дневной рельеф, то оно будет симметричным относительно центрального максимума и не будет никаких сомнений в вертикальной ориентировке тела. Теперь предположим, что это же тело залегает недалеко от склона речной долины. В качестве дневного рельефа возьмем поверхность, состоящую, из двух горизонтальных надпойменных речных террас, соединенных наклонной плоскостью, а тело расположим под верхней террасой. Наблюдаемая на таком рельефе магнитная аномалия резко изменится. Максимум будет фиксироваться как и ранее над верхней террасой, но на склоне, и особенно на нижней террасе, с понижением гипсометрического уровня на рельефе будет проявляться влияние нижнего отрицательного полюса. Появится отрицательная ветвь аномалии. Нечто подобное имеет место с переменным рельефом и магнитоактивным слоем на океаническом дне, а также с магнитным полем в промытых речных долинах на Сибирских траппах.

Нет сомнений, что требуются дополнительные теоретические оценки. Но из предшествующих близких по смыслу исследований ясно, что несущая частота периодичности флуктуаций рельефа антиклинального поднятия СОХ будет зависеть от толщины и жесткости коры, от параметров регионального максимума рельефа и от скорости раздвижения жесткой коры. При высоких скоростях раздвижения, период волновых форм рельефа будет большим и, наоборот, при малых скоростях волны рельефа будут сближаться. Зависимости те же, что и в распределении полосовых магнитных аномалий.

Важно еще раз подчеркнуть, что механизм появления линейных магнитных аномалий обратного знака на океанах без каких-либо инверсий геомагнитного поля вполне реален, но требует совпадения трех условий: необходимы линейные разломы в твердой коре, необходимы субвертикальные смещения коры по этим разломам, необходимы магматические проявления в зоне этих разломов. Учитывая ограниченную вертикальную мощность океанического магнитоактивного слоя и близость отрицательного полюса намагниченности магнитоактивного слоя, можно предположить, что ложный эффект

отрицательной намагниченности будет появление даже при небольших амплитудах смещения. При этом безразлично, в какое время произошли излияния (лишь бы они были) и какую форму приобрели магнитоактивные тела: в виде вертикальных или горизонтальных внедрений. В этом существо рассматриваемой проблемы!

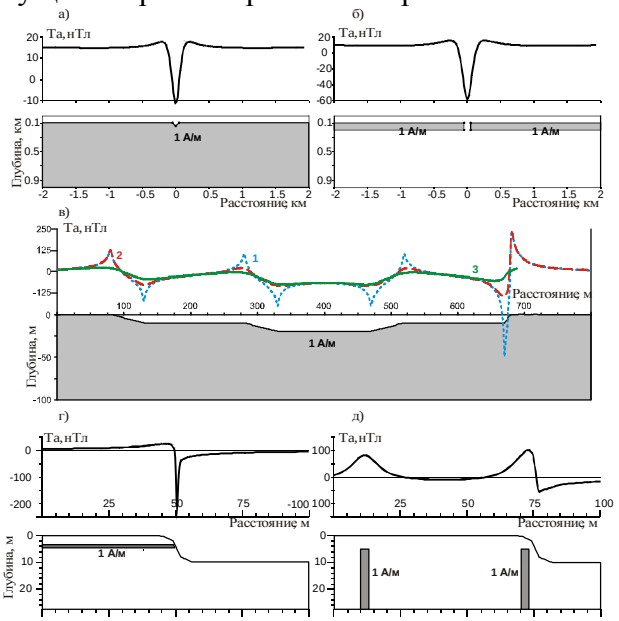


Рис. 1. Примеры, имитирующие появление отрицательных магнитных аномалий.
Разрывы в однородно намагниченном слое а) U-образное русло; б) разрыв в тонком слое; в) терассированая долина (графики полей для точек наблюдения 1 – на рельефообразующей поверхности; 2 – на высоте нуль; 3 – в 25 метрах от поверхности с огибанием); горизонтальный (г) и вертикальный (д) полупласт вблизи изгибающейся поверхности.

Литература

1. *Зверев С. М., Нардов Н. М.* Глубинные сейсмические исследования на Анголо-Бразильском геотраверсе // Институт Физики Земли академии наук СССР. Москва. 1986.

МОРФОТЕКТОНИКА И ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИКИ ВПАДИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Мельниченко Ю.И., Осипова Е.Б., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Съедин В.Т.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток, Россия
(yumel@poi.dvo.ru)

Введение.

Впадина Японского моря входит в состав Азиатско-Тихоокеанского тафрогена и занимает фрагменты дорифейской Китайской параплатформы. Она является наиболее изученной структурой северо-западной части Тихого океана в геологическом отношении. Тем не менее, проблема её происхождения и развития остается во многом дискуссионной. Этому, как представляется, в значительной степени способствовало недостаточное внимание к вопросам эволюции рельефа морского дна. Между тем, формирование рельефа земной поверхности рассматривается как результат действия геодинамических сил, зарождающихся в глубинах планеты [9]. Поэтому рельеф, как результат действия эндогенных напряжений литосферы, отраженный в деформации поверхности, служит косвенным признаком геодинамической обстановки формирования конкретной структуры. Таким образом, возможна реконструкция геодинамической эволюции, как отдельных участков, так и впадины моря в целом в системе тектонической деформации рельефа.

В данной работе изложены результаты морфотектонического исследования дна Японского моря, рассматривается модель происхождения и эволюции впадины. В качестве метода исследования нами использован формационный подход. Он основан на выделении структурных парагенезов форм земной поверхности литосферы [5]. Информационной основой работы служит цифровой массив данных альтиметрии, сосредоточенный в базе ETOPO 1´[10]. В него входят данные батиметрических промеров, в том числе, полученные авторами в морских экспедициях.

Строение рельефа и морфотектоника впадины.

Общие контуры и морфологию прибрежной зоны впадины определяют склоны горных сооружений Сихотэ-Алиня, Восточно-Корейских, Японских и Сахалинских гор (рис. 1).

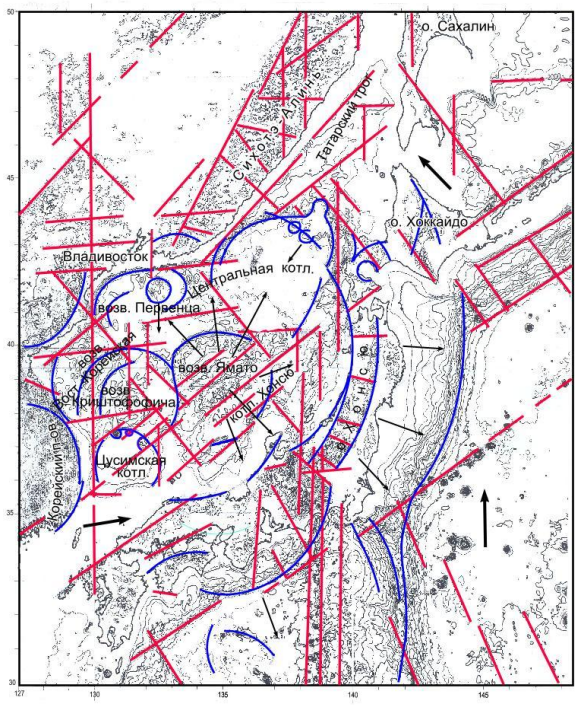


Рис. 1. Схема морфотектоники впадины Японского моря в сечении рельефа 500 м. Показаны линейные и радиальные линеаменты региона. Стрелками указаны основные направления действующих сил.

Морское дно в интервале глубин от 500 и почти до 4000 м характеризуется равномерным распределением батиметрических ступеней. Эта особенность рельефа дна связана с тектонической деструкцией фундамента на раннем этапе развития впадины, что служит основанием для выделения япономорского типа эволюции окраинных морей [3]. В прибрежной части склоны горных

сооружений составляют Прикорейский и Японо-Сахалинский бордерленды. В северной части выделяется Приморский континентальный уступ. Бордерленды характеризуются весьма расчлененным рельефом с многочисленными коническими горными поднятиями. На западе они образуют плато с изометричными и линейными горными сооружениями (возвышенности Восточно-Корейская и Криштофовича). Японо-Сахалинский бордерленд отличается линейными хребтами и вытянутыми в цепи отдельными коническими горами с острыми и плоскими вершинами. Хребты и горные цепи разделены долинами и узкими желобами. Приморский уступ составляет подводную часть континентальной террасы, протягивающейся согласно отрогам Сихотэ-Алиня. Крутые склоны уступа ограничивают днище Япономорской впадины.

Днище впадины выделяется на глубине 2500 м, которая рассматривается как граница основных морфоструктурных элементов дна Японского моря. Её равнинная поверхность местами осложняется горными сооружениями. Среди них отличается банка Ямато, которая выделяется в виде обширного мелководья с наименьшими глубинами (240-500 м) в центральной части возвышенности. Она окружена равнинами глубоководных котловин Центральной с апофизами и Хонсю. С юго-запада к ним примыкает Цусимская котловина. На северо-востоке Центральная котловина переходит в широкий Татарский трог, который далее к северу сужается и выполаживается до глубин 100 м. От котловины его отделяет Южно-Татарская зона поднятий и уступов дна.

Возвышенность Ямато представляет уникальную морфологическую структура дна Японского моря. Над равнинами котловин она возвышается на высоту до 3 км, а над поверхностью акустического фундамента Центральной котловины её высота достигает 6 км. Банка расчленена трогом на две части – плоскогорье Северное Ямато и хребет Южное Ямато. Вершинная поверхность обеих частей осложнена холмами и невысокими одиночными горами, участками выровненной поверхности, впадинами разных размеров и конфигурации, мелкими рытвинами. Тальвеги и широкие долины часто обрамляют подножия холмов. Для свода характерны линейные уступы и резкие перегибы поверхности. Примерно на глубинах 1000 и 2000 м расположены широкие наклонные террасы. Иногда они осложнены одиночными горами. Их вершины выровнены или расчленены мелкими ложбинами. Склоны гор переходят в склоны возвышенности. Они осложненные линейными уступами и глубоко врезанными в склоны долинами и ложбинами, отмечаются резкие перегибы поверхности.

Особенностью структуры рельефа впадины является её зональная организация. В пределах впадины выделяются как линейные, так и радиальные системы линеаментов. Считается, что развитие линеаментов зависит от так называемых концентраторов напряжений [7]. Часто ими служат явные или скрытые трансструктурные зоны, которые отражают регматическую сеть разломов Земли. Они образуют каркас долгоживущих зон литосферы. К ним “приспосабливаются” геодинамические процессы разного характера и порядка. В условиях тектонической активизации литосферы с ними связаны миграция и локализация флюидно-магматических расплавов в земной коре. Геодинамический режим этих зон становится существенным фактором преобразования структуры Земли [8], в частности, формирования рамы и организации морфоструктуры впадины Японского моря.

По особенностям организации рельефа дна в регионе Японского моря выделяются системы радиальных и линейных линеаментов широтного, меридионального, северо-восточного и северо-западного направлений (рис. 1). В береговой зоне Приморья на границе шельфа и континента в процессе геологической съемки линейные линеаменты заверены Л.А. Изосовым [3].

Установлено, что линиями широтного и меридионального простирания образован наиболее древний (дорифейский) план региона. Система северо-западных разломов наиболее активно функционировала в ордовике. Структурные линии северо-восточных направлений согласуются со складчатыми структурами мезозоид.

Что касается возраста линеаментов Япономорской впадины, то они представляют, прежде всего, разломы фундамента, активизированные в связи с раскрытием бассейна в миоцене. Они отчетливо проявляются в поле гравитационных аномалий [12]. При этом происходила переработка – обновление одних дизъюнктивов и наложение на них более поздних разрывов. Это привело к «интерференции» разновозрастных тектонических линий. Эти структуры, вероятно, являются фрагментами деформированных и разорванных линеаментных систем, существовавших в докайнозойское время на восточной окраине континента. Их тектоническая активизация сопровождалась мощными вспышками вулканизма, формировавших морфоструктуры центрального типа.

Разломно-блоковая тектоника и вулканизм, таким образом, служат основным фактором преобразования исходного докайнозойского рельефа региона, завершившегося формированием морской впадины [5]. Стратовулканы и вулканические конусы, остаточные горстовые вулканические поднятия образуют наиболее возвышенные участки дна. С их формированием связаны кальдеры проседания и вершинные кратеры. Генетически с вулканическими постройками связаны компенсационные прогибы, представленные депрессиями дна. Другой тип вулканических структур представлен вулкано-тектоническими впадинами. Они составляют западную и восточную части Центральной котловины, к ним относится Цусимская котловина. Линейный тип вулкано-тектонической впадины представляет котловина Хонсю. Ведущую роль вулканотектоника играла в формировании возвышенности Ямато. Здесь выделяются стратовулканы и вулканоструктуры более высокого порядка: секторные грабены, вулканические желоба, конусы и горсты. По морфологическим характеристикам они выделяются на уступах склона вдоль всего обрамления возвышенности.

Таким образом, особенности строения и морфоструктурная организация рельефа дна Японского моря показывает, что ведущим фактором происхождения и развития морской впадины служила разломно-блоковая тектоника, сопровождаемая повсеместно вулканической активностью литосферы. В этом отношении уникальное положение в регионе занимает вулканоструктура возвышенности Ямато. Она служит центром геодинамических напряжений, вызванных вертикальным потоком вещества с глубин тектоносферы. Создается представление, что с её развитием тектоническая деформация распространялась по радиусу на весь регион, вызывая горизонтальные перемещения блоков земной коры. В том числе, радиальный сегмент Японских островов. Если принять во внимание существование субдукционной «воронки», предполагаемой вдоль восточной окраины Азиатского континента со стационарным нисходящим общемантийным течением [6], то становится реальным их выдвижение в сторону океана.

Для исследования возможного механизма этого явления предложено механико-математическое моделирование движения тектоносферы. Трёхслойная тектоносфера в этом случае моделируется как кусочно-неоднородная среда, трансформирующаяся под действием локального разуплотнения астеносферы на фоне естественного гравитационного поля [1, 11]. Распределение изолиний интенсивности напряжений на рисунке 2 показывает, что наибольшие значения нормальных и касательных напряжений достигаются в зоне наибольшего разуплотнения.

Выражена зона центрального опускания верхнего слоя и сопутствующего утонения зоны разуплотнения в среднем слое.

Всплывающее разуплотнённое вещество оказывается не в состоянии приподнять более вязкий перекрывающий слой и растекается под ним, вызывая утонение верхнего слоя и проседание свободной верхней границы (трог возвышенности Ямато).

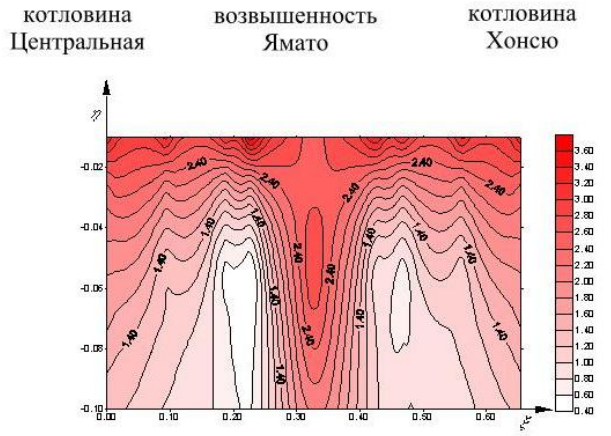


Рис. 2. График изолиний интенсивности напряжений для режима «прогиба» [1]

Максимальное опускание верхней границы достигается над разуплотнённой областью и происходит со скоростью до *1.5 мм/год*, а восходящие движения в бортовых зонах характеризуются скоростями *до 1.4 мм/год* [1].

Предлагаемая модель даёт возможность анализа тектонических последствий движения трёхслойной тектоносферы под действием локального разуплотнения в слое пониженной вязкости – в астеносфере. При этом движение астеносферного вещества имеет характер конвекции, а движение надастеносферного и подастеносферного слоёв связано с их механическим взаимодействием с конвектирующей астеносферой. Полагаем, что наиболее разуплотнённое астеносферное вещество в центральной части регионов «всплывает» до подошвы литосферы, и далее двигается субгоризонтально вдоль неё к пограничным структурам. В литосфере центральной части регионов создаётся обстановка растяжения (тектонические депрессии), вследствие чего образуются разломные зоны проницаемости для адвектирующих к поверхности расплавов и флюидов. Астеносферное вещество, освобождающееся от флюидов и расплавов, уплотняется и погружается в пограничных зонах до кровли вязкой подастеносферной мантии и далее двигается вдоль неё к центральной части региона. Здесь в результате «проработки» потоком флюидов высокой плотности вещество вновь разуплотняется. Таким образом, в астеносфере, разделённой на звенья (Япономорский сегмент тафрогена) образуются постоянно действующие конвективные ячейки, продуцирующие тектогенез вышележащей литосферы.

Заключение.

Геодинамическая обстановка в регионе Японского моря складывалась в кайнозое под влиянием активизации регматической сети разломов Земли, вызванной развитием локального мантийного плюма. Происхождение и развитие Япономорской впадины осуществлялось по механизму конвективной ячейки. Только непосредственная связь в сочетании глобальных, региональных и локальных эндогенных напряжений, действующих в гравитационном поле Земли, привели к современному морфологическому облику земной поверхности литосферы региона. Тектоническое дробление и волновая деструкция завершают развитие рельефа дна Японского моря. Морфоструктура дна в настоящем завершила своё развитие находится в стадии «дряхления». Она характеризуется тем, что формы поверхности интегрируются под влиянием экзогенных факторов геодинамики.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ДВО РАН (Проекты 09-III-А-07-322, 09-III-А-07-325).

Литература

1. *Безверхний В.Л., Осипова Е.Б.* О возможном механизме инверсии вертикальных движений литосферы тыловодужных бассейнов Западно-Тихоокеанского региона// Тихоокеанская геология, 2009. Т. 28. С. 27-35.
2. *Изосов Л.А., Кулинич Р.Г., Мельниченко Ю.И., Емельянова Т.А.* Разломная сеть Южно-Приморского сектора зоны сочленения континент-океан. // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 103-113.
3. *Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И., Сигова*

К.И. Эволюционные ряды рельефа дна морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Геофизика и тектоника переходной зоны Западно-Тихоокеанского типа. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 36-44.

4. *Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Съедин В.Т.* Рельеф дна Японского моря в поле деформации восточной окраины Азии // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 17-20.
5. *Мельниченко Ю.И., Лепешко В.В.* Формационный анализ в геоморфологических исследованиях океана // Новые и традиционные идеи в геоморфологии. V Щукинские чтения – Труды. М.: Географический ф-тет МГУ, 2005. С. 487-491.
6. *Никишин А.М., Хаин В.Е., Лобковский Л.И.* Схема глобальной эволюции Земли // ДАН, 1992. Т. 323, №3. С. 519-522.
7. *Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 95 с.
8. Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. 264 с.
9. *Шейдеггер А.* Основы геодинамики // М.: Недра, 1987. 384 с.
10. http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi
11. *Osipova Elena B., Yuri I. Melnichenko, Vladimir T. S'edin* Volcano-tectonic deformation and Japan Sea basin geodynamics // Proceedings of PEACE. Gangneug, Korea. 11-12 Sept., 2010, P.227-234.
12. *Smith W. and Sandwell D.* Measured and Estimated Seafloor Topography (version 4.2). Word Data Centert A for Marine Geology and Geopgysics research publication RP–1, 1997.

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ КАК РЕЗУЛЬТАТ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Мельцер М.Л.

Северо-Восточный федеральный университет, г. Якутск,
(melcer2001@mail.ru)

Настоящая работа показывает генетические отличия золоторудных месторождений, сформированных в тектонически мобильных условиях Верхоянской континентальной окраины. Генетические особенности разновозрастного золотого оруденения являются следствием различий в интенсивности проявления отдельных геологических процессов на разных коллизионных этапах формирования складчатой области.

В начальные этапы развития складчатой области и ее обрамления, связанные с накоплением и литификацией карбонатно-терригенных толщ (R_3-C_1) и мощной толщи вулканогенно-терригенных отложений верхоянского комплекса (C_2-K_2) основная роль гидротермального процесса заключалась в пространственном перераспределении микроэлементов осадочных толщ. Обогащение толщ рудными компонентами происходило вначале под действием гидротермальных вод вулканогенного происхождения, а затем в результате действия захороненных морских вод и хлоридных рассолов метаморфогенного происхождения. Таким образом, сформировались геохимические провинции регионально обогащенные золотом, мышьяком, ртутью и другими рудогенными элементами.

В зонах западного и восточного обрамления рассматриваемой складчатой области в терригенно-карбонатных породах перераспределение микроэлементов происходило значительно ранее в результате воздействия бикарбонатно-сульфатных рассолов. Здесь основная часть золота концентрировалась в породах с повышенным содержанием органического материала. Эти особенности регионального перераспределения золота в терригенно-вулканогенных формациях Верхояно-Колымской зоны и в карбонатно-терригенных формациях восточной окраины Сибирской платформы и Колымского супертеррейна, предопределили не только различный характер пространственного распределения месторождений золота, но также особенности их минерального состава и набор типичных элементов-примесей.

Следующий этап гидротермальной деятельности связан с формированием завершающей складчатости в позднеюрское – раннемеловое время на этапе коллизии континентального блока и островной дуги. В это время относительная целостность верхней части осадочной оболочки была нарушена. Вдоль древних зон повышенной тектономагматической активности сформировались мощные и протяженные зоны региональных разломов. Заложение и развитие зон разломов привело к быстрому снижению литостатического и флюидного давления и к интенсивному тепломассопереносу. Режим флюидной деятельности резко меняется. Появление активных транспортных зон, проникающих сквозь всю осадочную толщу, ведет к активной разгрузке ранее захороненных гидротерм, предварительно насыщенных растворимыми формами тяжелых металлов. Ведущая роль при транспортировке рудообразующих элементов здесь принадлежала *хлоридным* формам переноса металлов.

Разгрузка растворов происходит на глубинах 1-1,5 км от палеоповерхности. На это указывают результаты изучения газово-жидких включений минералов руд и палеореконструкции. В зависимости от состава и строения рудовмещающих пород, конкретной динамической обстановки формировались секущие, либо согласные золотоносные существенно кварцевые залежи.

Благоприятный этап для формирования таких месторождений приблизительно

продолжался с юрского до мелового периода. Этап образования метаморфогенных золото-кварцевых месторождений был очень длителен. Однако формирование руд происходило не непрерывно в выделенном временном интервале, а в период и после декомпрессии пород на конкретном участке проницаемой зоны.

Третий этап повышения гидротермальной активности вблизи дневной поверхности связан с резким увеличением интенсивности магматической деятельности. Начиная с раннего мела идет процесс формирования гранитоидных тел из умеренно низкотемпературных и умеренно вязких магм, наиболее способных к совместному отделению золота и серы. Как известно, соединения хлора менее пригодны к транспортировке тяжелых элементов именно при высоких температурах. Увеличение роли соединений серы в транспортировке золота и его элементов-спутников показывают результаты изучения состава газово-жидких включений в рудоносных кварцах. Золото-кварцевые месторождения этого этапа содержат на порядок больше сульфидов. Значительная часть золота и серебра этих месторождений содержится в сульфидной части руд.

Следующий этап связан с формированием золото-сурьмяного оруденения. Это оруденение имеет значительно более сокращенный ареал распространения. В пределах тех проницаемых зон, где развиты более молодые золото-сурьмяные месторождения, формировался восстановительный флюидный режим. Такие условия возникали в участках относительно повышенного температурного градиента, зависящего здесь от сравнительно близких к поверхности зон гранитообразования, выносу из этих зон растворов хлоридного состава и насыщение их соединениями серы, сурьмы и различных металлов (преимущественно железом) из вмещающих терригенно-вулканогенных пород.

Важное значение имеет факт присутствия здесь в максимальных концентрациях углеродистого вещества по сравнению с любыми другими толщами верхоянского комплекса. В таких условиях резко усиливается роль сульфидных комплексов в переносе тяжелых металлов, что и приводит к появлению своеобразных месторождений золото-антимонитовой формации.

Заключительный этап формирования гидротермальных месторождений золота связан с заключительным тектономагматическим этапом в ходе эволюции складчатой области. В этот этап происходило формирование редкометальных гранитоидов.

Маловязкие и высокотемпературные лейкократовые кислые магмы, оказались изначально обогащены золотом в результате ассимиляции корового вещества. Эти магмы способны давать вблизи поверхности обогащенные фтором, редкими щелочами и обедненные кремнекислотой, магнием, кальцием, железом остаточные расплавы. Действительно, именно вблизи поверхности, чаще всего в кровлях интрузий, формируются метасоматиты содержащие редкометальные жилы.

В целом, наблюдается отчетливая эволюция магматогенного гидротермального рудообразования связанная с повышением относительной роли хлора, как основного агента в переносе рудообразующих металлов.

Общая последовательность формирования месторождений золота области показана на рисунке. Рассмотрение характера распределения месторождений золота в пространстве и во времени не только показывает тесную связь гидротермального золотого рудообразования с геологической эволюцией Верхояно-Колымской складчатой области. Здесь отчетливо проявляется направленность эволюции гидротермального процесса в сторону специализации гидротермальной сферы, появления сульфидного и хлоридного путей специализации рудоносных флюидов

и генерируемых ими месторождений. Первый временной интервал формирования промышленных месторождений золота метаморфогенной золото-кварцевой формации охватывает практически всю территорию складчатой области, хотя наиболее развит в районах максимального проявления первого этапа коллизии континентального блока и островной дуги.

Следующий временной интервал связан с формированием сингранитоидной золото-кварцевой формации. Образование ее месторождений связано со вторым этапом глобальной коллизии и имеет более ограниченный ареал, связанный с районами развития рудоносных магматических образований. Усложнение геологической структуры области продолжалось на еще более локальных площадях, вследствие чего более молодые образования золото-антимонитовой и золото-редкометальной формаций формируются только в пределах наиболее специализированных зон и имеют наибольшие отличия по всем своим параметрам.

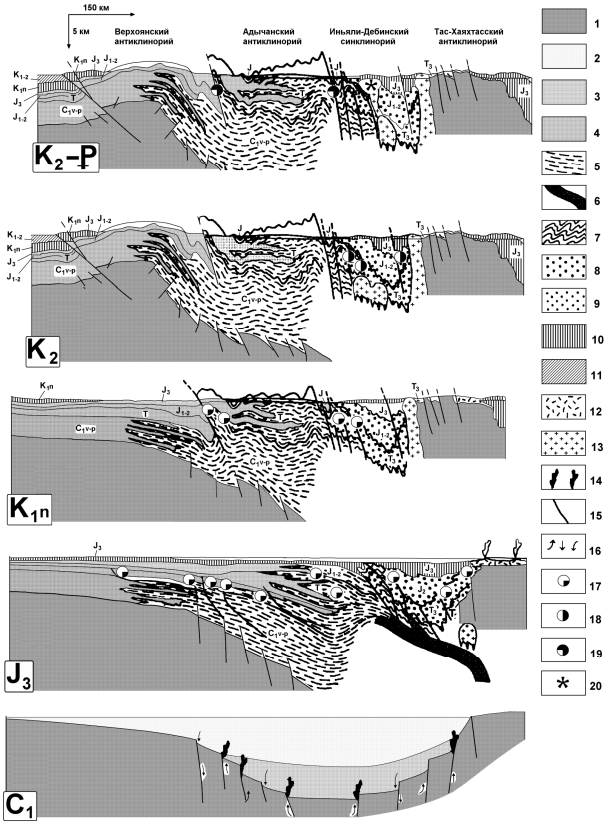


Рис. Схема общей последовательности формирования месторождений золота складчатой области.

Условные обозначения: 1 – блоки континентальной коры различного состава и возраста, 2 – морской бассейн, 3 – нелитифицированные осадки, 4 – песчаники, 5 – алевролиты и глинистые сланцы, 6 – океаническая кора, 7 – метаморфические сланцы, 8, 9 – отложения преддуговых комплексов, 10,11 – молассы, 12 – вулканиты, 13 – граниты, 14 – вулканические эксгаляции, 15 – разломы, 16 – направления движения растворов, 17 – месторождения метаморфогенной золото-кварцевой формации, 18 – месторождения сингранитоидной золото-кварцевой формации, 19 – месторождения золото-антимонитовой формации, 20 – месторождения золото-редкометальной формации

Размещение золоторудных месторождений в пространстве складчатой области определяется особенностями геологического развития составляющих ее структур. Для формирования месторождений золота, как было показано выше, определяющее значение имеет целый ряд факторов: характер накопления осадочной толщи и минеральный состав сформированных осадков, тип складчатых деформаций и характер дизъюнктивных нарушений, условия формирования и состав магматических образований, расположение зон длительной активизации глубинных процессов. Эти факторы, в свою очередь, состоят из достаточно сложных составных частей, имеющих ряд особенностей в каждом из золоторудных районов складчатой области. Вследствие этого, наряду с общими закономерностями размещения выделенных золоторудных формаций в пределах всей складчатой области, выделяются основные особенности распределения золоторудных месторождений в пределах отдельных золотоносных районов.

Пространственное распределение месторождений золота, в целом, показывает тесную связь каждой из выделенных золоторудных формаций с геологическими структурами определенного состава и строения. Именно поэтому ранние золотоносные формации наиболее развиты на площадях развития наиболее древних геологических структур складчатой области, а более поздние тяготеют к зонам и районам содержащим наиболее молодые геологические образования. Это наблюдается не только в масштабах всей Яно-Индигирской

складчатой зоны, но и в пределах отдельных золотоносных районов.

Наиболее ранняя метаморфогенная золото-кварцевая формация, с учетом разной степени интенсивности процессов динамометаморфизма, распространена на всей территории складчатой области и выходит в краевые структуры Сибирской платформы, Колымского супертеррейна, ограничивающие эту область. Месторождения сингранитоидной золото-кварцевой формации тяготеют к центральным частям золотоносных районов. Центральные поднятия всей складчатой области содержат месторождения, для которых наблюдается явная связь с гранитоидным магматизмом. Более молодые месторождения золото-антимонитовой и золото-редкометальной формаций распространены еще более локально, только в пределах наиболее крупных, долгоживущих (проявляющихся и в настоящее время, как показывает распространение современных землетрясений) региональных разломов, а также в связи с наиболее поздними проявлениями гранитоидного магматизма.

Работа показывает последовательность формирования разных золоторудных формаций в связи с общим тектоническим развитием складчатой области и ее отдельных элементов. Это позволяет проводить металлогеническое районирование территории. В процессе выполнения исследований разработан рациональный комплекс геолого-геохимических поисков месторождений золота для золотоносных районов Верхояно-Колымской складчатой области, который успешно применялся для оценки ряда рудных полей.

ИЗУЧЕНИЕ СТРОЕНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

Меньшина Г.Ф

Альметьевский государственный нефтяной институт, Альметьевск, Россия
(shatka@mail.ru)

В шестидесятых годах XX века была обоснована перспективность кристаллического фундамента Республики Татарстан для поисков нефти и газа, несмотря на то, что до 1973 года глубокими скважинами фундамент (ниже осадочной толщи) изучался лишь на глубину до 50 м.

Новый этап исследований начат в 1973 году с бурения сверхглубокой скважины №20000 Миннибаевской, где достигнутый забой 5099 м. В 1988 году была заложена Ново-Елховская скважина №20009 с проектной глубиной 7000 м, но из-за осложнений бурения, работы были завершены на глубине 5889 м.

Территория РТ относится к старым нефтедобывающим районам с высокой степенью разведанности осадочного чехла. Приоритетным напрявлением исследований становится изучение строения толщ ниже осадочного чехла - кристаллического фундамента, а также исследования роли кристаллического фундамента в генерирации углеводородов (Рис.1).

Одной из важнейших задач, стоящих перед скважиной 20009, является обнаружение в разрезе кристаллического фундамента аномальных зон различных типов, в частности, зон коллекторов, зон повышенной проницаемости и зон миграции углеводородных флюидов, термоаномалий, зон повышенных концентраций рудных и радиоактивных элементов (в частности, магнетита, сульфидов, урана, тория и др.). Для решения этой задачи в ходе бурения и исследования скважин использовано более двадцати основных методов ГИС, проведены многочисленные специальные геотехнологические, гидрогеологические и геохимические исследования.[3]

В последние годы получены уникальные данные по расслоенности земной коры и мантии, по наличию мощных восходящих струй легкого материала с

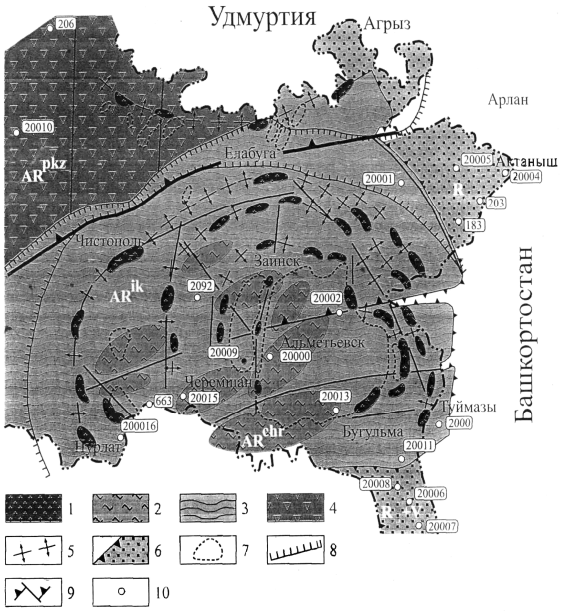


Рис. 1. Карта-программа изучения глубинных недр РТ (разработана Р. Х. Муслимовым и др. в 1976 г.).

границ внешнего ядра, по широкому развитию низкоскоростных волноводов в породах кристаллического фундамента континентальных областей, связанных между собой вертикальными зонами высокой электропроводности, которые, при благоприятных условиях, могут трансформироваться в глубинные разломы. Флюидные системы в таких областях являются продуктами декомпрессии зон частичного или полного плавления субстрата и, как правило, отражая общее дыхание планеты, могут достигать верхних зон коры. Таким образом формируя геофизические и геохимические поля в контурах возможной локализации углеводородов. [1]

В настоящее время рассматривать генезис углеводородов необходимо не только с позиций осадочно-миграционной гипотезы, но и с учетом геодинамических аспектов развития регионов и процессов,

происходящих на больших глубинах,

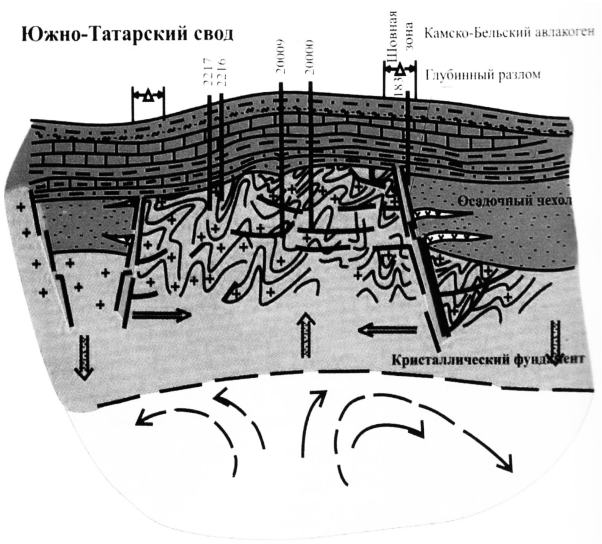


Рис. 2. Геодинамическая модель Татарского свода (по данным В.Г.Изотова, 2000 г.).

прежде всего, в верхних областях мантии.

Выполненные работы в РТ показали, что проблема формирования крупнейших месторождений нефти и газа не может быть решена в рамках только изучения осадочной толщи, а должна рассматриваться в тесной связи с геодинамическими процессами эволюции земной коры (Рис.2). Ведущим фактором, определяющим морфологию ловушек в РТ является тектонической фактор. Размещение всех структурных форм и нефтегазоносных ловушек в частности подчиняется региональной системе тектонических напряжений

Размещение месторождений нефти и газа в пределах Земли показывает, что основная их масса приурочена к планетарной рифтовой системе и зонам глубинных разломов, причем распределение скоплений УВ по массе носит крайне дискретный характер.

С геофизических позиций благоприятными участками для нефтегазонакопления в кристаллическом фундаменте Татарского свода признавались блоки с относительно малой плотностью пород около глубинных разломов, осложненных системой оперяющих разломов. С ними тесно связано развитие благоприятных участков в структурном и геологическом отношении.[2]

Скважина №20000 была пробурена в контуре Ромашкинского месторождения, ограниченном глубокими разломами и имеющем относительно меньшую плотность по геофизическим данным. До глубины 5099 м скважина впервые вскрыла сплошной разрез гранито-гнейсового слоя возрастом 2,9 млрд. лет. С глубиной возрастали трещиноватость пород, гидротермальная измененность, с которыми были связаны разъуплотненные участки разреза, выделенные объектами испытаний. На глубине 4876-5005 м был получен приток высокоминерализованной газированной воды дебитом до 102 $м^3$/сут., с содержанием метана и ряда тяжелых УВ. В трещиноватых разностях пород обнаружены битумоиды. Дебит и объем отобранного флюида составил 2680 $м^3$. По газонасыщенности глубинный флюид из архейского фундамента (450 $см^3$/л) много богаче по сравнению с рифейскими и девонскими отложениями.[4]

Благодаря комплексу геолого-геофизических исследований для всей территории РТ построена детальная карта рельефа фундамента, на которой отчетливо выделилось его блоковое строение. Было выяснено, что значительные участки фундамента являются проницаемыми как для эндогенных флюидов, так и для гипергенных растворов и могут служить породами-коллекторами.[1]

Литература

1. *Под редакцией Муслимова Р.Х, Лапинской Т.А.* Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности. Казань, “Дента”. 1996.
2. *Войтович Е.Д, Гатиятуллин* Тектоника Татарстана. Издательство Казанского университета, 2003.
3. *Под редакцией Муслимова Р.Х* Нефтегазоносность Республики Татарстан. Академия наук РТ, Казань, 2007.
4. *Губайдуллин А.А, Шабалин Н.Я,* Прогнозная оценка нефтегазоносности геологических объектов по технологии низкочастотного сейсмического зондирования. // Георесурсы, №.4 (23), 2007.

ГЛУБИННЫЕ ГИДРОСИСТЕМЫ - СЕПАРАТОРЫ ЛИТОФОБНЫХ ВЕЩЕСТВ

Мерцалов И.М.

ФГУНПП «Аэрогеология», Москва
(immertsalov@mail.ru)

Литофобными, чуждыми для «ионных» породообразующих минералов, являются «ковалентные» органические вещества (ОВ), углеводороды (УВ), сульфиды и самородные металлы. Этим «летучим», большей частью рассеянным в различных породах, свойственно при участии воды быстро мобилизовываться, покидать места своего рассеянного состояния и скапливаться в виде месторождений в «ловушках» и под водоупорными покрышками, то есть, при непременном участии воды. Самый простой и, главное, доказуемый ответ на вопрос, откуда берется водный раствор, создающий условия для мобилизации и миграции литофобных компонентов, известен: это увлекаемые вместе с осадками в ходе геосинклинального погружения соленые морские воды [1, 10, 22, 23]. Ответ на вопрос, как и куда на большой глубине перемещаются эти растворы, подсказывают эксперименты с применением автоклавов. В них переотлагаемые к охлаждаемой крышке вещества оттесняют рабочий раствор к горячему дну [8, 13, 28].

Концепция, согласно которой системы «застойных» минерализованных вод нижней гидрогеологической зоны способны цементировать и наращивать над собой водонепроницаемую кровлю и перемещаться в более нагретую и корродируемую подошву, уже предлагалась вниманию геологов [15-18]. Но для научного геологического сообщества она оказалась мимолетным явлением; ее не заметили и хранят молчание. Описательная, «фотографическая» часть науки, фиксирующая и систематизирующая факты, от такого замалчивания почти ничего не теряет и не приобретает. А вот что касается понимания процессов, происходящих в земных недрах, то в эту, «теоретическую» область науки концепция может внести существенные изменения.

Крупные природные автоклавы представляют собой системы содержащих раствор взаимосвязанных пор и трещин, развитых в десятках куб. км горных пород. Данные о перемещениях раствора в экспериментальных автоклавах [15, 28] и миграции включений в минералах [2] позволяют оценить скорость перемещения таких систем величиной порядка 1 мм за год, т. е. 1 км за миллион лет. Расстояния, которые проходит гидросистема сквозь вмещающие породы за геологическое время, могут во много раз превосходить вертикальные параметры самой системы, а масса пород, тщательно ею обработанных, в еще большее число раз превосходит массу рабочего раствора [15, 17]. Полости растворения и каркасы минералов, частично «выщелоченных» в корневой зоне системы, по мере ее погружения «переходят» в зону отложения, куда поступает материал из еще более глубоких порций пород, в которые проникают агрессивные корни системы.

В зоне отложения происходит разделение мигрирующих компонентов: литофильные, ионные компоненты усваиваются каркасами выщелоченных породообразующих минералов, а ранее рассеянные литофобные изгои вынуждены отлагаться в порах и трещинах в виде собственных «парагенезисов», обычно совместно с наименее ионными породообразующими минералами, такими, как кварц и карбонаты.

Такие системы при своей гидрогеологической изолированности не являются закрытыми. Перенос теплоты в них не сдерживается, а усиливается. И сам рабочий раствор тоже является проходящим по отношению к вмещающим его породам. И только перенесенные вещества и

сформировенные ими минеральные парагенезисы подчиняются правилу фаз Гиббса, справедливого, по заключению автора этого правила, для процессов в закрытых системах.

Применительно к изложенному напомним «случай», тщательно рассмотренный и описанный В.И.Смирновым, однозначно свидетельствующий о том, что порядок выпадения сульфидов, устанавливаемый под микроскопом в каждом ограниченном участке рудного тела, и последовательность формирования зон отложения рудных тел во времени противоположны [24], т. е., верхние зоны рудных тел являются более ранними относительно нижних. Подобные «случаи» неоднократно наблюдались и автором в своей поисковой практике.

Одной из причин кризиса теории гидротермального рудообразования явилось то, что в ряду сульфидов от «глубинных» высокотемературных к «эпитермальным» низкотемпературным (MoS_2, MnS, FeS_2, CoS, ZnS, NiS, CdS, PbS, SnS, Cu_2S, Sb_2S_3, As_2S_3, HgS, S_2) увеличивается не растворимость в воде и водных растворах-электролитах, а летучесть, «испаряемость» [20, 22], отражающая степень ковалентности связей их элементарных частиц [4, 19]. УВ по летучести значительно превосходят рудные минералы и серу. И месторождения УВ оказываются самыми верхними и ранними в прерывистом ряду гидротермальных объектов, формирующихся в осадочных бассейнах.

Нефтематеринскими большей частью являются породы с водонепроницаемой глинистой матрицей. Проникновению в них гидросистем, в осадочных толщах преимущественно субпластовых, способствует то обстоятельство, что под воздействием высокоминерализованных хлоридных растворов глинистые минералы обезвоживаются и агрегируют, порода становится пористой и проницаемой [7, 12, 14, 18]. Получает возможность мигрировать под кровлю системы подавляющая часть рассеянных ОВ материнской породы.

Компоненты твердой фазы вынуждены отлагаться под гидро- и литофобными УВ, под опускающимся по мере накопления УВ водонефтяным контактом. Уменьшение количества УВ приводит к тому, что все большая их часть оказывается в изолированных порах, зацементированных значительно превосходящей массой компонентов твердой фазы, все более отделяющей рабочий раствор от системы эффективной пористости продуктивной углеводородной залежи.

В отделившейся залежи УВ остается насыщающий водяной пар, который при остывании становится пересыщенным и конденсируется, образуя между УВ и новоприобретенной подошвой залежи слой с опресненной конденсационной и «солюционной» водой. Толщина такого слоя в некоторых месторождениях достигает нескольких десятков метров [11]. А в кровле залежи пары воды при отсутствии хлоридов способствуют превращению гидрослюд, хлорита, плагиоклазов кровли в глинистые минералы и их набуханию. Залежь покрывается аргиллитовой «шапкой», в составе которой преобладает сильно набухающий монтмориллонит, которая не утрачивает сплошности при тектонических подвижках, благодаря чему даже при аномально высоких пластовых давлениях (АВПД) и даже в тектонически активных регионах залежи сохраняются на протяжении миллионов лет, хотя для их ликвидации искусственным путем (наши скважины) требуются считанные годы, в геологическом масштабе времени мгновение [5, 18]. Однако избыточная водонасыщенность и пластичность кровли залежей с АВПД может стимулировать глиняный диапиризм и грязевой вулканизм, что приводит к переформированию или естественной потере залежи [7, 9].

При докритических температурах, когда под кровлей гидросистем скапливается «пресная» газовая фаза, аргиллизация кровли происходит и в рудообразующих системах. И над ними образуются аргиллитовые, алунитовые, серные и прочие

«вторичные кварциты», часто содержащие ртутную и мышьяковую минерализацию. Даже секущие крутопадающие рудные тела, для которых заранее не было уготовано никаких ловушек, «упираются» в сингенетичные с ними «шапки» и «колпаки» кварцитов и аргиллизитов со свойствами водоупоров. Нахождение в таких объектах рудных минералов совместно с УВ является обычным явлением.

Систематическое отделение порового пространства с насыщенными паром газами уменьшает объем гидросистем и все более и более повышает концентрацию их рабочего раствора, вплоть до крепких рассолов. Хлор-натриевые растворы с глубиной заменяются хлор-кальциевыми, а в породообразующих минералах происходит замена кальция натрием, как, например, при альбитизации плагиоклазов.

«Следы» ушедших вниз гидросистем под крупными месторождениями УВ выявляются геофизичскими методами в виде «морковок» и воронкообразных структур [3, 6, 21, 25, 27]. «Факт наличия геофизических аномалий консолидированной коры в створе скоплений УВ неоспорим, но вопросы интерпретации подобной совмещенности и природы аномалий остаются нерешенными.» [3].

По мере погружения гидросистем возрастает внутреннее гидравлическое давление раствора и вероятность производства гидроразрывов в их обрамлении. Более вероятно возникновение субвертикальных разрывов вкрест горизонтальных сжимающих напряжений в твердом каркасе, обычно несколько меньших, чем вертикальные. Нарушая взаимоизоляцию систем и импульсивно ускоряя их проникновение в подстилающие породы, гидроразрывы активизируют процесс переноса, приводят к перетокам УВ или наложению материала нижней системы на парагенезисы вышерасположенной с образованием в рудных телах пульсационной «зональности» [23].

На глубинах, где температура достигает критической и надкритической величины, УВ становятся компонентами гомогенного «флюида», которые уже не отделяются и не скапливаются под кровлей системы. Исчезают и аргиллизированные «шапки» над высокотемпературными рудными месторождениями. А на еще больших глубинах в сильно перегретом субстрате флюид начинает выполнять роль флюса, понижающего температуру плавления силикатов [26]. Становится ясной причина насыщенности флюидом с тем или иным количеством УВ магматических очагов, завершающих процесс прогрессивного гидротермального метаморфизма пород.

Литература

1. *Алекин О.А.* Основы гидрохимии. Гидрометеорологическоеизд-во, 1953.
2. *Гегузин Я.Е., Дзюба А.С., Кружанов В.С.* Кинематогоафическое иследование механизма и кинетики миграции включений водных растворов в минералах в поле температурного градиента. // Флюидный режим земной коры и верхней мантии, тез. докл., Иркутск, 1977. С. 16-20.
3. *Готтих Р.П., Писоцкий Б.И.* Некоторые аспекты дегазации Земли и нефтегазоносность. // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь. М., ГЕОС, 2010. С. 125-130.
4. *Григорьев Д.П.* Основы конституции минералов. «Недра», 1966.
5. *Добрынин В.М., Серебряков В.А.* Методы прогнозирования аномально-высоких пластовых давлений. М., Недра, 1978.
6. *Запивалов Н.П., Исаев Г.Д.* Критерии «вторичности» формирования залежей нефти и газа. // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь. М., ГЕОС, 2010. С.175-178.
7. *Зхус И.Д., Бахтин В.В.* Литогенетические преобразования глин в зонах аномально высоких пластовых давлений. М., Наука, 1979.
8. *Икорникова Н.Ю.* Роль хлоридов в гидротермальном переносе металлов при рудообразовании (экспериментальные

исследования). // Геол. рудн. месторожд., № 5, 1962.
9. *Калинко М.К.* О механизме и условиях образования грязевых вулканов. // Тр. ВНИГНИ, вып.27. 1960. С.98-136.
10. *Киссин И.Г.* Вода под землей. «Наука», М., 1976.
11. *Колодий В.В.* Подземные конденсационные и солюционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений. Киев, Наук. Думка, 1974.
12. *Котельников Д.Д.* Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М., Недра, 1980.
13. *Кузьмина И. П.* Экспериментальное изучение образования PbS и ZnS в водных растворах хлористых солей. // Геология рудн. месторожд., № 1, 1961.
14. *Кульчицкий Л.И.* Роль воды в формировании свойств глинистых пород. М.,Недра, 1976.
15. *Мерцалов И.М.* К теории гидротермального рудообразования // Изв. АН СССР, сер. геол., №8, 1964. С.16-23.
16. *Мерцалов И.М.* Поляризационная трактовка переноса сульфидов, .. . Изв. ВУЗ-ов, геол. и разв., №7, 1977. С. 39-43.
17. *Мерцалов И.М.* О роли воды в первичной миграции и накоплении углеводородов // ДАН СССР, т.253, №3, 1980. С. 682-684.
18. *Мерцалов И.М.* Основная причина надежной самоизоляции нефтяных и газовых залежей. // Система «Планета Земля». М., РОО «Гармония», 2004. С. 314-317.
19. *Некрасов Б.В.* Основы общей химии, т.3. «Химия», 1970.
20. *Ольшанский Я.И.* Растворимость рудообразующих сульфидов в водных растворах. (Обзор зарубежной литературы). // Тр. ин-та геологии рудн. месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Вып. 6, 1956.
21. *Поликарпов В.К., Ладнер Г.А.* «Трубы» углеводородной дегазации как механизм возобновления месторождений углеводородов и базисная посылка для прогноза нефтегазоперспективных зон. // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь. М., ГЕОС, 2010. С. 419-421.
22. *Сечевица А.М.* Развитие взглядов на природу гидротермальных рудообразующих растворов. // Вестн. МГУ, геол., № 6, 1968.
23. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1969.
24. *Смирнов В.И.* Об одном случае зонального строения рудных жил. // Вопр. петрографии и минералогии. № 1, вып. 1, Изд-во АН СССР, 1953.
25. *Трофимов В.А., Королев Э.А., Хузин И.А.* Что такое нефтеподводящие каналы? Сб. Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь. М., ГЕОС, 2010. С. 577- 579.
26. *Хитаров Н.И.* Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. Изд. АНСССР, 1962.
27. *Шаров В.И.* Характеристика энергоструктур земной коры и верхней мантии крупных углеводородных скоплений по данным глубинных сейсмических исследований. // Система «Планета Земля». М., 2003. С.167-168.
28. *Шмулович К.И.* Фазовые равновесия и миграция флюида в кристаллических породах. // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь. М., ГЕОС, 2010. С.657-659.

ТЕКТОНОСФЕРА ЗЕМЛИ КАК РЕЗУЛЬТАТ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ БИОСФЕРЫ

Мерцалов И. М.

ФГУНПП «Аэрогеология», Москва
(immertsalov@mail.ru)

На недавнем тектоническом совещании (2008 г.) светлой памяти Виктор Ефимович Хаин признал, что «подтверждается высказывание В.И.Вернадского о том, что гранитный слой земной коры (а, следовательно, и континентальная кора вообще) созданы под влиянием биосферы.» [22]. Однако влияние осадочных толщ (былых биосфер) на глубокие недра в качестве теплогенерирующих тепловых экранов практически не учитывается. В должной мере не учитывается и влияние биосферы на накопление этих экранов и их денудацию [24].

Известно, что даже на суше почвенно-растительный слой усваивает привносимую ветрами пыль, увеличивая осадочный покров. За одну геологическую минуту - миллион лет - ежегодные «слои» пыли «толщиной» порядка 0,1мм способны увеличить осадочный покров на 100 метров. Однако на территориях, подверженных водной эрозии, эоловые накопления не увеличивают, а только восполняют потери от эрозии. Накопление же мощных и сверхмощных толщ и в региональном, и в глобальном аспектах происходит на окраинах акваторий, примыкающих к территориям с благоприятным для процветания биосферы климатом [11-14]. Даже те материковые вещества, которые в растворенном состоянии или ветрами унесены далеко в океаны, быстро усваиваются мириадами живых морских «микрохимиков» («Химия моря – это жизнь» - В.И.Вернадский) и после серии биохимических круговоротов в виде органогенных построек и скоплений оказываются на континентальных шельфах [5], притом тоже в местах, наиболее благоприятных для подводной жизни. Биогенная сепарация осадочного материала и его локализация в благоприятных для жизни местах приводит к накоплению толщ мощностью порядка 20-ти и более км. Основания таких толщ по мере накопления осадков прогибаются, увеличивая емкость осадочных бассейнов. При неравномерном накоплении осадков нижележащие слои испытывают деформации отжимания-нагнетания, приводящие к развитию сложной дисгармоничной складчатости. Но затем такие толщи главным образом за счет собственных радиогенных и метаморфогенных источников теплоты разогреваются и превращаются в тепловые экраны, перекрывающие путь теплоте глубинного происхождения к поверхности [10-12]. Нижние части сверхмощных толщ нагреваются до 600-700°С и при наличии воды начинает плавиться субстрат гранитоидного состава, а на еще большей глубине, откуда вынос теплоты перекрыт, температура достигает значений, при которых плавится эклогит, превращаясь в значительно менее плотную базальтовую магму. Формируются «корни гор», разуплотненная континентальная кора. Происходит инверсия - смена «геосинклинального» погружения горообразованием, сопровождающимся контрастным, континентальным магматизмом [1, 11-15, 19]. Возникают и субгоризонтальные «раздвигающие» напряжения, приводящие к развитию веерообразно расходящихся взбросов и надвигов, перекрывающих ближнюю периферию геосинклинали [23]. В выдвинутых и надвинутых «пластинах» часто присутствуют линзы ультрабазитов, тугоплавких реститов плавящегося глубинного субстрата. В окраинных геосинклиналях пластины смещаются преимущественно в сторону океана. Углубляющийся фронт перегрева и разуплотнения проявляется в форме сейсмофокальной зоны.

Основными источниками терригенного материала, поставляемого в места с благоприятным для биосферы климатом, являются иссушенные или экзарируемые движущимися льдами территории с неподходящими для жизни условиями. В пустынях, лишенных воды и растительного покрова, происходит интенсивное площадное выветривание и медленный, но непрерывный и продолжительный ветровой вынос терригенного материала, мало зависящий от рельефа местности. Денудируемые территории испытывают «изостазический» подъем, препятствующий опусканию их поверхности ниже уровня моря и все более и более продлевающий денудацию. Снос прекращается, когда оголенный базитовый субстрат начинает испытывать остывание и фазовое уплотнение, а на поверхности возникают обширные «океаноподобные» просадки или более узкие провалы – континентальные рифты. Достаточно взглянуть на геологическую или тектоническую карту мира, чтобы убедиться в местонахождении таких впадин на воздымавшихся и глубоко денудированных щитах. И авлакогены, древние компенсированные и зачехленные рифты, тоже находятся в местах былого воздымания их кристаллического основания [17]. И в днище Атлантического океана, «компенсированного» водой, обнаруживаются выходы пород, аналогичных метаморфитам наиболее глубоко, аномально денудированных континентальных щитов планеты [18]. Таковы тектонические последствия отсутствия биосферы и аномальной денудации.

Изменения теплового поля недр, ослабевая по мере удаления от мест аномального перегрева или остывания, распространяются на все большую глубину, в итоге на весь объем планеты [11, 12].

Перемещения осадочного покрова, приводящие к переформированию континентов и океанов, зависят не только от биосферы [24]. «Вращение Земли вызывает мощные силы, движущие громадные массы воздуха. Эти же силы движут еще более значительные массы воды.» [16]. Вода и воздух перемещают осадочный материал и, уже через его посредство, «движут» и континенты. Находит объяснение планетарная тенденция к смещению границ континентов и океанов соответственно ротации Земли, «вслед» за Луной и Солнцем на небосводе [13].

Это нисколько не умаляет справедливость тезиса В.И.Вернадского о том, что «жизнь .....теснейшим образом связана со строением земной коры**,** *входит в ее механизм и в этом механизме исполняет величайшей важности функции, без которых он не мог бы существовать…»* [3]. Ротация стала влиять на уже появившиеся континенты, а с биосферой связано не только переформирование, но и образование континентов. Попробуем представить, что произойдет, если биосфера вдруг исчезнет и континенты станут никому не нужны. Сначала будет глубоко денудирована и перекрыта слоем воды суша. А приливы и отливы будут способствовать все более равномерному распределению осадочного материала или, в лучшем случае, отторжению его к полюсам планеты. Исчезнет резкое, качественное различие коры океанических и континентальных секторов и их глубинных тепловых полей. Землю постигнет тектоническая смерть [14]. А пока жива биосфера, тектоническая смерть Земле не угрожает.

С изложенных позиций принципиальная схема развития Земли на протяжении последнего миллиарда лет представляется следующим образом. По свидетельству, в частности, М.В.Муратова [15], до мезозоя существовал суперконтинент, который охватывал более половины земной поверхности и еще более расширялся, заполняя терригенными толщами окраины и без того меньшего по размерам Тихого океана, центр которого находился несколько восточнее современного. Во внутренних засушливых наиболее денудируемых областях суперконтинента возникали, раз от раза увеличиваясь, океаноподобные провалы. Пока материала для их заполнения хватало,

они возвращались в лоно континента в виде каледонских, герцинских, мезозойских и альпийских складчатых поясов (геосинклиналей) и авлакогенов. В восточной части континента большая часть осадочного материала перехватывалась этими провалами и здесь не только «за границу», в Тихий океан, но и на окраину самого континента терригенный материал поступал не повсеместно. Континент здесь понес главным образом потери в виде окраинных морей, оставив в их тылу только архипелаги и островные дуги. На американскую окраину Тихого океана в течение всего палеозоя терригенный материал поступал в количестве, достаточном для образования протяженного окраинного полицикличного горноскладчатого пояса. Но вместе с тем к мезо-кайнозойскому времени теплотворного покрова лишились столь огромные внутренние территории суперконтинента, что стало неизбежным образование таких провалов, как Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый океаны. Оставшиеся части суперконтинента уподобились атоллу с обширной «лагуной», в которой уцелела Африка, где ко времени самой обширной океанизации еще сохранились фрагменты метаосадочного покрова.

«Живое вещество есть самая мощная геологическая сила, растущая с ходом времени.» [4, стр.127]. Последняя, мезо-кайнозойская революция оказалась самой грандиозной и продолжительной. Она же наиболее наглядно показала то, что путем революций тектоносфера планеты восстанавливает ее уравновешенное, соответствующее законам физики и механики состояние, нарушаемое биосферой. После этой революции сумма континентальных секторов уравновесилась с суммой океанских по массе, площади и гипсометрии. В тепловом отношении эти суммы, сохраняя качество донора и акцептора теплоты при значительной разнице в ее производстве, тоже приблизились к динамическому равновесию, о чем свидетельствует равенство тепловых потоков в континентальной и океанской коре. И в то же время та же тектоносфера при увеличении на нее нагрузки поднимает континенты, а при снятии нагрузки опускает поверхность, действуя, как и биосфера, вопреки законам физики и механики.

Львиная доля «противозаконного» разуплотнения и уплотнения субстрата недр приходится на метаморфические «фазовые переходы», изменение агрегатного состояния и минерального состава [1, 15, 19, 20], в чем непременно участвует вода. «Вода, видимо, не подозревает о правилах химии и законах физики» [2, с.307], как и «жизнь», которую В.И.Вернадский, вслед за немецким философом Э.Г.Дюбуа-Раймоном, называл «одушевленной водой» [25, с.838]. Вода – прародительница и авангард жизни, активизирует и принуждает недра «работать», помимо уравновешивания планеты, еще и на благо биосферы. Но как она оказывается на больших глубинах в гораздо более плотном субстрате, притом аномально перегретом?

Мы уже обращали внимание на перемещения систем изолированных от поверхности хлоридных вод нижней гидрогеологической зоны по модели «движущегося автоклава». В них под воздействием градиента температуры наиболее подвижные компоненты вмещающих пород переносятся из нижней части систем к кровле, подобно тому, как это происходит в экспериментальных автоклавах [7, 8].

Пористость под кровлей системы цементируются, а в подошве происходит растворение простых и «выщелачивание» сложных по составу породообразующих минералов, образование новых емкостей для раствора. Даже глинистые минералы под воздействием хлоридных вод агрегируют, создавая пористое пространство. Происходит тщательная гидротермальная переработка относительно малым количеством растворов огромных объемов вмещающих пород. Рабочий раствор при этом оттесняется вниз. Расстояния, на которые за геологические

интервалы времени смещаются автоклавы, во много раз превосходят их вертикальные параметры. В природных автоклавах происходит бесчисленное множество «реакций», каждая из которых начинается в нижней, горячей зоне, а заканчивается в «холодной» зоне отложения. Получает возможность, не вступая в противоречие с принципом тормозящего противодействия Ле-Шателье – Брауна, освобождаться в виде теплоты та экзогенная энергия, которую минералы осадочных пород аккумулировали при своем образовании, что усиливает тепловое экранирующее свойство осадочных толщ [9, 11]. Давление перегреваемого при погружении флюида в автоклавах нарастает [6], придавая тектоносфере упруго-напряженное состояние [9, 14]. Автоклавы с аномальными давлениями по любому поводу готовы производить гидроразрывы, провоцировать тектонические подвижки и в них участвовать. И наши скважины, в геологическом масштабе времени мгновенно «спускающие» высокое, но «привычное» для недр давление в глубинных флюидных системах, тоже провоцирут такие катастрофы, как в Газли и Нефтегорске.

Погружение легкого «флюида» в перегретый субстрат прекращаются на глубинах, где он начинает выполнять роль флюса, понижающего температуру плавления силикатов.

Расплав, насыщенный флюидом, при извержениях срабатывает как взрывчатка и распыляется в атмосфере, принося гибель многим особям. Это дает повод рассматривать такие события как одну из причин вымирания многих родов и видов. Однако Виктор Ефимович Хаин особо выделял факт совпадения вымираний с «крупными, глобального масштаба, регрессиями и сменяющими их трансгрессиями.» [21, стр.83]. Аномальные падения уровня вод мирового океана неизбежны при заполнении водой новых океанов или океаноподобных впадин. Но затем «привычный» уровень океана восстанавливался. Относительно малые провалы возвращали воду по мере ее вытеснения осадочными толщами. А при образовании мезо-кайнозойской Атлантики и большей части Индийского океана первоначальный уровень восстанавливался подъемом дна «старого» Тихого океана при потере им слишком большой массы воды, а затем и растущими в молодых океанах срединно-океаническими хребтами [11, 12]. Величину и время низкого стояния или резких колебаний уровня вод океанов «зафиксировали» ныне затопленные абразированные вершины гийотов и завуалированные осадками речные долины на шельфах. Падение уровня вод мирового океана достигало 1 км. На «поднятой» суше климат становился резко континентальным, с перепадами от жары к сильным холодам. Средиземное и Красное моря превращались в солеродные бассейны типа Кара-Бугаза, с обмелевшими узкими горловинами. В них до конца миоцена накапливались толщи эвапоритов, а вода мирового океана опреснялась. И все это могло продолжаться по меньшей мере сотни тысячелетий, если не миллионы лет. Не перенесли подобных изменений белемниты, аммониты, большинство видов брахиопод, а на суше самая известная «потеря» это, конечно, динозавры. Однако после восстановления нормального уровня Океана на континентах, разделенных молодыми океанами, климат стал мягче и влажнее. Растительность буквально расцвела, размножились млекопитающие, а подводные строители дополнились новыми отрядами кораллов.

Как мы видим, тектоносфера, созданная «одушевленной водой» (биосферой) и оживляемая подземными «неодушевленными» водами, в свою очередь методом «кнута и пряника» воспитывает, контролирует и совершенствует биосферу. Делает она это в своем, геологическом времени, для нас еще непостижимом, но результат, если сравнить, например, девонскую биосферу с современной, и для нас очевиден. Он свидетельствует о том, что гибельные для всего живого «апокалипсисы» в замыслах биопланеты Земля никогда не

присутствовали. Нам остается только изумляться совершенству взаимодействия земных недр и «живого вещества», направленному на сохранение жизни, улучшение ее качества и условий для развития.

Литература

1. *Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолиздат, 1962.
2. *Брайсон Билл*. Краткая история почти всего на свете. Гелеос, 2007.
3. *Вернадский В.И.* Избранные сочинения. Том 5. М., Изд. АН СССР, 1960.
4. *Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., Наука, 1965.
5. *Горшков С.П.* Научное наследие В.И.Вернадского и современная геоэкология. // В.И.Вернадский: pro et contra. С-Петербург, 2000. С. 562-571.
6. *Добрынин В.М., Серебряков В.А.* Методы прогнозирования аномально-высоких пластовых давлений. М., Недра. 1978.
7. *Мерцалов И.М.* О возможной роли растворов во взаимоотношениях осадочных пород и магматических расплавов. // Бюлл. МОИП, отд. геол., №3, 1964. С.136-137.
8. *Мерцалов И.М.* К теории гидротермального рудообразования // Изв. АН СССР, сер. геол., №8. 1964. С. 16-23.
9. *Мерцалов И.М.* Геохимические аккумуляторы и движущиеся автоклавы. // ДАН, т.265, №4, 1982. С. 966-967.
10. *Мерцалов И.М.* Геодинамическая роль переноса вещества земной коры (денудации и осадконакопления). // Тезисы докладов (секция экологии Международного форума информатизации), М., 1994. С.29-31.
11. *Мерцалов И.М.* Влияние биосферы на геотектонику (геобиотектоника). // Система «Планета Земля». М., РОО «Гармония», 2003. С.321-334.
12. *Мерцалов И.М.* Биотектоническая жизнь планеты Земля. // Система «Планета Земля». М., РОО «Гармония», 2007. С.164-179.
13. *Мерцалов И.М.* О возможности и значении для России обновления геологической науки. // Система «Планета Земля». М., РОО «Гармония», 2010. С.228-241.
14. *Мерцалов И.М.* Почему Земля стала биопланетой. // Геоэкологические проблемы современности. Владимир, 2010. С. 194-197.
15. *Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975.
16. *Наливкин Д.В.* Ураганы, бури и смерчи. Л., 1970.
17. *Николаев В.Г., Нагорный М.А.* Континентальные рифты (авлакогены)– наложенные структуры. // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Том 2. М., 2005. С. 47-52.
18. *Погребицкий Ю.Е., Трухалев А.И.* Проблема формирования Срединно-Атлантического хребта в связи с составом и возрастом пород его метаморфического комплекса. // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М., 2002. С.189-203.
19. *Резанов И.А.* Эволюция земной коры. М., «Наука», 1985.
20. *Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш.* Мантия Земли и тектогенез. Киев, «Наукова думка», 1968.
21. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. М., «Наука», 1994.
22. *Хаин В.Е.* Динамика и эволюция планеты Земля – внутренние и внешние источники энергии. // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Том 2. М., 2008. С.388-393.
23. *Шевченко В.И.* Строение и геодинамика некоторых подвижных поясов: плейттектоническая и геосинклинальная концепции. // Океанизация Земли – альтернатива неомобилизма. Калининград, КГУ. 2004. С. 234-250.
24. *Шмакин В.Б.* Экзогенные факторы тектоники Земли. // БМОИП, отд. геол., т. 66, вып.5. 1991. С.13-22.
25. Сб. «В.И.Вернадский: pro et contra». С-Петербург, 2000.
26. *Д.Ю. Пущаровский, Е.Е. Милановский, Ю.М. Арский и др.* Виктор Ефимович Хаин (к 95-летию со дня рождения) // Вестник Московского Университета. Серия 4, Геология, 2009, №1, С.69-71.
27. В.Е. Хаину 80 лет // Жизнь Земли. Строение и эволюция литосферы. Сб. Музея Землеведения МГУ. Вып.29. М.: МГУ, 1996. С.253-255.
28. *Drachev S.S., Nikishin A.M., Pushcharovsky D.Yu., Ryabukhin A.G.* Viktor Efimovich Khain 1940-2009 // AAPG Bulletin, 2010, V. 94, N6, pp.918-920.

ОБЪЕМНАЯ ТЕКТОНИКА РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА: СИНТЕЗ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ И РЕЗУЛЬТАТОВ ИНТЕРПРЕТАЦИИ КАРТИН СЕЙСМИЧЕСКИХ ОТРАЖЕНИЙ ВДОЛЬ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОТРАВЕРСОВ

Минц М.В.

Геологический институт РАН, Москва, Россия
(michael-mints@yandex.ru)

Введение

Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона (ВЕК) в фундаменте Восточно-Европейской платформы (ВЕП), базируется на сейсморазведочных данных, предоставленных системой профилей МОГТ в России (1-ЕВ, 4В и ТАТСЕЙС) и Финляндии (FIRE [3]). Геологическая интерпретация сейсмических образов коры была выполнена в неразрывной связи с обобщением региональных геолого-геофизических данных о строении Фенноскандинавского щита и фундамента платформы. Интегральная модель суммирует особенности глубинного строения, демонстрируемые моделями коры крупных областей ВЕК [2, 4].

Тектоническое районирование

Композитный ВЕК в целом [1, 2] представляет собой палеопротерозойский аккреционно-коллизионный ороген (рис. 1).

Участвующие в его строении частные **палеопротерозойские орогены** образованы как ювенильными, так и архейскими породами, переработанными в палеопротерозое. Геологические процессы, итогом которых стало формирование этих орогенов, в различных частях ВЕК стартовали и завершились коллизионными событиями в среднем или позднем палеопротерозое.

Орогены, завершившие свою эволюцию в позднем палеопротерозое, охватывают преобладающую часть северной половины ВЕК. Дугообразный *Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский ВКО* около 3500 км длиной протягивается от северной оконечности ВЕК, охватывая с востока архейский Карельский кратон, а затем – огибая с юга Свекофеннский аккреционный ороген. *Рязано-Саратовский ВКО* протяженностью 1000 км разделяет и одновременно объединяет Волго-Уралию и Сарматию [1, 2]. Вдоль юго-западной окраины Карельского кратона разместился *Свекофеннский аккреционный ороген (АО)*.

Средне-палеопротерозойские орогены сосредоточены во внутренней области Сарматии. *Криворожско-Брянский и Восточно-Воронежский орогены и ороген КМА (Курской магнитной аномалии)*, совместно образуют *Брянско-Курско-Воронежский ВКО* в северо-восточной части Сарматии. В их строении участвуют ювенильные палеопротерозойские образования, а архейская кора подверглась значительной переработке.

Осницко-Микашевичи-Серпуховская активная континентальная окраина [2] протягивается вдоль северной границы Сарматии.

Фрагментированные неоархейские континенты (Кола-Карелия, Сарматия и Волго-Уралия), представленные областями частично переработанной архейской коры, разделены палеопротерозойскими орогенами. Участие гранулито-гнейсовых комплексов в строении Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского ВКО подчеркивает роль мантийно-плюмовых процессов в формировании орогена [1] и заставляет предполагать существование древней континентальной коры в основании Южно-Прибалтийского сектора этого орогена (гипотетический континент Прибалтика).

Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона (рис. 2)

Глубинное строение и сейсмические образы ***гранит-зеленокаменной коры Кольской, Беломорской, Карельской и Курской провинций*** имеют как общие, так и специфические черты. Мощность собственно гранит-зеленокаменной коры (без учета нижнекорового «слоя») меняется в широких пределах: порядка 30-38 км для Инари-Кольской ГЗО, 30-35 км в пределах Хетоламбинского микроконтинента, принадлежащего Беломорской провинции, 20-25 км в центральной части Карельского кратона; максимальной мощностью отличается кора Курской ГЗО – 40-45 км. Зеленокаменные ассоциации в той или иной степени включены в тектонические пластины, чередующиеся с пластинами гранито-гнейсов [2, 4]. Резкое снижение числа и интенсивности отражений, вплоть до их исчезновения, характерное для среднего уровня коры Карельской и Беломорской провинций, рассматривается как свидетельство размещения в этом слое гранитоидных плутонов.

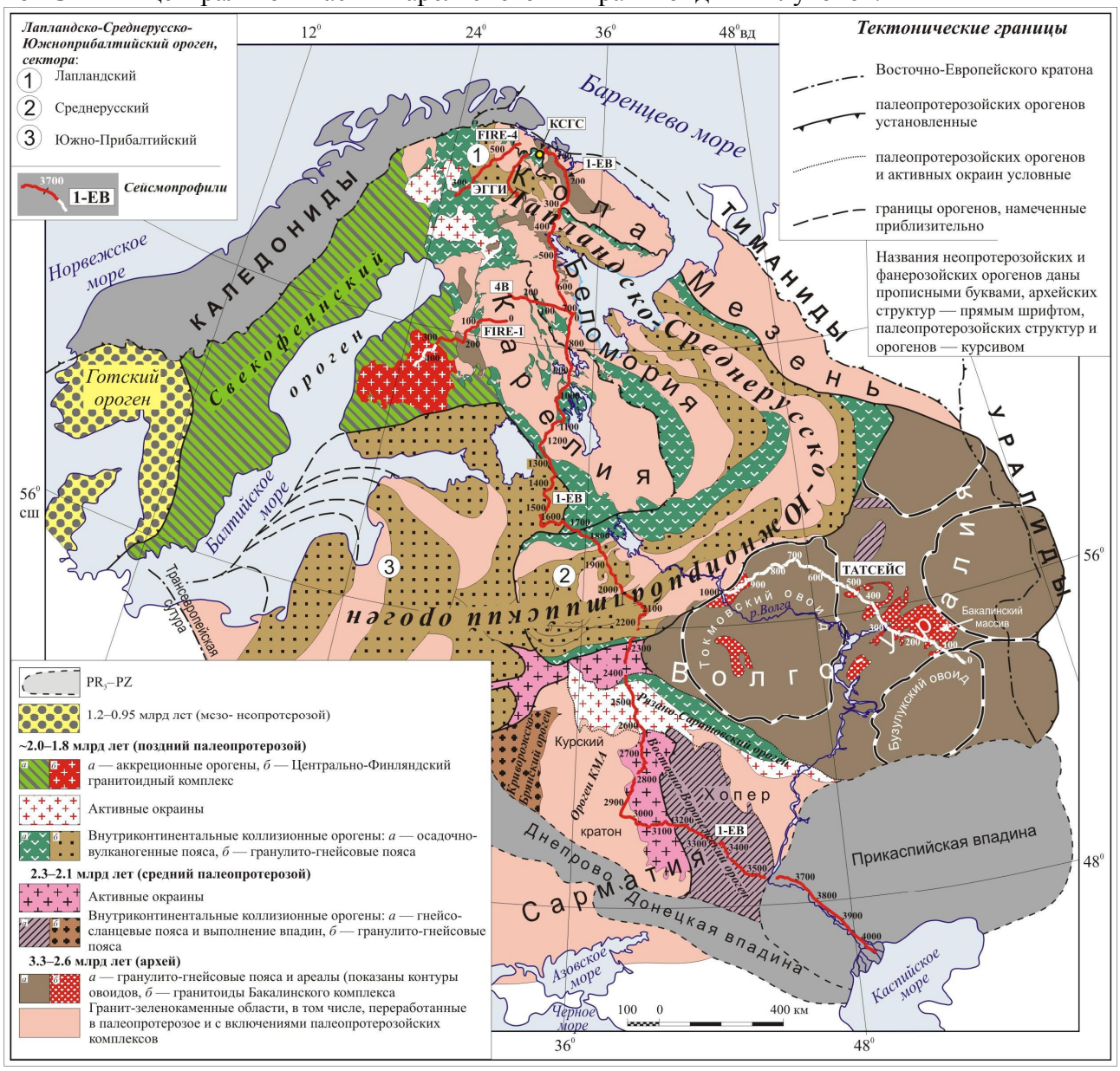


Рис. 1. Тектоническая схема раннедокембрийского кокоры Восточно-Европейского кратона

Архейский ***Центрально-Кольский гранулито-гнейсовый пояс*** представляет собой синформный тектонический покров мощностью 7-8 км, перекрывающий Инари-Кольскую ГЗО.

Гранулито-гнейсовая кора ***Волго-Уральского кратона*** (ВУК) повышенной

мощности – порядка 60 км, максимально – до 65-70 км (рис. 2) включает два типа коровых структур. Чашеобразная структура Токмовского овоида, 600 км в поперечнике, прослеживается до коро-мантийной границы на глубине около 60 км.

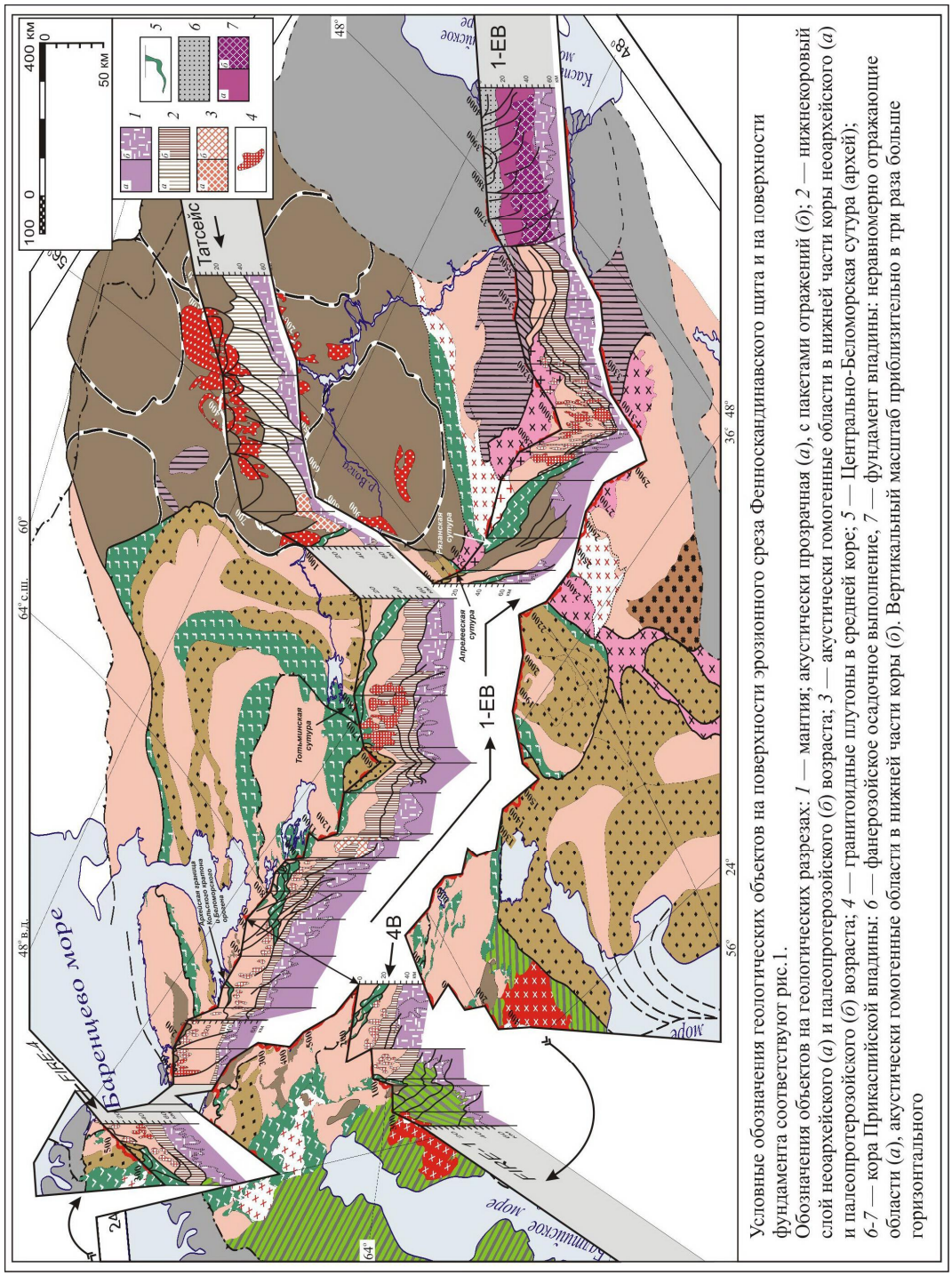


Рис. 2. Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона (геотраверсы 1-ЕВ и Татсейс, профили 4В, FIRE-1 и FIRE-4)

За пределами овоида кора имеет трехъярусное строение. До глубины около 20 км она образована ансамблем синформных структур, надвинутых друг на друга. Нижнекоровый «слой» мощностью около 35 км образован серией наклонных тектонических пластин, последовательно погружающихся в мантию. Граница верхней и нижней коры «замещена» акустически прозрачной областью мощностью 10-20 км, которая при выходе к поверхности фундамента представлена гранитоидами Бакалинского комплекса.

С*редне-палеопротерозойский* ***Восточно-Воронежский ВКО*** возник в результате совмещения Курского кратона и кратона Хопёр. Зона столкновения представляет собой структуру типа «крокодил». Погружение в мантию нижнекоровых пластин сопровождалось (частично подменялось) их скучиванием и аккрецией. Мощность пакета скученных пластин достигает 30 км.

Глубинное строение ***позднепалеопротерозойского Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского ВКО*** более полно охарактеризовано в пределах *Среднерусского сектора*. Во внутренней области орогена в верхней части коры размещены чередующиеся гранулито-гнейсовые и мигматит-амфиболито-гнейсовые тектонические пластины мощностью 5-10 км, смятые в пологие синформные складки. Краевые зоны орогена образованы погружающимися к югу тектоническими пластинами Тотьминского (на севере) и Апрелевского (на юге) поясов, образованными низкометаморфизованными мафитовыми вулканитами, серпентинитами и метаосадками. Мощность Тотьминской пластины достигает 10 км, она прослежена от поверхности фундамента до коро-мантийной границы, средний угол погружения равен 5-10°. С учетом состава горно-породной ассоциации и положения в глубинной структуре эти пояса интерпретируются в качестве сутурных зон.

Глубинное строение *Лапландского сектора* орогена имеет свои особенности. Синформное строение тектонического покрова ЛГП надежно установлено геологическим картированием и сейсмическим разрезами вдоль профилей ЭГГИ и FIRE-4a [3]. Краевые зоны орогена образованы Печенга-Имандра-Варзугским осадочно-вулканогенным поясом на севере и Восточно-Карельским – на юго-западе. В отличие от Среднерусского сегмента, краевые пояса погружаются навстречу друг другу – под осевую область орогена.

Рязанский сутурный пояс в пределах ***поздне-палеопротерозойского Рязано-Саратовского ВКО*** прослежен от поверхности фундамента до коро-мантийной границы на глубине около 55 км. Сутура перекрыта Тульско-Тамбовским окраинно-континентальным вулкано-плутоническим комплексом.

Поздне-палеопротерозойский Свекофеннский АО охарактеризован сечением вдоль профиля FIRE-1 [3]. Центрально-Финляндский гранитоидный комплекс (ЦФГК) представляет собой субгоризонтальное пластообразное тело мощностью 10-12 км. ЦФГК перекрывает собственно аккреционный комплекс – последовательность тектонических пластин мощностью 10-20 км, которые, согласно нашей интерпретации, погружаются в северо-западном направлении под углом 10-12°, формируя разрез коры вплоть до коро-мантийного раздела на глубине до 65 км.

Нижняя кора и коро-мантийная граница. В традиционном понимании нижняя кора отождествляется с «зоной рефлективити», расположенной поверх коро-мантийной границы. Анализ сейсмических разрезов свидетельствует, что увеличение мощности нижней коры определяется взаимным надвиганием-пододвиганием и расклиниванием нижнекоровых пластин. Нижнекоровый слой Кола-Карелии был сформирован в начале палеопротерозоя в результате магматических и метаморфических процессов плюмового типа. Максимальная мощность нижнекорового «слоя», связанная с нагромождением тектонических пластин, приурочена к осевой зоне Среднерусского

сектора Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского ВКО. Скучивание нижнекоровых пластин обычно сопряжено со взбросо-надвиговыми деформациями в верхней коре.

Неоархейский нижнекоровый «слой» ВУК образован последовательностью наклонных тектонических пластин. Как отмечено выше, суммарная мощность этого своеобразного «слоя» равна ~35 км.

Акустически «полупрозрачные» гомогенные области в коре менее распространены. С приближением к ним как бы «растворяются» и исчезают все элементы структурной неоднородности, фиксируемые чередованием доменов с интенсивными и слабыми сейсмическими отражениями. Прерывание «зоны рефлективити» приводит к кажущемуся исчезновению границы кора-мантия, так как мантия дает сходную картину слабых отражений. Коро-мантийная граница в этих участках фиксируется резким возрастанием скорости прохождения сейсмических волн с переходом к скорости 8 км/с, характерной для верхней части мантии. Область коры подобного типа связана с Онежской и Прионежской депрессиями возникшими в интервале времени от 2.2 до 1.86 млрд лет [4]. Другой пример – чашеобразная структура Токмовского овоида ВУК, где акустически прозрачная область размещена поверх коро-мантийного раздела на глубине около 60 км. Можно предполагать, что кора этих областей насыщена мафит-ультрамафитовыми инъекциями, которые полностью или частично преобразованы в высокоплотные породы типа гранатовых гранулитов или эклогитов. Закономерное положение области коры этого типа в структуре ВУК ясно указывает на неоархейский возраст процессов, ответственных за ее формирование.

Сейсмический образ ***коро-мантийной границы*** значительно варьирует. В пределах Кольской, Карельской и Беломорской провинций эта граница, как правило, проявлена достаточно отчетливо по смене умеренно или интенсивно отражающей нижней коры относительно «прозрачной» мантийной областью. Принципиально важной особенностью являются нарушения субгоризонтального начертания границы, связанные с изгибанием, погружением и «растворением» в мантии фрагментов пластин «нижней коры». Аналогичное устройство коро-мантийного раздела ярко выражено в основании архейской коры Волго-Уральского гранулито-гнейсового ареала.

Заключение

1. «Объемные» представления о глубинной структуре раннедокембрийской коры ВЕК принципиально отличаются от прежних моделей слоисто-блокового строения, демонстрируя образ тектонически расслоенной коры с преобладанием полого-наклонных границ между главными тектоническими подразделениями и сложное строение коро-мантийного раздела.

2. Особый интерес представляет палеопротерозойский Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский ВКО протяженностью около 3500 км. Он заложился как рифтогенно-плюмовое образование. Вдоль краевых границ орогена спорадически фиксируются признаки кратковременного океанического раскрытия. Сутурные зоны на месте исчезнувших океанов прослеживаются в современной структуре от уровня эрозионного среза до раздела кора-мантия. В строении внутренней области орогена главную роль играют синформные структуры гранулито-гнейсовых поясов. В целом, Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский ВКО представляют собой результат комплексной плюм-тектоноплитной эволюции.

Литература

1. *Минц М.В.* Палеопротерозойский суперконтинент: возникновение и эволюция аккреционных и коллизионных орогенов (на примере северных кратонов) // Геотектоника, 2007, № 4. С. 3-29.
2. *Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С. и др.* Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: интерпретация материалов по

опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс: В 2 т. + комплект цветных приложений. – М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010, в печати.

3. Finnish reflection experiment FIRE 2001-2005 / Kukkonen, I.T. and Lahtinen, R. – eds. Geological Survey of Finland, 2006. Specal paper 43, 247 p.
4. ***Mints, M., Suleimanov, A., Zamozhniaya, N. and Stupak, V***. A 3-D model of the Early Precambrian crust under the southeastern Fennoscandian Shield: Karelia Craton and Belomorian tectonic province // Tectonopysics, 2009. V. 472, No. 1-4, pp. 323-339.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

Минц М.В.

Геологический институт РАН, Москва, Россия
(michael-mints@yandex.ru)

Введение

В тезисах доклада «Объемная тектоника раннедокембрийской коры…» в этом сборнике охарактеризовано глубинное строение Восточно-Европейского кратона (ВЕК). Объемное моделирование строения коры – исследование с активно работающими обратными связями: геологическое строение поверхности рассматривалось как отправной пункт модели, в свою очередь, объемное представление тектонических структур позволило обратиться к корректировке и совершенствованию существующих геологических и эволюционных моделей.

Зарождение архейских кратонов, их эволюция, объединение и преобразования (рис. 1)

– 3.7-2.93 млрд лет: возникновение «зародышей» архейских микроконтинентов протяженностью в сотни километров. Фрагменты наиболее ранней коры, как правило, сложены породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии. Имеющиеся данные свидетельствуют о плавлении более древних мафитовых пород и/или коры ТТГ типа в условиях гранулитовой или высокой амфиболитовой фации – то-есть в пользу участия в корообразовании процессов плюмового типа.

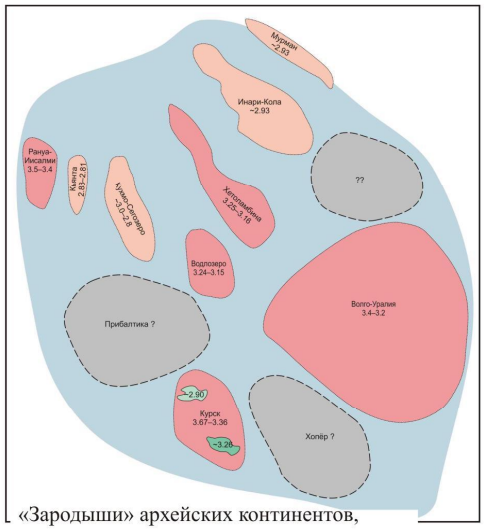
– 3.05-2.85 млрд лет: разрастание Водлозерского, Кухмо-Сегозерского и Мурманского микроконтинентов за счет присоединения древнейших островодужных систем типа и океанических плато.

– 2.88-2.83 млрд лет: возникновение внутриокеанических островодужных систем (ассоциация океанических, островодужных и эклогитоносных комплексов представлена в зеленокаменных поясах Хетоламбинского микроконтинента, вдоль его границ и на активной окраине Кольского континента).

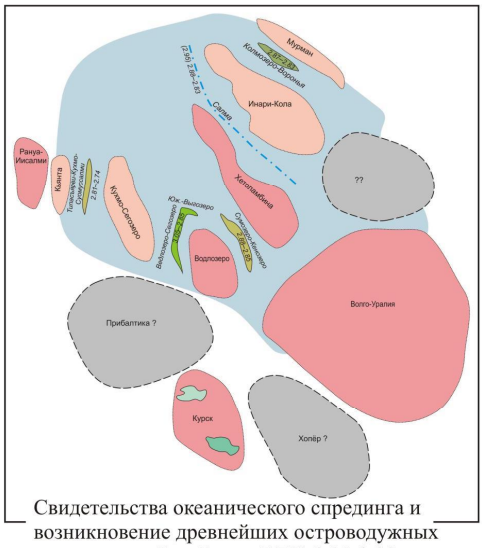
– 2.76-2.74 млрд лет: объединение Кола-Карелии и Волго-Уралии в составе единой континентальной массы. Суммарная протяженность композитного континента Кола-Карелия-Вуралия могла достигать 2-3 тысяч километров. Объединение континентов лишь в некоторых случаях сопровождалось субдукцией океанической коры, что может указывать на их взаимные перемещения по касательным траекториям.

– 2.76-2.69 млрд лет: континент Кола-Карелия-Вуралия подвергся массированной переработке и «достройке». Сопряженные проявления магматизма, осадконакопления, высокотемпературного метаморфизма и деформаций, охватившие площади в сотни тысяч квадратных километров, связаны с процессами мантийно-плюмового типа. Были сформированы зональные овально-концентрические структуры, достигающие в поперечнике нескольких сотен км (рис. 1). Карело-Беломорский ареал образован чередованием концентрических зон, где поочередно преобладают зеленокаменные пояса, сложенные внутриконтинентальными вулканогенно-осадочными ассоциациями, гранулито-гнейсовые пояса, интрузивные тела санукитоидов и гранитоидов. Центробежные тенденции в развитии ареала зафиксированы последовательным увеличением радиуса зон. Длительность наиболее активной фазы составила 60-70 млн лет.

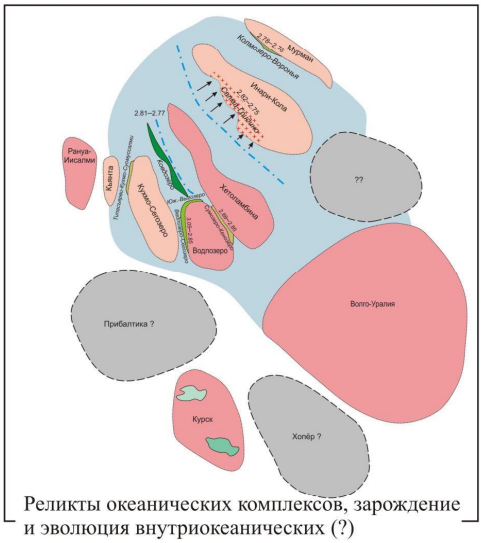
Другой пример – овоиды Волго-Уралии: чашеобразные блоки округлой или овальной формы, 300-600 км в поперечнике, с основанием на уровне коро-мантийного раздела на глубинах до 60 км. Морфологически сходные структуры ме́ньшего размера представлены межовоидными овалами, 200-400 км по длинной оси с основанием на глубине порядка 25 км.



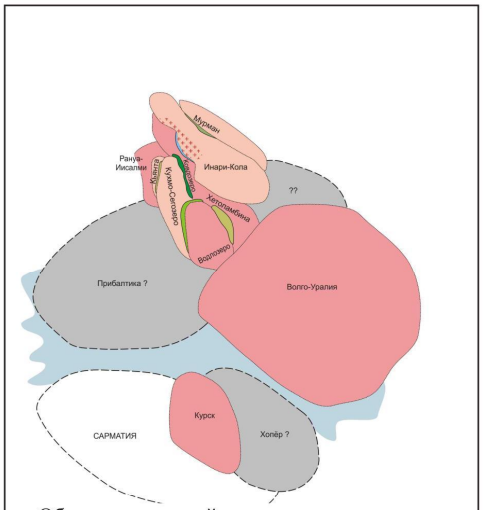
«Зародыши» архейских континентов, позднее включенные в состав композитного Восточно-Европейского кратона, 3.5-2.93 млрд лет



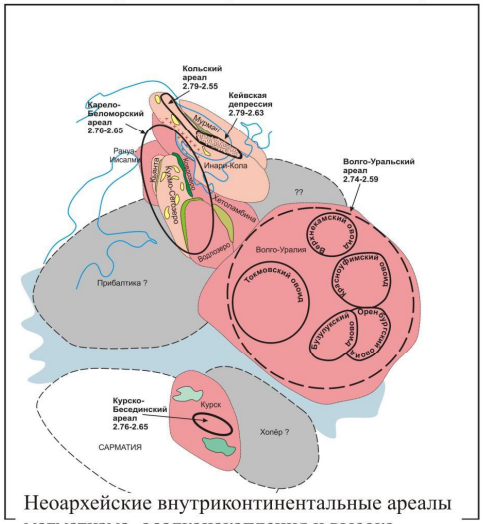
Свидетельства океанического спрединга и возникновение древнейших островодужных систем в архейской коре ВЕК, 3.05-2.83 млрд лет



Реликты океанических комплексов, зарождение и эволюция внутриокеанических (?) островодужных и окраинно-континентальных систем в архейской коре ВЕК, 2.88-2.83 млрд лет



Объединение архейских мироконтинентов – начало созидания композитного Восточно-Европейского кратона, 2.76-2.74 млрд лет



Неоархейские внутриконтинентальные ареалы магматизма, осадконакопления и высокотемпературного метаморфизма, 2.76-2.69 млрд лет



1 – предполагаемые океанические пространства, разделяющие «зародыши» будущих микроконтинентов; 2 – континентальная кора, зародившаяся ранее 3.0 млрд лет назад; 3-4 – древнейшие зеленокаменные пояса рифтогенного происхождения, датированные: 3 – древнее 3.0 млрд лет, 4 – незначительно моложе 3.0 млрд лет; 5 – континентальная кора, зародившаяся позднее 3.0 млрд лет; 6 – предполагаемые области континентальной коры; 7-10 – комплексы островных дуг и задуговых бассейнов, датированные: 7 – 3.05-2.85 млрд лет, 8 – 2.88-2.85 млрд лет, 9 – 2.87-2.83 млрд лет, 10 – 2.81-2.77 млрд лет; 11 – комплекс активной континентальной окраины с включениями эклогитов субдукционного типа; 12 – океанические комплексы, участвующие в строении сутурной зоны; 13 – Кейвская вулкано-тектоническая депрессия; 14 – предполагаемые оси спрединга; 15 – предполагаемые направления субдукции. Цифрами обозначен возраст тектонических структур, млрд лет.

Рис. 1. Архейская эволюция коры Восточно-Европейского кратона

Палеопротерозойская эволюция (рис. 2).

В течение палеопротерозоя ВЕК не всегда представлял собой единое целое. В особенностях состава и строения Волго-Уралии поочередно обнаруживаются свидетельства совместного развития – то с Кола-Карелией (преимущественно, вслед за неоархеем), то с Сарматией (в середине палеопротерозоя).

Результатом ***палеопротерозойских процессов в северо-восточной части Сарматии и в пределах Волго-Уралии*** стало формирование ранне-средне-палеопротерозойского Брянско-Курско-Воронежского внутриконтинентального коллизионного орогена (ВКО).

– 2.6-2.53 млрд лет: начиная с конца неоархея фиксируются магматизм и свидетельства растяжения.

– 2.5-2.05 млрд лет: формирование эпиконтинентального Курско-Криворожского бассейна, с характерным чередованием хемогенного и терригенного осадконакопления, 2.2-2.05 млрд лет назад – с участием железисто-кремнистой формации. Бимодальный магматизм рифтогенного и траппового типов.

– 2.13-2.05 млрд лет: осадочное выполнение Кулажинского, Брянского и Воронцовского бассейнов подверглось термальному воздействию и метаморфизму гранулитовой – высокой амфиболитовой фации.

Перечисленные события более всего отвечают модели плюм-тектоники.

– 2.13-2.05 млрд лет: кратковременное раскрытие океана вдоль западной окраины Воронцовского бассейна. Результатом субдукции молодой океанической литосферы стало формирование Липецко-Лосевского вулкано-плутонического пояса.

– 2.08-2.02 млрд лет: общая коллизия, повторное совмещение Курского и Хопёрского кратонов, структурное оформление Брянско-Курско-Воронежского орогена, включающего Брянско-Криворожский, Курской магнитной аномалии (КМА) и Восточно-Воронежский орогенные пояса.

Активная фаза тектонической эволюции охватила интервал около 150 млн лет.

Палеопротерозойская эволюция Кола-Карелии. Преобразованная архейская кора Кола-Карелии совместно с ювенильными комплексами к концу палеопротерозоя вошла в состав Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского ВКО [1].

– 2.53-2.42 (до 2.32) млрд лет: растяжение, инициированный плюмом магматизм-1 (андерплейтинг и интраплейтинг габбро-анортозитов на нижних уровнях коры, расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы на верхних уровнях, мелкие тела габбро-анортозитов и мафит-ультрамафитов (друзитов) на среднем уровне коры; контрастный вулканизм); гранулитовый метаморфизм архейского основания и осадочного выполнения эпиконтинентальных впадин.

– 2.3-2.1 млрд лет: «дремлющая» внутриплитная тектоника – рассеянный рифтинг.

– 2.11-1.92 млрд лет: возобновление тектонической активности: магматизм-2; рифтогенез вдоль окраин активной области, локальные переходы к спредингу; реактивизация внутриконтинентальных бассейнов, стремительно заполнявшихся вулканитами и осадками преимущественно ювенильного происхождения.

– 1.93-1.86 млрд лет: сочетание процессов плюмового и тектоно-плитного типов, результатом которых стали частичный разрыв континента и его последующее возрождение, возникновение коллизионных орогенов во внутренних областях обновленного континента (формирование надвиго-поддвиговых осадочно-вулканогенных и синформных покровно-надвиговых гранулито-гнейсовых поясов) [1].

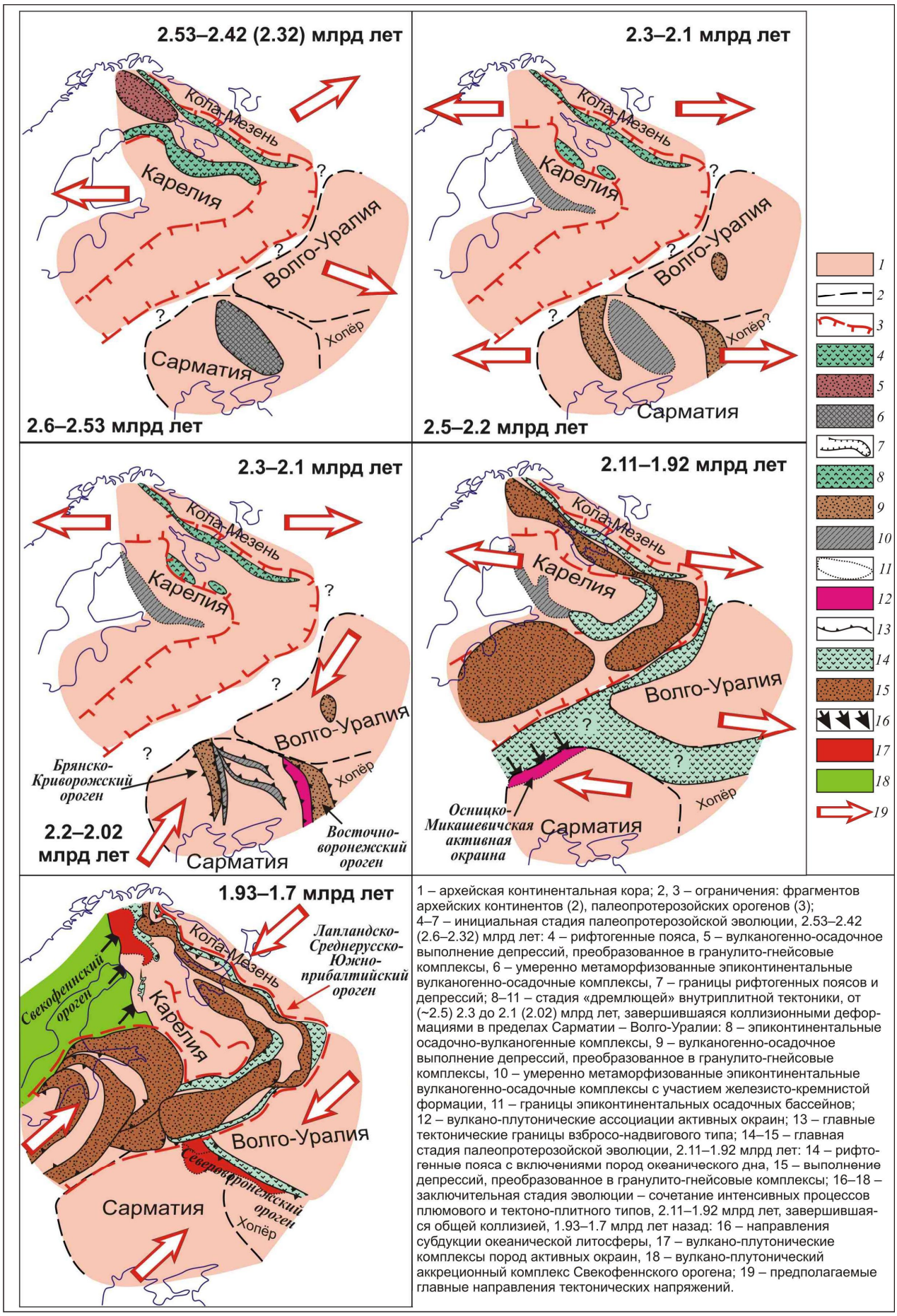
– 1.87-1.7 млрд лет: пост- и анорогенный магматизм и метаморфизм.

Продолжительность ранней стадии палеопротерозойского тектогенеза (до начала периода «дремлющей тектоники») составила около 200 млн лет. Тектоническая пауза (период «дремлющей тектоники») также продолжалась около 200 млн лет. Далее последовал период наиболее

активной эволюции продолжительностью 250 млн лет. Поздне- и постколлизионные процессы заняли 30-50 млн лет.

Рис. 2. Палеопротерозойская эволюция коры Восточно-Европейского кратона

Поздне-палеопротерозойский Северо-



1 – архейская континентальная кора; 2, 3 – ограничения: фрагментов архейских континентов (2), палеопротерозойских орогенов (3); 4–7 – инициальная стадия палеопротерозойской эволюции, 2.53–2.42 (2.6–2.32) млрд лет: 4 – рифтогенные пояса, 5 – вулканогенно-осадочное выполнение депрессий, преобразованное в гранулито-гнейсовые комплексы, 6 – умеренно метаморфизованные эпиконтинентальные вулканогенно-осадочные комплексы, 7 – границы рифтогенных поясов и депрессий; 8–11 – стадия «дремлющей» внутриплитной тектоники, от (~2.5) 2.3 до 2.1 (2.02) млрд лет, завершившаяся коллизионными деформациями в пределах Сарматии – Волго-Уралии: 8 – эпиконтинентальные осадочно-вулканогенные комплексы, 9 – вулканогенно-осадочное выполнение депрессий, преобразованное в гранулито-гнейсовые комплексы, 10 – умеренно метаморфизованные эпиконтинентальные вулканогенно-осадочные комплексы с участием железисто-кремнистой формации, 11 – границы эпиконтинентальных осадочных бассейнов; 12 – вулкано-плутонические ассоциации активных окраин; 13 – главные тектонические границы взбросо-надвигового типа; 14–15 – главная стадия палеопротерозойской эволюции, 2.11–1.92 млрд лет: 14 – рифтогенные пояса с включениями пород океанического дна, 15 – выполнение депрессий, преобразованное в гранулито-гнейсовые комплексы; 16–18 – заключительная стадия эволюции – сочетание интенсивных процессов плюмового и тектоно-плитного типов, 2.11–1.92 млрд лет, завершившаяся общей коллизией, 1.93–1.7 млрд лет назад: 16 – направления субдукции океанической литосферы, 17 – вулкано-плутонические комплексы пород активных окраин, 18 – вулкано-плутонический аккреционный комплекс Свекофеннского орогена; 19 – предполагаемые главные направления тектонических напряжений.

Воронежский ВКО протягивается вдоль границы между северной (в современных координатах) континентальной массой, объединяющей Фенноскандию, Волго-Уралию и кору Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского ВКО, с северо-восточной частью Сарматии (рис. 2). В строении этого орогена участвуют Рязано-Саратовский осадочно-вулканогенный (сутурный) пояс, с которым закономерно связан вулкано-плутонический Тульско-Тамбовский пояс, разместившегося на окраине Курского кратона.

Поскольку к 2.1-2.0 млрд лет назад Волго-Уралия и северо-восточная часть Сарматии участвовали в строении единой континентальной массы, разделение этих континентальных образований произошло позднее. Приблизительно к 1.9 млрд лет на месте океана красноморского типа возник коллизионный ороген.

Поздне-палеопротерозойский Свекофеннский аккреционный ороген.

– 1.93-1.87 млрд лет: формирование и аккреция островодужных, задуговых и междуговых комплексов в юго-восточной (Финской) части Свекофеннского орогена.

– 1.80-1.78 млрд лет: надвигание Южно-Финляндского гранулито-гнейсового комплекса, принадлежащего Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийскому ВКО, на породы Свекофеннского аккреционного орогена.

Заключение

Принципиальные особенности архей-палеопротерозойской эволюции ВЕК:

1. Зарождение микроконтинентов, образованных породами ТТГ типа, происходило в различное время между 3.5 и 2.93 млрд лет преимущественно с участием процессов плюмового типа. Их объединение и формирование континента Лавроскандия в результате процессов тектоно-плитного типа завершилось 2.80-2.76 млрд лет назад.

2. Эволюция в конце неоархея и в течение всего палеопротерозоя, протекавшая во внутренней области континента, связана с активностью серии суперплюмов [2]: (1) от 2.76-2.74 до 2.69 млрд лет, (2) от 2.53 до 2.41 млрд лет и (3) от ~2.1 до 1.92 млрд лет. Магматические и метаморфические проявления активности суперплюмов образовали зонально-концентрические овальные области.

3. Процессы палеопротерозойского рифтогенеза локально и кратковременно достигали стадии спрединга, но не приводили к окончательному разделению фрагментов архейского континента. Эти события можно рассматривать как «неудачные попытки» разрыва континента.

4. Мощные притоки мантийного тепла были в значительной части утилизированы кристаллизацией высокотемпературных минеральных ассоциаций гранулито-гнейсовых и амфиболито-гнейсовых комплексов.

Фундаментальные изменения в геологической эволюции Лавроскандии, соответствующие границе мезоархей-неоархей (а не архей-палеопротерозой, как обычно предполагается), можно связать со сменой архейской «тектоники микроплит» неоархей-палеопротерозойской «тектоникой суперконтинента» (или «тектоникой микроокеанов», учитывая ограниченный размер океанов красноморского типа, формировавшихся внутри частично разорванного суперконтинента).

Примечательно, что неоархей-палеопротерозой по стилю тектонических процессов и особенностям геодинамических обстановок отличается как от архея, так и от фанерозоя. При этом, как ни парадоксально, архейская тектоника множества «миниплит» в значительно большей степени напоминает фанерозойскую тектонику плит, чем неоархей-палеопротерозойскую «тектонику суперконтинента».

Литература

1. *Минц М.В.* Палеопротерозойский суперконтинент: возникновение и эволюция аккреционных и коллизионных орогенов (на примере северных кратонов) // Геотектоника, 2007, № 4. С. 3-29.
2. *Condie K.C.* Supercontinents and superplume events: Distinguishing signals in the geologic record // Phys. Earth and Planet. Inter. 2004. Vol. 146, pp. 319–332.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОЛЕВОГО РЕНТГЕН-ФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗАТОР ANITON XL3T900 ПРИ ПОИСКАХ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ.

Митоян Р.А., Сидорина Ю.Н., Николаев Ю.Н.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия (mitoyan@geol.msu.ru)

В полевой период 2010 года на участках Находкинского рудного поля (Билибинский муниципальный район Чукотского автономного округа) проводились поисковые работы на медь и сопутствующие элементы. В рамках этих работ проводилось детальное минералого-геохимическое картирование масштаба 1:10 000, изучалось строение и минералого-геохимическая зональность выявленных рудных штокверков и минерализованных зон. На базе отряда работала временная аналитическая лаборатория, в которой проводился анализ литохимических проб, образцов руд и метасоматитов с помощью экспресс-анализатора Niton XL3t900 с технологией GOLDD. Результаты анализов проб подвергались первичной обработке и использовались для построения карт геохимических аномалий основных и сопутствующих элементов.

В геологическом отношении Находкинское рудное поле приурочено к Весеннинскому магматогенному поднятию в узле пересечения Весеннинского, Баимского и диагональных разломов. В его состав входят участки Находка, Прямой, III-Весенний, Малыш, месторождение Весеннее.

В строении участка Находка выделяется шток кварцевых монцодиорит-порфиров, прорывающих гидротермально измененные диоритовые порфириты позднеюрского субвулканического комплекса и туфы андезитов средневолжского яруса. На этом участке предшественниками были выделены интервалы богатых прожилково-вкрапленных руд медно-порфирового штокверка с халькопиритом, реже с халькопиритом, борнитом и теннантитом и вторичными минералами меди.

Участок Прямой примыкает к участку Находка с юга. В его геологическом строении принимают участие диоритовые порфириты позднеюрского-раннемелового субвулканического комплекса, прорывающие вулканогенно-осадочные образования и субвулканические трахиандезиты верхней юры. Здесь также отмечено развитие медно-порфирового оруденения, но руды преимущественно прожилкового типа, бедные и медная минерализация за пределами рудного тела убогая. Минеральный состав прожилков: галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды (теннантит-тетраэдрит), минералы марганца, пирит.

Площадь участка III-Весенний сложена диоритовыми порфиритами позднеюрского-раннемелового возраста, прорванными шктокообразными телами монцонит-порфиров и кварцевых монцонитов егдэгкичского комплекса раннего мела. На площади подтверждено наличие медно-порфирового оруденения с прожилково-вкрапленными и прожилковыми рудами.

Участок Малыш сложен диоритовыми порфиритами поднеюрского-раннемелового возраста с неравномерным распределением медно-молибденовой минерализации штокверкового типа. В кварц-молибденитовых жилах и прожилках постоянно встречаются галенит, сфалерит, первичные и вторичные минералы меди, пирит

На участках рудного поля преобладают кварц-серицитовые метасоматиты и гидротермальные кварциты при резко подчиненной роли кварц-калишпатовых метасоматитов. В большинстве случаев медная минерализация в кварц-серицитовых метасоматитах убогая. Кварц-калишпатовые метасоматиты участков Находка и Прямой пронизаны штокверком кварцевых прожилков и содержат медную минерализацию, развитую как по трещинам,

так и образующую вкрапленность. Пропилитизация в пределах рудного поля развита слабо и проявляется в образовании кварц-хлоритовых пород с вкрапленностью пирита и тонкими прожилками безрудного кварца. На участках Прямой и Весенний широко развита гипергенная марганцевая минерализация.

Месторождение Весеннее относится к золото-серебро-полиметаллическому типу объектов, локализующихся в периферических зонах медно-порфировых рудно-магматических систем. Рудные тела представлены кварц-карбонат-полисульфидными жилами, жильными зонами и тонкопрожилковыми штокверками. Проявления золото-полисульфидной минерализации фиксируются в пределах медно-рудных участков Находкинского рудного поля.

Летом 2010 года в рамках полевого геолого-минералогического картирования с целью локализации потенциальных медно-порфировых рудных тел были проведены: 1) изучение геологического строения и характера метасоматических изменений по опорным разрезам по полотну магистральных канав с отбором образцов, штуфных проб и измерениями *in situ* содержаний химических элементов в окисленных и выщелоченных рудах при помощи портативного рентгено-флуоресцентного анализатора; 2) отбор литохимических проб из рыхлых образований по регулярной сети 100х50 м и их анализ при помощи портативного рентгено-флуоресцентного анализатора; 3) изучение обломочной фракции элювио-делювия по регулярной сети с отбором образцов для последующих минералогических исследований. Точки наблюдения, места отбора образцов, литохимических, штуфных и сколковых проб привязывалось с помощью спутникового навигатора GPS-60.

Использование в рамках аналитических работ полевого анализатора Niton XL3t900 с технологией GOLDD (рис. 1) было обусловлено рядом причин. Это портативный спектрометр, что позволяет использовать его непосредственно во время проведения поисковых и других маршрутов. Первичное рентгеновское излучение обеспечивается серебряной трубкой, на которую от аккумуляторов подается напряжение до 45 кВ, благодаря чему возможно анализировать широкий спектр элементов: от Mg до U. Кремниевый дрейфовый детектор с площадью поверхности 25 мм^2 обеспечивает скорость счета до 200 000 импульсов в секунду, что делает анализ относительно быстрым.



Рис. 1. Анализатор Niton XL3t900, закрепленный на защитном стенде.

Работа на приборе велась в несколько стадий.

В предполевую подготовку проходило ознакомление с техническими характеристиками прибора и изучались некоторые метрологические показатели анализатора. На кафедре геохимии Московского государственного университета методом сравнения с результатами ICP-анализа растертых литохимических проб, отобранных в предшествующий период, была оценена точность измерений анализатором Niton XL3t900. Исследования проводились для основных элементов и элементов-спутников медного оруденения: Cu, Mo, Pb, Zn, As, Ag.

При определении содержаний Cu отмечается значимая положительная корреляция (коэффициент корреляции 0,99)

между результатами рентгено-флуоресцентного и ICP-анализов (рис. 2). Чувствительность Niton XL3t900 составила 50 ppm против заявленного производителем предела обнаружения меди в 15 ppm.

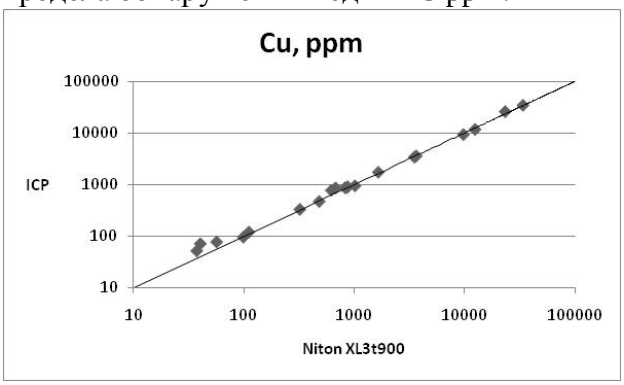


Рис. 2. Сравнение результатов определения Cu на приборе Niton XL3t900 с результатами ICP-анализа.
Примечание: на этом и последующих подобных рисунках проведена линия равных значений.

Предел обнаружения Mo совпадает с заявленным производителем и составляет 4 ppm. Также отмечается значимая корреляция (коэффициент корреляции 0,99) между результатами рентгено-флуоресцентного и ICP-анализов с общей тенденцией к незначительному завышению результатов, полученных анализатором Niton XL3t900, в области содержаний молибдена до 100 ppm (рис. 3).

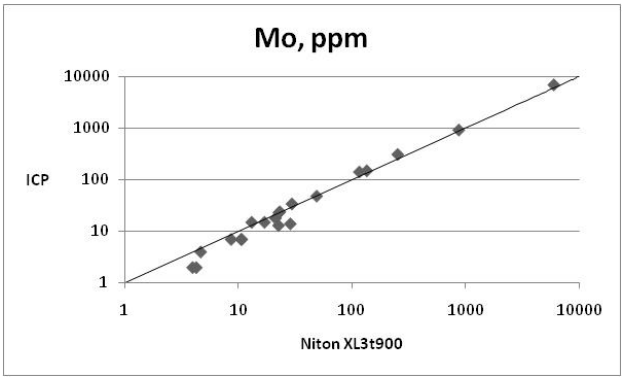


Рис. 3. Сравнение результатов определения Mo на приборе Niton XL3t900 с результатами ICP-анализа.

Анализ содержаний Pb возможен для проб с концентрациями больше 40 ppm. В интервале содержаний свинца 40-350 ppm отмечается занижение результатов рентгено-флуоресцентного анализа, проведенного на приборе Niton XL3t900, относительно данных ICP-анализа (рис. 4). Для проб с концентрациями свинца больше 350 ppm относительная ошибка определения снижается до 10% и ниже. Коэффициент корреляции результатов, полученных двумя методами, равен 0,99.

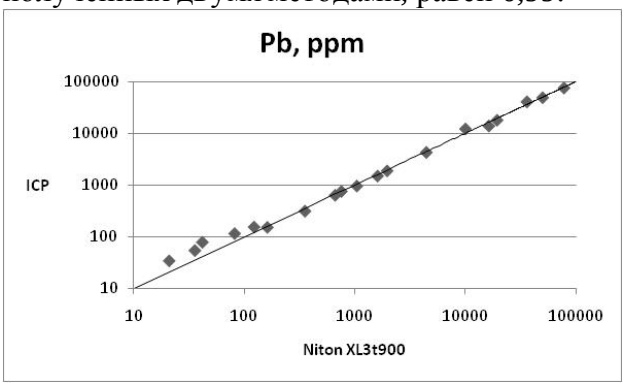


Рис. 4. Сравнение результатов определения Pb на приборе Niton XL3t900 с результатами ICP-анализа.

Предел обнаружения Zn анализатором Niton XL3t900 составил 40 ppm. В области содержаний цинка 40-100 ppm результаты рентгено-флуоресцентного анализа занижены относительно результатов ICP-анализа, но для больших содержаний элемента наблюдается значимая корреляция между двумя рассматриваемыми методами (коэффициент корреляции, вычисленный по всей совокупности данных, составил 0,99) (рис. 5).

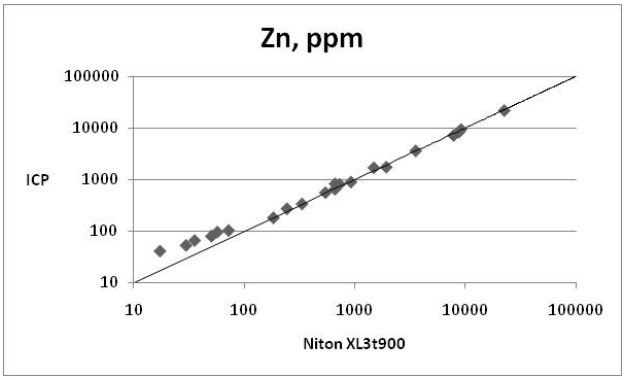


Рис. 5. Сравнение результатов определения Zn на приборе Niton XL3t900 с результатами ICP-анализа.

При определении As в пробах в целом результаты рентгено-флуоресцентного анализа коррелируют с результатами ICP-анализа, но для проб с содержаниями свинца больше 5% показания Niton XL3t900 оказываются неудовлетворительными (рис. 6). Определение содержаний As рентгено-спектральными методами усложняется близким расположением и часто перекрытием пиков As и Pb (энергии линий:

$K_\alpha As$=10,53 кэВ, $L_\alpha Pb$=10,55 кэВ), вследствие чего разделение сигналов этих элементов при высоких концентрациях обоих требует дополнительных методических ухищрений. Предел обнаружения As – 40 ppm.

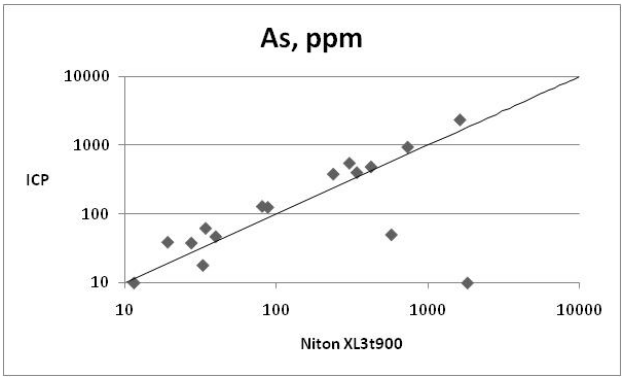


Рис. 6. Сравнение результатов определения As на приборе Niton XL3t900 с результатами ICP-анализа.

Результаты анализа на Ag анализатором Niton XL3t900 оказываются удовлетворительными только для содержаний серебра больше 100 ppm (по сравнению с 10 ppm, заявленными производителем). Это обусловлено проблемой отделения полезного сигнала, связанного с образцом, от шума, который производит излучение серебряной трубки прибора.

Таким образом, чувствительность прибора Niton XL3t900 (табл. 1) оказывается достаточной для выявления на площади Находкинского рудного поля аномалий основных элементов медно-молибден-порфирового оруденения, его элементов-спутников, а также аномалий Pb и Zn, отвечающим золото-серебро-полиметаллическому оруденению.

Таблица 1. Пределы обнаружения некоторых рудных элементов прибором Niton XL3t900.

Элемент	Предел обнаружения, ppm
Cu	50
Mo	4
Pb	40
Zn	40
As	40
Ag	100

При проведении полевых работ рентгено-флуоресцентному анализу на приборе Niton XL3t900 подвергались предварительно просушенные и просеянные литохимические пробы. Всего было проанализировано 3398 проб. 40 проб для контроля были проанализированы повторно, средняя случайная ошибка при этом не превысила 10% по основным и сопутствующим элементам. Помимо камеральных испытаний, также проводилась полевая съемка сколковых проб *in situ*. Такие аналитические работы проводились в ходе маршрута на участок III-Весенний, где было произведено 51 измерение вдоль магистральной канавы.

После первичной обработки результатов анализов была составлена база данных результатов измерений с координатной привязкой проб. База данных была экспортирована в ГИС-проект работ, что позволило построить карты геохимических аномалий основных и сопутствующих элементов.

По данным минералого-геохимического картирования на площади Находкинского рудного поля были оконтурены площади развития различных фаций метасоматитов, выявлены аномалии основных рудных элементов, уточнены границы известных и выделены новые потенциальные рудоносные структуры, соответствующие штокверкам с медно-порфировой минерализацией и жильно-прожилковым зонам с молибденовым и золото-серебряным оруденением.

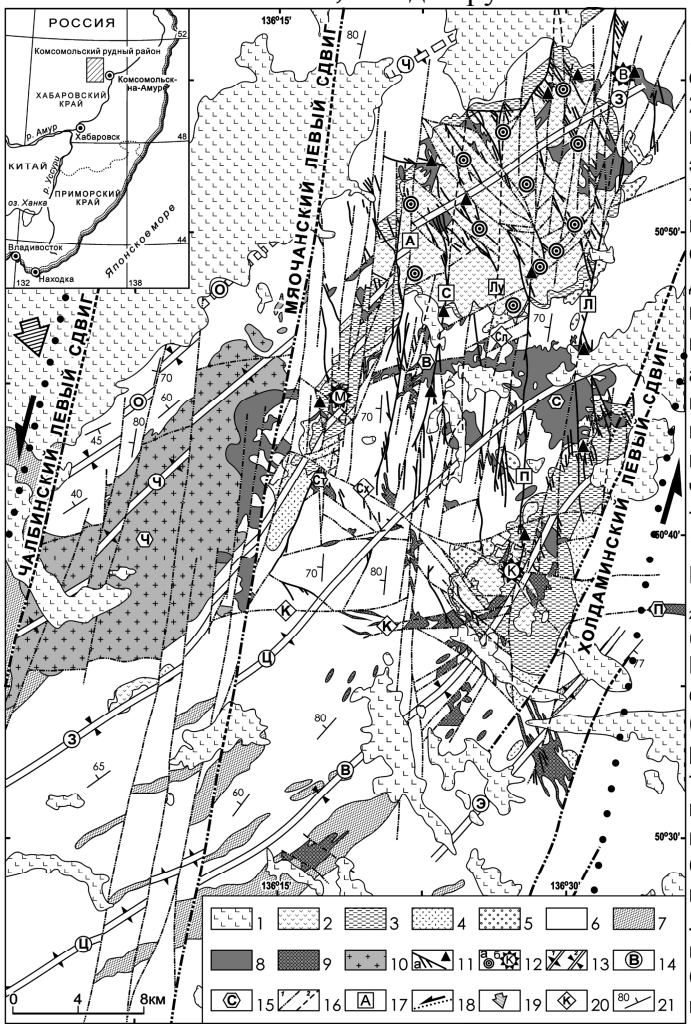
СТРУКТУРНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ СИЛИНСКОГО МОНЦОНИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА КОМСОМОЛЬСКОГО ОЛОВОРУДНОГО РАЙОНА (КРР)

Митрохин А.Н.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия
(stakhor@yandex.ru)

Введение

Исследования мелового тектогенеза Сихотэ-Алиня [9 и др.] свидетельствуют о ключевой роли сдвигов в локализации проявлений магматизма в период меловой региональной тектономагматической активизации. Их роль нашла свое отражение в том, что особенности размещения проявлений мелового магматизма определялись в немалой степени характером взаимодействия и пространственно-временной организации элементов сдвигового структурного ансамбля: сколовых, деструктивных (раздвиговых) и складчатых. Причем пликативные формы наряду с дизъюнктивными также могли играть первостепенную структурообразующую роль в формировании не только многих вулканогенно-осадочных бассейнов, но и крупных, зачастую батолитоподобных интрузий [10 и др.], о чем свидетельствует, например, факт конкордантности ряда крупных гранитоидных плутонов с вмещающими синсдвиговыми складчатыми структурами [8].



Условные обозначения

1 – базальтово-долеритовые покровы с озерно-аллювиальными отложениями (N-Q); 2-5 – породы мелового вулканогенного чехла: 2 – эффузивы среднего состава амутской свиты (K_2tur-ср), включая экструзивные и жерловые фации, 3 – конгломераты с эффузивами кислого и среднего состава третьей-пятой пачек холдаминской свиты (K_2cm-tur), 4 – конгломераты с вулканическими породами кислого состава первой-второй пачек холдаминской свиты (K_1ap-al), 5 – молассовые отложения (K_1ap-al); 6-7 – породы доаптского консолидированного основания: 6 – терригенные породы (преимущественно флиш) (J-K_1v), 7 – кремнистые и кремнисто-терригенные породы (T_3), включая пермско-триасовые аллохтоны с кремнисто-терригенными, карбонатными породами и метабазальтами; 8-10 – меловые интрузивные породы: 8 – монцонитоиды силинского комплекса, 9 – калинатровые гранитоиды пурильского комплекса, 10 – калиевые граниты чалбинского комплекса; 11 – рудоносные зоны кварц-турмалиновых метасоматитов (а), оловянные месторождения (б), 12 – вулканы (K_{1-2}ap-ср) (а), в т.ч. крупнейшие (б): Мяочанский (М), Курмиджинский (К), Ветвистый (В); 13-14 – оси синсдвиговых (K_{1-2}ap-ср) синклинальных прогибов (1) и антиклинальных выступов (2) консолидированного основания: Западного (З), Огненского (О), Восточного (В), Чалбинского (Ч), Центрального (Ц) и Элибердан-ского (Э); 15 – интрузивные массивы: Чалбинский (Ч), Силинский (С), Верхне-Силинский (В), Сектахский (Ст), Пурильский (П); 16 – разломы (1), в том числе прослеживаемые под перекрывающими толщами (2); 17-19 – элементы строения и геодинамики формирования КСЗ (по [9] с изменениями): 17 – крупнейшие рудо- и магмоконтролирующие ССВ-СЮ левые сдвиги КСЗ: А – Амутский, С – Солнечный, Лу – Лучистый, П – Перевальный, Л – Левобережный; 18 – границы КСЗ; 19 – направление инициирующего латерального сжатия; 20 – СЗ и ВСВ рудо- и магмоконтролирующие разломы: Сектахский (Сх), Курмиджа-Пурильский (К), Силинский (Сл); 21 – элементы залегания пород в доаптском консолидированном основании.

Рис. 1. Геолого-структурная схема Комсомольского рудного района с элементами геодинамики (из [11] с изменениями).

О том что сдвиговые дислокации оказывали основополагающее влияние на локализацию проявлений мелового магматизма, свидетельствуют наши исследования морфологии и инфраструктуры апт-кампанских гранитоидных интрузий и их комагматов мяочанской серии в КРР (рис. 1), которая включает в себя четыре вулкано-плутонических комплекса: пурильский риолитовый → холдаминский риодацитовый → силинский андезитовый → чалбинский гранитный [1, 4, 5, 7 и др.].

В данной работе мы ставим акцент на проявлениях силинского комплекса, являвшегося главным поставщиком олова в КРР [1, 4, 5, 7 и др.], но и их структурно-динамическую корреляцию невозможно проводить в отрыве от других рудно-магматических и тектонических элементов КРР – настолько, как это будет видно далее, тесно все они были взаимосвязаны между собой всю эпоху становления района.

Результаты исследований

Полученная нами структурно-динамическая картина выглядит так.

1. Многие проявления мелового магматизма КРР, включая наиболее крупные: эпиконтинентальные вулканогенно-осадочные бассейны и батолитоподобные интрузии – контролируются пликативными формами сдвиговых дислокаций. Региональная апт-капманская синсдвиговая складчатость сформировалась в виде единой линейной системы пологих, униформных, субпараллельных конседиментационных структур: синклинальных прогибов и антиклинальных поднятий – шириной до 18 км каждая (рис. 1), наложенных на доаптское терригенно-флишевое основание по типу продольной складчатости [11 и др.]. При этом эпиконтинентальные бассейны компенсируют прогибы, а батолитоподобные массивы (Чалбинский, Силинский) приурочены к сводовым частям поднятий. Все крупные складчатые структуры имеют СВ (40-50°) простирание, закономерно ориентируясь под косым углом к ССВ (10-30°) Комсомольской сдвиговой зоне (КСЗ) [6, 9, 11 и др.], где наиболее крупными разломами являются Чалбинский, Мяочанский и Холдаминский левые сдвиги (рис. 1). Как известно [9 и др.], их левосторонняя активизация под действием СЗ (340-350°) латерального сжатия, как и везде в Сихотэ-Алине, определила структурный стиль и геодинамику апт-кампанского складко- и разломообразования, а также геодинамические условия локализации синхронных магматических и постмагматических (в т. ч. рудных) образований.

2. Крупнейшие поднятия и прогибы совместно с названными левыми сдвигами контролируют пространственное размещение выделяемого геофизиками [3 и др.] пологого линзовидного Комсомольского «криптоплутона» мощностью 0-5 км, который включает в себя практически все проявления пурильского и чалбинского комплексов. При этом рельеф кровли криптоплутона является полностью конкордантным структурному рисунку основной складчатой системы, который фиксируется также морфологией поверхности доаптского основания. Особенно четко это видно в зоне сопряжения Чалбинского сдвига и Чалбинского поднятия, где расположен Чалбинский массив (рис. 1), рассматривающийся как эродированная часть криптоплутона [3 и др.].

3. Точно такая же картина имеет место и для особенностей локализации силинских монцонитоидов. Как оказалось, хорошо известный Силинский массив, лежащий на криптоплутоне [3 и др.], приурочен к Центральному поднятию, что подчеркивается его лакколитообразной формой с утолщением к замку поднятия. Это является еще одним подтверждением того, что СВ региональная складчатость является подобной [11 и др.]. При этом в массиве от апикальных его частей к центру наблюдается изменение состава пород от основных (габбро) разностей к диоритовым и далее к кислым (гранитным). Следует подчеркнуть, что такая зональность –

плавная, иначе говоря, не фазовая, а фациальная – с проявлением промежуточных разностей пород без резких переходов одних в другие. Имеются прямые структурные данные о том, что конфигурация фациальной зональности массива совпадает с его морфологией и, следовательно, является конкордантной Центральному поднятию. А указанная зональность полностью соответствует последовательности внедрения силинских монцонитоидов – от габбро до гранитов, которая наблюдается как в экзоконтатах массива, так и на удалении от него, в частности, в Западном и Восточном прогибах. Это указывает на кристаллизацию пород массива в обстановке растяжения в пределах соскладчатой зоны декомпрессии, существовавшей в замковой части Центрального поднятия весь период формирования интрузий силинского комплекса, которое, как уже говорилось, происходило синхронно с процессами складко- и сдвигообразования. Причем монцонитоиды внедрялись в зону декомпрессии вдоль ССВ левых сдвигов, что фиксируется наличием неккоподобных тел в подошве массива, например, в пределах Солнечного сдвига. Между прочим, наличие подобного тела выявлено геофизическими методами и для Комсомольского криптоплутона по нарастанию его мощности до 7-7,7 км в пределах Мяочанского сдвига [3 и др.].

4. То что наложенная на основание меловая синсдвиговая складчатость являлась подобной, фиксируется также конседиментационным ее характером. Эпиконтинентальные бассейны КРР сложены в своей нижней части ритмично переслаивающимися осадочными (типа континентальной молассы) породами с риолитовыми и (выше) риодацитовыми пирокластами (холдаминская свита, K_1apt-K_2tur). Их верхняя часть венчается андезитовыми, андезибазальтовыми и порфиритовыми пирокластами и лавами (амутская свита, K_2tur-con). При этом риолиты нижней части холдаминской свиты комагматичны пурильским гранодиоритам, верхняя ее часть образует самостоятельный холдаминский вулканический комплекс, а вулканиты амутской свиты – это комагматы силинских монцонитоидов. Причем в этих свитах снизу вверх при общем увеличении мощности разреза четко наблюдается плавное нарастание доли вулканогенного материала от чисто обломочных пород к пирокластам и затем к лавам с синхронной заменой продуктов кислого вулканизма на продукты среднего и основного [4, 5, 7, 11 и др.]. Анализ их структуры [2, 6, 9, 11 и др.] показывает, что здесь пликативные деформации проявлены в виде линейных, преимущественно СВ (40-55°), складок продольного изгиба в сочетании с взбросами (по типу веерного кливажа и кливажа осевой поверхности) и межслоевыми надвигами, отвечая тем самым условиям СЗ (310-325°) латерального сжатия. Последнее подчеркивается также наложением на СВ складки поперечных СЗ складок сбросового генезиса. Причем указанные деформации, развитые над ССВ левыми сдвигами основания, связаны с ними еще и генетически, отражая, как и эшелонированные рудоконтролирующие структуры растяжения, их эмбриональные формы развития [6, 9, 11 и др.]. Совокупность пликативных и наложенных на них деструктивных дислокаций, проявленных в вулканогенно-осадочном чехле КРР, по аналогии с другими изученными в этом отношении районами Сихотэ-Алиня [9 и др.], характеризует структуру фронта миграции сдвигов от нижних уровней коры к верхним, происходившей в условиях ССЗ (340-350°) латерального сжатия. Свидетельством этому служит также систематическое проявление в бассейнах ВСВ (60-80°) складок, субнормальных к такому сжатию, и присдвиговых ЗСЗ (280-290°) складок инерционного типа [11 и др.]. Почти повсеместное развитие этих деформаций в основании, их строгая упорядоченность, четкая соорганизованность с конседиментационными структурами бассейнов свидетельствуют, что основание деформировалось синхронно с вулканогенно-осадочной толщей путем повторного продольного и отчасти

поперечного его кливажирования, происходившего в условиях простого сдвига. Причем, судя по составу континентальной молассы в холдаминской свите [2, 4, 11 и др.], «растущие» выступы (антиклинали) в апте-кампане сопровождались пенепленизацией основания и служили источниками сноса обломочного материала, а прогибы (синклинали) – бассейнами седиментации. То есть, апт-кампанское сокращение коры в КРР несет на себе признаки взаимодействия двух процессов: как веерного кливажирования по типу соскладчатых взбросов, так и формирования подобной складчатости в сочетании с надвигами.

Обсуждение и заключение

Наиболее контрастно представленная картина видна как раз на примере проявлений силинского монцонитоидного комплекса как в силу четкой географии, так и геологии их распространения. Мощность входящих в его состав эффузивов амутской свиты (более 2 км) в верхах Западного и Восточного прогибов вполне сопоставима с мощностью Силинского лакколитообразного массива (2,5-3 км), приуроченного к своду смежного Центрального поднятия и вмещающего комагматичные им монцонитоиды.

Их структурно-геодинамическая корреляция на базе охарактеризованных выше критериев в полной мере показывает, что локализация их обеспечивалась развитием и взаимодействием складчатых и сколово-раздвиговых форм сдвиговых дислокаций. Для складчатых форм как результата повторного синсдвигового апт-кампанского смятия коры по типу подобной складчатости под действием СЗ латерального сжатия это выразилось в почти синхронном формировании эпиконтинентальной толщи амутских вулканитов в виде лав и туфов в СВ синсклинальных прогибах доаптского основания и интрузивных фаций батолитоподобного Силилинского массива, сидящего в замке Центрального антиклинального поднятия. Для сколово-раздвиговых форм – в локализации экструзивных и жерловых фаций, дайковых и штоковых тел на сопряжении или пересечении ССВ левых сдвигов с СЗ (соскладчатые и сосдвиговые сбросы и раздвиги) и ВСВ-СВ (преимущественно взбросы и надвиги) разломами преимущественно на крутонаклонных участках сквозной СЗ декомпрессии, обеспечивавшейся динамическим взаимодействием сдвигового и соскладчатого (который, как мы помним, тоже является парагенетически синсдвиговым) планов деформаций. А указанный стиль соскладчатых деформаций, существовавший именно в период формирования пород силинского комплекса, предполагает существование в замках складчатых сооружений пологих депрессионных камер, послуживших структурными ловушками для расплавов в период их миграции. Это нашло свое отражение, соответственно, в наличии в замке Центрального антиклинального поднятия полого лежащего Силинского монцонитоидного массива, а в смежных прогибах – в повышенной (с СВ трендом) концентрации вулканоструктур Причем, подчеркнем, такой стиль складчатости допускает, что данные ловушки в антиформах тормозили, а в синформах, наоборот, – за счет все возраставшего литостатического давления формирующейся вулканогенной толщи (артезианский эффект) – ускоряли продвижение расплавов наверх[1].

[1] Здесь к месту будет вспомнить о почти 1,2 км отложений предшествующей холдаминской свиты и о тренде поступательного нарастания мощностей вулканических отложений от древних к молодым в эпиконтинентальных бассейнах, что говорит в пользу ускорения интенсивности вулканизма во времени с апта по кампан, в т. ч. за счет нарастания стратифицированной вулканогенной толщи. Все это, еще раз подчеркнем, происходило синхронно с формированием сдвиговых зон в терригенном основании, о чем свидетельствуют данные абсолютного возраста [2, 6 и др.], указывающие на то, что, когда кристаллизовались последние (континентальные!) лавы амутской свиты, ниже уже формировались (одновременно!) оловоносные турмалиниты в сдвигах основания.

Мало того, та самая концентрация силинских вулканов в прогибах в существующем современном эрозионном срезе при их полном отсутствии непосредственно в сводах антиформ (а это = жерловые, экструзивные фации силинского комплекса), да и полное отсутствие пологих массивных разностей в ядрах синформ свидетельствуют еще по крайней мере о двух вещах. Во-первых, об экранирующей роли границы подошвы чехла как зеркала складчатости, сопровождаемой субпослойными чехлу надвигами с зоной влияния от оси (как в чехле, так и в основании) 100-150 м, не только для рудной [1, 4, 5, 7 и др.], но и для магматической системы. Во-вторых, о симметрии расположения жерловых, экструзивных и интрузивных фаций как в бассейнах, так и в апикальных частях батолитоподобных массивов относительно поверхности подошвы. В самом деле, в замках синклиналей не наблюдается вообще пологих массивных интрузий, только крутопадающие. Отсюда наблюдаемая симметрия жерловых, экструзивных и апикальных интрузивных (дайковых и, отчасти, штоковых) фаций относительно подошвы чехла в части син- и антиформ только подтверждает справедливость указанной выше схемы подобной складчатости для повторных деформаций доаптского основания. В том смысле, что в процессе излияния амутских лав происходило «схлопывание» синформных зон декомпрессий в их замках, расположенных ниже поверхности подошвы чехла (с дальнейшим наложением экструзий), и синхронное формирование их интрузивных разностей в Силинском лакколитообразном массиве с последующим наложением на него дайковых и мелких штоковых тел выше поверхности подошвы. Справедливость охарактеризованной схемы подтверждается всей совокупностью буровых и проходческих работ в КРР.

Такая структурно-динамическая ситуация справедлива для всех магматитов КРР и предполагает, что вначале происходило синхронное с сокращением коры нагнетание магматического материала в соскладчатые декомпрессионные камеры в сводах поднятий и под прогибами с его проникновением затем (по мере заполнения камер) во вмещающую толщу по ВСВ-СВ и СЗ разломам и ССВ левым сдвигам КСЗ, с его последующим извержением в прогибах (где сосредоточена основная масса вулканов рис. 1) со схлопыванием магматических камер в их замках и далее повсеместным наложением дайковых и жерловых фаций на массивные породы мяочанской серии на зрелых стадиях развития региональных левосдвиговых дислокаций.

Литература

1. *Гоневчук В.Г.* Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 298 с.
2. *Дубровский В.Н., Малиновский Е.П., Родионов С.М.* Структура и зональность оловорудных месторождений Комсомольского района. М.: Наука, 1979. 135 с.
3. *Лишневский Э.Н.* Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока по гравиметрическим данным // Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., 1969, с. 21-32.
4. *Радкевич Е.А., Асманов В.Я., Бакулин Ю.И. и др.* Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. М.: Наука, 1971. 335 с.
5. *Семеняк Б.И., Митрохин А.Н., Сорокин Б.К. и др.* Геохимия Комсомольского рудного района: терригенные и магматические породы // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 181-201.
6. *Сорокин Б.К., Митрохин А.Н., Касаткин С.А.* Сравнительный анализ дислокаций апт-кампанского вулканогенного и доаптского терригенного комплексов Комсомольского района (на примере Фестивального месторождения) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14. № 5. С.46-56.
7. *Огнянов Н.В.* Геология оловорудных районов Хингано-Охотской оловоносной области. Комсомольский оловоносный район // Геология оловорудных месторождений СССР. Т. 2. Кн. 1. М., 1986, с. 350-378.
8. *Уткин В.П.* Разрывные нарушения и складчатые сооружения Восточного Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 3.

1977. С.101-112.
9. *Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 165 с.
10. *Уткин В.П.* Роль сдвигов океанической коры литосферы в формировании вулканических поясов Тихого океана // Докл. Акад. Наук. 2006. Т. 408. № 5. С. 650-655.
11. *Mitrokhin A.N.* Cretaceous volcanogenic sedimentary basins and folding in the Komsomolsky tin ore region, Khabarovsk Territory, Russia // Geoscience Journal. 1998. V. 2. № 3. P. 124-133.

РЕЙНЕРИДЫ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ: ПРИРОДА И ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ СУПЕРКОНТИНЕНТОВ ДОКЕМБРИЯ

Михальский Е.В.

ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга, Санкт-Петербург, Россия
(emikhalsky@mail.ru)

Введение

В структуре кристаллического фундамента Восточной Антарктиды выделены относительно некрупные раннедокембрийские протократонные блоки и вмещающий их обширный Циркум-восточноантарктический [3] или Вегенер-Моусоновский [9] протерозойский подвижный пояс (ВАПП, рис. 1), испытавший главную фазу тектономагматической деятельности на интервале от 1150 млн. лет до 950 млн. лет назад [10]. Впервые горные породы ВАПП были описаны в качестве тектонотипа на Земле Эндерби отечественными исследователями [6], которыми был выделен Рейнерский метаморфический комплекс. На основании близости возраста тектономагматических процессов на различных участках ВАПП (от Земли Королевы Мод на западе до островов Уиндмилл на востоке), соответствующие геологические образования ВАПП выделяются как «рейнериды».

На ранних этапах исследований метаморфические образования ВАПП считались продуктами рекуррентной тектонотермальной переработки раннедокембрийского кристаллического массива [6], а позднее возникли представления об участии протерозойских ювенильных образований, по крайней мере, на некоторых участках ВАПП [3]. К вопросу тектонического строения Антарктиды обращался также и В.Е. Хаин вместе с С.А. Ушаковым. В работе [7] было впервые высказано предположение о том, что главная эпоха регионального метаморфизма в Восточной Антарктиде соотносилась с карельским циклом, завершившим формирование цоколя многих древних платформ. Было отмечено, что геосинклинальные пояса периферии Восточноантарктической платформы испытали активизацию гренвильской и делийской тектонических эпох, но решающую роль в их превращении в складчатые системы сыграла позднебайкальская–салаирская эпоха.

Мегаструктура Рейнерской провинции современными исследователями рассматривается как супертеррейн или тектонический коллаж различных блоков и террейнов, объединившихся на поздненеопротерозойско-раннепалеозойском (панафриканском) [8] или на позднемезопротерозойском (рейнерском) этапе развития [4, 11].

В докладе показаны главные особенности вещественного состава и изотопной структуры ВАПП, обобщены представления о геодинамических условий формирования протолитов пород, а также акцентировано внимание на дискуссионных вопросах и альтернативных моделях развития территории.

Вещественный состав и возраст пород

В пределах ВАПП преимущественно распространены пара- и ортогнейсы гранулитовой фации метаморфизма. Мафические гранулиты в большинстве районов образуют маломощные пачки или пласты, переслаивающиеся с другими видами пород; характерно наличие деформированных и метаморфизованных дайкообразных тел и будин. В некоторых районах (западная часть Земли Королевы Мод, горы Сёр-Роннане, центральная часть гор Принс-Чарльз) метаморфизм не превышал амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации. Здесь породы сохраняют реликтовые структуры и текстуры вулканического генезиса. В этих же районах наибольшим распространением пользуются породы основного–среднего состава. На большей части ВАПП распространены чарнокиты.

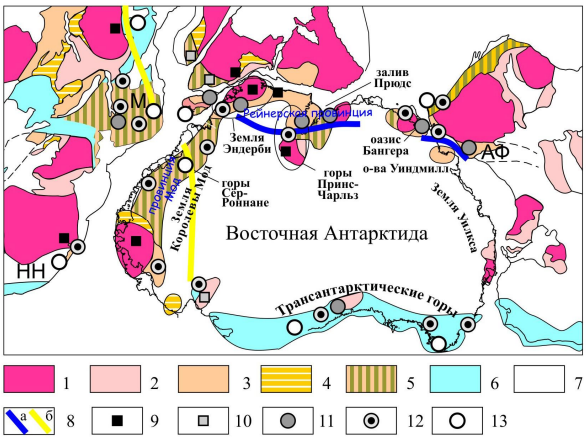


Рис. 1. Тектоническая схема Восточной Антарктиды и сопредельных материков на реконструкции Гондваны.

1 – архей, 2 – палеопротерозой, 3 – 5 – мезопротерозой (3 – метаморфические комплексы, 4 – вулканогенно-осадочные комплексы, 5 – области раннепалеозойской переработки), 6 – палеозой, 7 – мезозой и кайнозой, ледовый покров), 8 – сутуры (а – средне-мезопротерозойская, б – позднемезопротерозойская), 9–13 – модельные Sm-Nd возрасты T_{DM}, млрд. лет: 9 – >2,7; 10 – 2,3–3,0; 11 – 1,9–2,3; 12 – 1,4–1,9; 13 – 1,1–1,4. НН – пояс Намакуа–Наталь, АФ – пояс Албани–Фразер, М – Мозамбикский пояс.

Возрастные рубежи ключевых тектонотермальных процессов (не синхронные в различных районах) составляют: внедрение протолитов ортогнейсов тоналитового состава – 15400–1300 и 1170–1050 млн. лет, габброидов – 1250–1150 млн. лет, метаморфизм – 1190–950 млн. лет, внедрение синкинематических гранитоидов – 1100–970 млн. лет, чарнокитов – от 1100 до 955 млн. лет.

Большая часть докинематических магматических образований на западе Земли Королевы Мод, в горах Сёр-Роннане, в центрально части гор Принс-Чарльз и в оазисе Бангера соответствует нормальным известково-щелочным андезитам, гранодиоритам и тоналитам [3]. Предполагается, что формирование этих комплексов происходило в геодинамических условиях вулканических и магматических дуг на интервале 1500–1100 млн. лет.

В центральной части гор Принс-Чарльз развиты породы мафическо-салического комплекса метавулканитов, плутоны габбро–диорит–плагиогранитовой формации и расслоенные габброиды. Для метавулканитов характерна слабая обогащенность LILE при низких содержаниях HFSE и LREE, а некоторые виды соответствуют базальтам типа E-MORB. Отрицательная Nb–Ta аномалия характерна для андезибазальтов и более кислых разновидностей, формирующих известково-щелочную серию. Однако, плюмовый компонент базитов, преобладающих на некоторых участках, позволяет предполагать определяющую роль глубинного мантийного (плюмового) вещества.

Подавляющее большинство фельзических ортогнейсов других районов имеют пониженные концентрации Y и Ti. Происхождение таких пород связывается с частичным плавлением мафического субстрата. Эти ортогнейсы отличаются от орогенических гранитоидов и в большей степени соответствуют гранитоидам А-типа. Геохимические свойства сопутствующих мафических пород указывают на кристаллизацию как из высокотемпературных расплавов глубинного (плюмового), так и низкотемпературных расплавов литосферного происхождения.

Изотопная структура ВАПП

Рейнериды имеют широкие вариации T_{DM} и $\varepsilon_{Nd}(i)$ (рис. 1, табл. 1). Модельные датировки T_{DM} группируются в диапазонах 1,9–1,6 и, менее уверенно, 1,5–1,3 и 2,3–2,2 млрд. лет [5]. Эти данные свидетельствуют о том, что палеопротерозойский процесс корообразования имел определяющую роль, однако в большинстве районов горные породы, образованные на этом этапе, были переработаны более поздними процессами.

Необходимо отметить существенно более низкие значения T_{DM} и повышенные значения $\varepsilon_{Nd}(i)$ в восточной части Земли Королевы Мод (преимущественно <1,5 млрд. лет и >2, соответственно), чем в других регионах. Этот факт позволяет выделить большую часть Восточной Антарктиды в качестве ядра палеопротерозойского заложения, которое было переработано в мезопротерозое и обрамлено

аккреционными комплексами мезопротерозойского возраста. Территорию Земли Королевы Мод целесообразно выделять в качестве самостоятельной тектонической провинции (супертеррейна) *Мод*, испытавшей свою собственную историю геологического развития.

Таблица 1. Изотопный состав пород из отдельных районов ВАПП и некоторых мезопротерозойских поясов Африки и Австралии.

Район	T_{DM}, млрд. лет	ε_{Nd} (t = 1 млрд. лет)
Западная часть ЗКМ	1,4–1,8	-4–+2
Центральная часть ЗКМ	1,3–2,0	-2–+6
Восточная часть ЗКМ	1,2–1,7	-1–+6
Земля Эндерби	1,4–2,4	-13–+2,5
Северная часть гор Принс-Чарльз	1,6–2,3	-9–-3
Центральная часть гор Принс-Чарльз	1,5–2,2	-6–+2
Побережье залива Прюдс	1,7–2,4	-10–+2
Оазис Бангера и окрестности	1,1–2,5	-12–+6
Пояс Албани–Фразер	1,8−2,3	-13−+2
Пояс Намакуа–Наталь	1,2–1,7, 1,9–2,6	-1–+3, -11–-9
Мозамбикский пояс	1,1–2,4	-12–+7

Прим. ЗКМ − Земля Королевы Мод.

Происхождение протолитов горных пород

Для собственно Рейнерской провинции (рис. 1) характерно развитие до- и синкинематических ортогнейсов кислого состава и позднетектонических гранитоидов, среди которых преобладают и являются характеристическим формационным типом чарнокиты; мафические ассоциации развиты только на отдельных участках. Достоверные ювенильные образования мезопротерозойского возраста также редки. Другой важной чертой является значительное различие между модельными возрастами T_{DM} и цирконовыми датировками пород, составляющее от 300 до 800 млн. лет. Это расхождение традиционно рассматривается как признак длительности развития мобильного пояса от возникновения ранних, примитивных океанических дуг до завершения тектонической активности с закрытием корообразующих систем, завершающей коллизией и тектоническим коллапсом орогена. В этой модели значительный разброс модельных Sm-Nd возрастов T_{DM} отражает длительность формирования ювенильной земной коры в надсубдукционных условиях. Исходя из этого, можно предполагать, что формирование первичного вещества земной коры Рейнерской провинции началось в раннем палеопротерозое (2,2–2,5 млрд. лет), достигло максимума на интервале 1,6–1,9 млрд. лет и завершилось на рубеже 1,2–1,1 млрд. лет назад. Наличие унаследованного вещества циркона (реликтовые ядра зёрен в ортогнейсах или ксеногенные зёрна в метаосадочных породах) с возрастом 1800–2000 млн. лет ([1] и др.) подтверждают это предположение.

Вместе с тем, базиты Рейнерской провинции преимущественно имеют примитивный, не фракционированный геохимический характер типа E-MORB или океанических платобазальтов [2], более свойственный внутриплитным образованиям глубинного мантийного (плюмового) происхождения (например, высокое отношение Nb/Y, отсутствие Nb–Ta аномалии, не фракционированное распределение РЗЭ), чем производным конвергентных условий. С одной стороны, отсутствие обогащения лёгкими РЗЭ может быть увязано со спецификой состава литосферного клина в результате проникновения малых силикатных расплавов, а не за чёт субдуцированных осадков. С другой стороны, роль глубинных процессов, в частности – широкомасштабного андерплейтинга мантийных масс в подкоровые горизонты и возникновения соответствующих магматических дериватов может быть недооценена моделью развития конвергентной системы. В частности, происхождение тоналитов (докинематические комплексы) и чарнокитов (позднекинематические комплексы) может быть связана с плавлением мафического субстрата (амфиболитов нижней коры или вещества субдуцированной океанический литосферы). Ареальный характер распространения этих образований на огромных площадях Рейнерской провинции может служить аргументом в пользу нижнекорового происхождения этих

пород в процессе андерплейтинга. Возможно, андерплейтинг и генерация, по крайней мере, «плюмовых» базальтоидов произошли на стадии постколлизионной деламинации литосферы. Об относительно позднем времени их образования свидетельствует дайкообразная форма залегания и полученный возраст внедрения около 1150 млн. лет (Н.Л. Алексеев, ФГУП «ПМГРЭ», 2010, фондовые материалы). Впрочем, эта модель, предполагающая относительно более раннее время коллизии (>1250 млн. лет – предварительный возраст расслоенных габброидов в горах Принс-Чарльз), противоречит общепринятому мнению о коллизии и формировании Родинии на рубеже 1000 млн. лет назад. Коллизионный характер этого рубежа, однако, постулируется на основании возраста метаморфизма гранулитовой фации; геодинамические условия этого метаморфизма, однако, в пределах Рейнерской провинции, во-первых, плохо диагностируются, а во-вторых, отвечает модели изобарического остывания, а не изотермической декомпрессии.

Необходимо отметить, что наблюдающаяся Sm-Nd изотопная неоднородность пород Рейнерской провинции может быть обусловлена происхождением на интервале 1500–1100 млн. лет (часто встречающиеся U-Pb датировки по циркону) из вещества нижней земной коры и/или верхней мантии, которые претерпели метасоматическое обогащение на предшествующих рубежах тектономагматической эволюции (например, на интервале 1600–1900 млн. лет назад). Контаминация более древним (архейским?) веществом земной коры также могла обусловить наблюдающиеся изотопные характеристики, но в пределах Рейнерской провинции геологических или изотопных признаков этого процесса не наблюдается (за исключением переработанных рейнерскими процессами окраин раннедокембрийских протократонов).

Восточная Антарктида в составе Родинии и Гондваны

Изотопные характеристики земной коры и геохронологические датировки позволяют коррелировать отдельные структуры ВАПП (включая провинции Мод и Рейнерскую) с мезопротерозойскими образованиями Австралии и Африки.

На юго-западе Австралии развит мезопротерозойский подвижный пояс Албани-Фразер, в котором выделяются два этапа тектонической активности: 1350–1260 и 1210–1140 млн. лет назад; они интерпретируются как этапы аккреционного тектонизма, разделенные периодом регионального растяжения. Изотопные характеристики и возраст точно соответствуют характеристикам метаморфических пород центральной части гор Принс-Чарльз (табл. 1). Это обстоятельство позволяет предположить, что оба террейна в мезопротерозое составляли части единого подвижного пояса. Австралия и Антарктида (по крайней мере её центральный и восточный секторы) сформировали единый континентальный массив во время мезопротерозойской орогении.

Тектономагматическая деятельность в поясе Намакуа–Наталь происходила в интервале 1240–1020 млн. лет. Этот диапазон в первом приближении соответствует времени тектонизма на Земле Королевы Мод (1180–1030 млн. лет). Изотопный Nd состав пород в породе Намакуа–Наталь отвечает характеристикам Рейнерской провинции (табл. 1), причём наиболее молодая порция земной коры соответствует изотопным особенностям и геологической истории центральной част гор Принс-Чарльз. Наиболее молодое вещество земной коры выделено в пределах Мозамбикского пояса и может быть скоррелировано с веществом коры гор Сёр-Роннане. По аналогии с Мозамбикским поясом, район гор Сёр-Роннане может маркировать неопротерозойскую сутурную зону и, следовательно, отражать закрытие некоторого океанического бассейна при формировании Гондваны (или раскрытие при распаде Родинии?). Собственно

рейнериды при этом практически прекратили своё тектоническое развитие в конце мезопротерозоя.

Можно предполагать, что формирование континентальной земной коры Восточной Антарктиды происходило на протяжении всего палео- и мезопротерозоя и сопровождалось формированием островных дуг и, возможно, других структур (океанических плато, задуговых бассейнов, магматических дуг на окраине архейских блоков). Возможно, что амальгамация единого континентального массива происходила поэтапно на рубежах 1400−1250 (становление Рейнерской провинции) и 1000 млн. лет назад (аккреция провинции Мод). Вместе с тем, иные геодинамические модели, предполагающие более значительную роль процессов мантийного андерплейтинга и плюмовой тектоники, также позволяют объяснить многие особенности тектонической эволюции рейнерид и требуют дальнейшего развития.

В любом случае, представления о раннедокембрийском возрасте фундамента Антарктической платформы, как и гипотеза о раннепалеозойском формировании Восточной Антарктиды не представляются обоснованными ни геологическими, ни изотопно-геохимическими данными.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 07-05-01001).

Литература

1. *Каменев Е.Н., Глебовицкий В.А., Ковач В.П. и др.* Метаморфические события в позднем докембрии Восточной Антарктиды (север гор Принс-Чарльз) // Доклады РАН. 2009. Т. 425. №6. С. 780–784.
2. *Маслов В.А.* Геохимия вулканоплутонических ассоциаций массива Шо (Восточная Антарктида) // Геохимия. 2011 (в печати).
3. *Михальский Е.В.* Мезопротерозойские геологические комплексы Восточной Антарктиды // Бюллетень МОИП, отдел геол. 2007. Т. 82. № 5. С. 3–18.
4. *Михальский Е.В.* Основные этапы и геодинамические режимы формирования земной коры Восточной Антарктиды в протерозое–раннем палеозое // Геотектоника 2008 а. № 6. С. 3–25.
5. *Михальский Е.В.* Районирование земной коры Антарктиды по Sm–Nd изотопным данным // Доклады РАН. 2008 б. Т. 419. № 4. С. 519–523.
6. *Равич М.Г., Каменев Е.Н.* Кристалли-ческий фундамент Антарктической платформы. 1972. Л.: Гидрометеоиздат, 658 с.
7. *Ушаков С.А., Хаин В.Е.* Строение Антарктиды по геолого-геофизическим данным // Вестник МГУ. 1965. №1. С. 3–27.
8. *Boger S.D., Wilson C.J.L., Fanning, C.M.* Early Paleozoic tectonism within the East Antarctic craton // Geology. 2001. V.29. P.463-466.
9. *Kamenev E.N.* Structure and evolution of the Antarctic shield in Precambrian / In: Findley R.H. et al. (eds.), Gondwana eight: assembly, evolution and dispersal. Rotterdam, 1993. P. 141−151.
10. *Tingey R.J.* The regional geology of Archaean and Proterozoic rocks in Antarctica / In: Tingey, R.J. (ed.), The geology of Antarctica. Oxford, 1991. P. 1–58.
11. *Yoshida M.* Assembly of East Gondwana during the proterozoic and its rejuvenation during the Pan-African period / In: Yoshida M., Santosh M. (eds.), India and Antarctica during the Precambrian. Geol. Soc. India Mem, 34. 1995. P. 399–412.

ДВА ТИПА ЭКЛОГИТОВ В ГРИДИНСКОМ ВЫСОКОБАРНОМ КОМПЛЕКСЕ (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС, КАРЕЛИЯ): ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ

Моргунова А.А.[а], **Перчук А. Л.**[а,б]

[а] *Институт экспериментальной минералогии РАН (almor@iem.ac.ru)*
[б] *МГУ им. Ломоносова (alp@geol.msu.ru)*

Введение

Архейские и протерозойские эклогиты несут важнейшую информацию о характере наиболее ранних плейт-тектонических процессов на Земле. Гридинский эклогитсодержащий комплекс представляет собой тектоническую пластину северо-западного простирания, прослеживающуюся в прибрежной полосе и на о-вах Белого моря до 50 км при ширине 6–7 км. Основной объём комплекса составляют мигматизированные гнейсы, содержащие будинированные тела пород различного размера и состава. В будинах резко преобладают породы основного состава – метабазиты (эклогиты и амфиболиты), реже присутствуют метаультрамафиты, мраморы, цоизитовые и скаполитовые породы. Комплекс сечется метаморфизованными в условиях эклогитовой и верхов амфиболитовой фаций дайками габброидов палеопротерозойского возраста, а также интрузиями и жилами плагиогранитов [1]. По результатам изотопного датирования выделяются четыре возрастные группы цирконов [1, 2]. Первую группу составляют цирконы с возрастом ~3.00-2.78 млрд. лет, интерпретированным как время осадконакопления, вторую – 2.72-2.63 млрд. лет – время первого эклогитового метаморфизма, третью – 2.47-2.42 млрд. лет – внедрение даек лерцолит-габбро-норитового комплекса и их эклогитизация, четвертую – 1.9-1.8 млрд. лет – свекофенский тектоно-метаморфический этап. В данной работе показывается, что эклогиты Гридинского комплекса, выделяемые ранее только по структурным и возрастным критериям [1, 6], разделяются на два типа и по петрологическим особенностям.

Петрология

Типичными представителями первой группы являются эклогиты, образующие будинированные тела в амфибол-биотитовых гнейсах о-ва Столбиха. Это массивные мелко-среднезернистые породы с гранобластовой структурой. Высокобарный парагенезис представлен гранатом, омфацитом, кварцем и рутилом. На регрессивной стадии образуются Amf±Pl±Bt каймы вокруг граната, а также Cpx+Pl±Amf±Bt симплектиты по клинопироксену. В центральных, наименее железистых, частях граната находятся включения эпидота, хлорсодержащего амфибола, карбоната, редкие включения кварца и альбита, которые фиксируют ранний этап развития породы. Располагающиеся во внешней зоне роста граната кварц и омфацит относятся к пику метаморфизма (рис.1а). Омфацит в матриксе и во включениях содержит до 32 мольн. % жадеита. В клинопироксене из симплектитов содержание этого минала снижается до 8 мольн. %. По данным термобарометрии (гранат-клинопироксеновый термометр [5] и клинопироксен-плагиоклаз-кварцевый барометр [3]), пик метаморфизма этих пород соответствует T = 700-750°C при минимальном давлении P = 15 кбар.

К эклогитам второй группы относятся дайки габброидов, испытавших высокобарические преобразования. Типичным представителем этой группы являются дайки метагаббро на о-ве Безымянный. Они представляют собой неравномернозернистые породы с гранобластовой структурой. Сложены гранатом, клино- и ортопироксеном, а также регрессивными биотитом, амфиболом, плагиоклазом и кварцем.

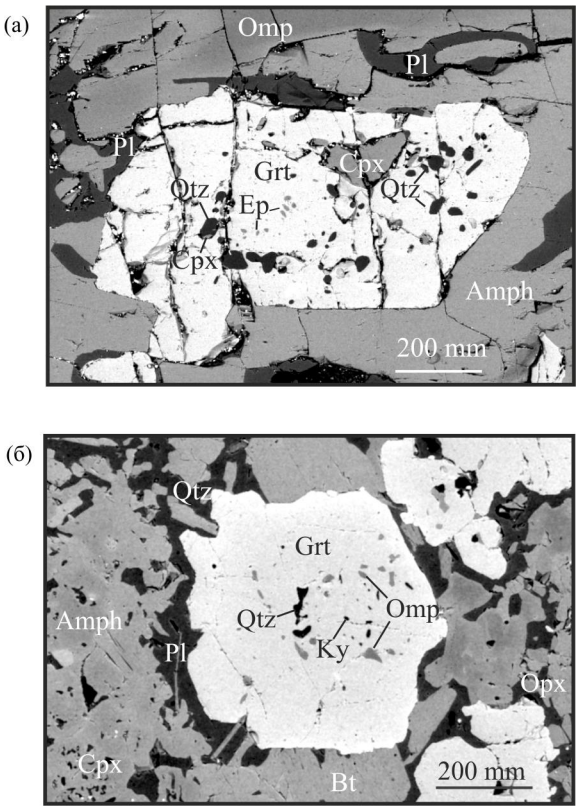


Рис. 1. Представительные гранаты эклогитов двух типов. а – I тип (о-в Столбиха); б – II тип (о-в Безымянный). Фото в отраженных электронах. Обозначения минералов по Kretz, 1983 [4]

В гранатах содержатся включения кианита, кварца, и омфацита с высоким содержанием жадеитовой молекулы (до 40 мольн. %) (рис.1б). В клинопироксенах основной массы, содержание жадеитового минала в центрах кристаллов. достигает 22 мольн. %

Примечательно, что парагенезис включений (омфацит+кварц+кианит) в ядрах граната (рис.1б), несмотря на одинаковые P-T условия образования с омфацитом из матрикса породы, показывает значительно более высокое давление. Это связано с образованием омфацита, кианита и кварца в избытке натрия и алюминия, создаваемого разложением первичного плагиоклаза, в то время как клинопироксен из матрикса был изолирован от плагиоклаза (источника натрия) каймой граната. Регрессивные проявления характеризуются ростом краев более железистого граната и клинопироксена с низким содержанием жадеита, а также развитием вторичных плагиоклаза, амфибола, биотита и плагиоклаз-клинопироксеновых симплектитов. Согласно показаниям гранат-клинопироксенового термометра [5] и клинопироксен-плагиоклаз-кварцевого барометра [3] пик метаморфизма этих пород отвечает 750°С при давлении P≥15 кбар.

Заключение

Петрографические исследования показали, что выделенные типы эклогитов Гридинского комплекса имеют различные истории метаморфических преобразований. В эклогитах о-ва Столбиха выделяется прогрессивный этап метаморфизма, а эклогитизация на о-ве Безымянный накладывалась на магматическую ассоциацию без прогрессивного этапа. Выделенные петрологические различия, возможно, связаны с принадлежностью эклогитов к разным геодинамическим обстановкам. Эклогиты первого типа были образованы в обстановке субдукции, а эклогиты второго типа – в обстановке коллизии.

Финансовая поддержка: гранты РФФИ № 09-05-01217 и 09-05-00991

Литература

1. *О.И. Володичев, А.И. Слабунов* и др. Архейские эклогиты Беломорского Подвижного Пояса, Балтийский щит // Петрология, 2004, С. 609-629.
2. *К. А., Докукина Т. В. Каулина, А. Н. Конилов* Датирование реперных событий в истории докембрийских сложнодислоцированных комплексов (на примере Беломорской эклогитовой провинции) // Докл. АН, 2009, Т. 425(1), С. 83–88.
3. *А.Л. Перчук* Новый вариант омфацит-альбит-кварцевого геобарометра с учетом структурных состояний омфацита и альбита // Докл. АН СССР, 1992, № 324, С. 1286-1289.
4. *Kretz R.* Symbols for rock-forming mineral // American Mineralogist, 1983, V. 68, pp. 277-279.
5. *Ravna E.K. The garnet-clinopyroxene* Fe^{2+}-Mg geothermometer: an updated calibration // J. metamorphic Geol., 2000,№ 18, pp. 211-219.

6. *Travin V.V., Kozlova N.E* Eclogitization of basites in early proterozoic shear zones in the area of the village of Gridino, western Belomorie // Petrology, 2009, V.17,№ 7, pp. 684-706.

ТРАНСРЕГИОНАЛЬНЫЕ «ПОПЕРЕЧНЫЕ» ФЛЕКСУРНО-РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ: ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ВЕРОЯТНАЯ ПРИРОДА ЗАЛОЖЕНИЯ

Мордвинцев О.П. [а], **Мордвинцев Д.О.** [б]

[а] *ОАО «Узбекгеофизика», г. Ташкент Узбекистан,*
[б] *Национальный Университет Узбекистана г. Ташкент Узбекистан*
(oleg-p-m@yandex.ru)

Проблема изучения разрывных нарушений является одной из самых актуальных при геолого-разведочных работах. Особое значение она приобрела в последние годы. Разломы, особенно региональные, в подавляющем большинстве случаев, представляют собой не одно конкретное нарушение, а зону, шов различной ширины, образованный разнообразно расположенными друг к другу нарушениями неодинаковой протяженности. Нередко они представлены не только хрупкими деформациями, но и пластическими смещениями отдельных слоев без разрыва среды.

Анализ простирания региональных и глубинных разломов Средней Азии (И.М. Алиев, Г.А. Аржевский, М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, Б.Н. Вольфсон, И.М. Мельковицкий, К.К. Пятков, А.К. Бухарин, И.А. Фузайлов, Б.Б.Таль-Вирский и мн. др.) показал, что в Узбекистане и сопредельных регионах широко развиты системы разрывных нарушений самых различных направлений – северо-западного, субширотного, субмеридионального, северо-восточного, а также северо-северо-западного и восток-северо-восточного простирания. Разломы накладываются друг на друга, образуя сложноподчиненные системы, в которых нередко очень трудно определить иерархию и взаимоотношения, а иногда и вообще проследить нарушения определенного направления. По материалам комплексной интерпретации нами было обосновано [3,4,9] выделение флексурно-разрывных зон (ФРЗ) северо-восточного («антитяньшаньского», поперечного) простирания, как особого класса дизъюнктивно-пликативных структур, а также освещены взгляды различных исследователей на их существование и роль в геологическом строении региона.

История выделения указанных структур на территории Узбекистана берет начало с 60-х годов XX века (О.М. Борисов, (1962), Д.П. Резвой (1962), Б.Б. Таль-Вирский, (1963), И.М. Мельковицкий, (1963), М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, И.А. Фузайлов, (1962) и др.). Тремя последними авторами в 1967 г. было высказано предположение, что они представляют собой погребенные разломы фундамента, развивавшиеся одновременно с процессами осадконакопления и не всегда отображающиеся на поверхности дизъюнктивами или флексурами, но обуславливающих ряд различий в разделяемых блоках. В дальнейшем это направление развил И.А. Фузайлов [10], подчеркнув их флексурно-разрывной характер. А.К.Бухарин с соавторами [6] выделил на территории Средней Азии домезозойские конседиментационные поперечные (к общему Южно-Тяньшаньскому направлению) структуры, ограниченные глубинными разломами. Ими же охарактеризованы некоторые особенности геологии отмеченных сегментов; высказано предположение об определенном соответствии этих структур аналогичным структурам Урала. Отождествлены они с древними трансформными разломами.

Накопившейся геолого-геофизический материал о глубинном строении Узбекистана и сопредельных территорий позволяет нам с определенной долей уверенности утверждать, что северо-восточные флексурно-разрывные зоны (ФРЗ), по-видимому, являются не только одними из наиболее древних тектонических структур данного класса (время заложения,

вероятно – допалеозой-нижний палеозой), но и наиболее долгоживущи – активны и по настоящее время (по крайней мере, фрагментарно) [3,4]. Эти структуры, в сочетании с региональными разломами северо-западного простирания, формируют блоковую картину, каждый из которых индивидуален по многим параметрам, в т. ч. историей геолого-тектонического развития, минерагенией и др.

Территории, заключенные между ФРЗ, различаются характером геофизических полей, в частности, аномального магнитного и гравитационного, интенсивно тектонически переработаны разломами высоких порядков всевозможных направлений. Причем, если для осевых частей ФРЗ типично совпадение в плане особенностей поведения полей (ΔT)a и Δg, то для локальных, непротяженных разломов, таковое практически не отмечается. Анализ геофизических материалов показывает, что большинство указанных ФРЗ достаточно уверенно трассируются и за пределами Узбекистана – на севере до центральных областей Казахстана, а на юге до Копетдага (рис. 1).

Одним из важнейших показателей глубины проникновения ФРЗ «антитяньшанского» направления может служить сопоставление их положения со схемой распределения средневзвешенной плотности земной коры. Оно показало хорошую корреляционную зависимость между простиранием зон и аномалиями средневзвешенной плотности [4,5]. Учитывая, что на схеме обобщены особенности строения консолидированной коры вплоть до поверхности Мохо, то можно предположить, что ФРЗ контролируют строение геоблоков по всему разрезу.

Они проявляются (с разной степенью дифференцированности) на поверхности древнего кристаллического фундамента в виде флексурно-разрывных зон, разделяя его на блоки, различающиеся морфологией и гипсометрией. Вышеизложенное позволяет прийти к заключению, что рассматриваемые структуры были заложены еще до окончания формирования фундамента, либо на заключительных стадиях, так как разделяют его на геологические блоки, различающиеся не только морфологическими признаками, но и особенностями внутреннего строения, в частности, петрофизическими параметрами слагающих фундамент пород.

Аналогичная картина с трассированием исследуемых структур в пределах Бухаро-Хивинского региона (БХР) и Среднесырдарьинской депрессии. В ряде случаев им соответствуют разрывные нарушения, (иногда весьма протяженные), отчетливо выделяемые по сейсморазведке.

Статистический анализ распределения мощности отложений различных стратиграфических подразделений мезозоя-кайнозоя (от нижнесреднеюрских до неогеновых) по данным глубокого бурения (обобщены данные более чем по 1500 скважинам) в пределах Бухаро-Хивинского региона показал наличие заметных расхождений в характере осадконакопления, что свидетельствует о различных проявлениях тектонических движений. Весьма показательным является тот факт, что положение в плане верхнеюрского барьерного рифа – основного продуктивного комплекса БХР также достаточно четко контролируется изучаемыми ФРЗ.

О современной тектонической активности рассматриваемых ФРЗ свидетельствует распределение очагов землетрясений, проявившихся в зоне их влияния, хорошая корреляция с данными о скоростях современных вертикальных движений земной коры, а также временные разрезы ОГТ, где отдельные выделенные разломы прослеживаются практически до дневной поверхности.

Распространение исследований на территорию Казахстана и Урала позволило, в результате анализа карт аномального магнитного поля и осредненных гравитационных аномалий, выявить и протрассировать в её пределах флексурно-разрывные зоны, аналогичные описанным выше, поперечные к общему простиранию структур Урало-Тяньшанского складчатого пояса. Необходимо отметить, что

выделенные зоны не всегда равноценно отображаются в геолого-геофизических

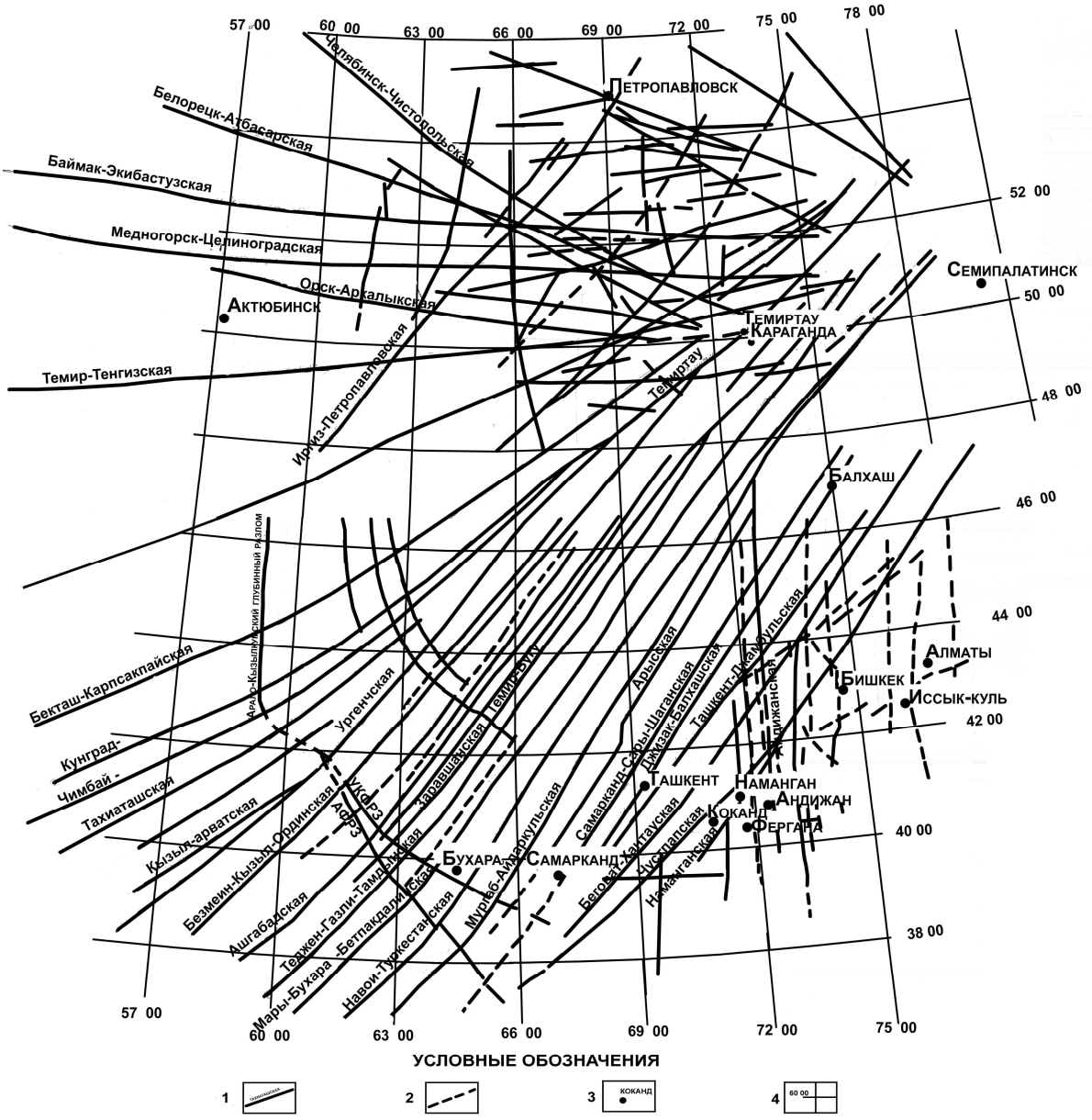


Рис. 1 Схема расположения осей флексурнс-разрывных зон поперечного «антитяньшаньского» направления в Среднеазиатско-Казахстанском регионе по материалам комплекснойинтерпретации

1- оси флексурно-разрывных зон, выделяемые уверенно по двум и более методам, 2 - то же, выделяемые неуверенно, по одному методу, 3- крупные города, 4- географическая сетка

материалах – существенную роль играют накладывающиеся более поздние тектонические движения других направлений, искажающие первоначальную картину. Кроме этого, проведено сопоставление всех выявленных ФРЗ с региональными магнитными аномалиями, особенностями структурной поверхности Мохоровичича, с распределением температур в земной коре на глубине 10 км. Перечисленные карты характеризуют, прежде всего, глубинные особенности строения консолидированной коры и подчеркивают именно региональный характер рассматриваемых флексурно-разрывных зон. Для них, по крайней мере, для наиболее значимых, установлены четкие признаки соответствия характерным особенностям анализируемых геофизических полей или структурных поверхностей.

Характер проявления выделенных ФРЗ поперечного простирания в геофизических полях и структурных картах указывает на их возможно единую природу образования, и то, что, они, вероятно, были заложены одновременно. Основной причиной их формирования могло послужить (учитывая масштабы явления), внедрение Балхашского (Центрально-Казахстанского) астенолита (плюма). Этот объект теоретически обоснован А.А. Абдулиным и Е.И. Паталахой (1970, 1980) и в дальнейшем подтвержден геофизическими методами МТЗ и ГСЗ. В настоящее время размеры его составляют около 900 км в поперечнике [7,8]. Ограничен Тенгиз-Тарбатагайской и Чу-Илийской системами глубинных разло мов. По данным С.А. Истековой, предполагаемое начало внедрения – нижний палеозой (O_{1-2}). При этом и на современном этапе сказывается его остаточное влияние в виде аномально высоких давлений и температур на глубинах 120-250 км. Возможно, данный астенолит являет собой реликт крупнейшего мантийного палеоплюма, оказавшего огромное влияние на геолого-тектоническое развитие всего Среднеазиатско-Казахстанского региона, начиная с нижнего палеозоя. Согласно работе [7] в настоящее время в земной коре Казахстана выделяется несколько крупных разновозрастных концентрических магматических структур – Тенгиз-Кокшетауская, Центрально-Казахстанская, Балхаш-Илийская, Джунгарская, тесно связанных с указанным палеоплюмом.

Ограниченные тектонически блоки, как указывалось ранее, отчетливо различаются многочисленными признаками. Например, по интенсивности осадконакопления в различные эпохи (анализ проводился по БХР), и, что для нас особенно важно, по характеру выявленных в их пределах месторождений как рудного, так и углеводородного сырья (по всей территории). К сожалению, провести равноценный анализ геолого-геофизической информации в полном объеме по каждой выявленной ФРЗ в настоящий момент не представляется возможным ввиду ряда объективных и субъективных причин. Наиболее детальная и разнообразная информация получена нами для Узбекистана и отдельных южных районов Казахстана; в более обобщенном виде – для всей территории. Можно предполагать, что постановка данной задачи позволит активизировать исследования в этом направлении.

С точки зрения практического использования получаемых результатов особый интерес представляют, естественно, данные, касающиеся влияние флексурно-разрывных зон поперечного, «антитяньшанского», простирания на характер распределения полезных ископаемых. Для углеводородов одной из основных (по крайней мере, для БХР) следует считать зону Мары-Бетпакдалинскую, прослеживаемую к юго-востоку от Бухары. Все месторождения, расположенные северо-западнее нее – газовые и газоконденсатные, с практически полным отсутствием нефтяной составляющей. Исключения составляют мелкие по запасам нефтяные месторождения Муллахол и Караулбазар, а также нефтяные оторочки на Газли и Учкыре. Месторождения, расположенные юго-восточнее практически все сложные по составу, с полным набором всего спектра

углеводородов. Подавляющее большинство содержит нефтяную составляющую. Внутри каждого из блоков месторождений УВ отличаются структурой, размерами ловушек, взаимным расположением, запасами.

Из наиболее общих закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в регионе (данная информация взята из работы [1]) следует отметить, что, например, практически все урановые месторождения так или иначе приурочены узлу от Зеравшан-Темир-Бугунской до Арыской ФРЗ; месторождения карстовых бокситов расположены между Челябинск-Чистопольской и Орск-Аркалыкской ФРЗ.

Кроме того, все крупнейшие и уникальные месторождения (независимо от вида полезного ископаемого, стратиграфического положения) тяготеют к осевым частям рассматриваемых ФРЗ. Это – Джезказган (медь), Инкай, Мынкудук (уран), Кергаба, Сарымбет (олово), Серан, Батыстау, Верхне-Кайрактинское (вольфрам, молибден), Магнитогорск, Соколовское, Сарбайское, Кагарское (железные руды), Мурунтау (золото), Карачаганак, Оренбургское, Газли, Южный Иолотань, Даулетабад-Донмез, Яшлар, Шатлык (углеводороды) и др.

Вывод. На территории Средней Азии и Казахстана установлено наличие крупнейших межрегиональных флексурно-разрывных зон, поперечных к общему простиранию Урало-Тяньшаньского пояса древнейшего (допалеозой – нижний палеозой) заложения и активных (фрагментарно) по настоящее время. Вероятной причиной их образования явился, по-видимому, Балхашский астенолит (плюм), активная фаза внедрения которого пришлась на нижний палеозой.

Указанные ФРЗ, совместно с межзональными разломами других направлений, формируют сложную блоковую структуру всего Среднеазиатско-Казахстанского региона. Выделяемые блоки различаются по особенностям геологического строения, характером геофизических полей, минералогенией.

Литература

1. Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии. Коллектив авторов. Алматы, 2002.
2. *М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, И.А.Фузайлов.* Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Ташкент: Фан, 1967. 162 с.
3. *Т.Л. Бабаджанов, О.П. Мордвинцев* Дизъюнктивно-пликативные поперечные структуры Тянь-Шаня: их выделение и роль в домезозойской геологии региона. //Сб. трудов Восьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. Геофизика XXI столетия: 2006 г. - Москва – 2007 С. 37-42
4. *Т.Л. Бабаджанов, О.П. Мордвинцев* Изучение региональных особенностей геологического строения – основа эффективности повышения ГРР. //Мат. Респ. Науч.-прак. конф. «Геодинамика фанерозоя Тянь-Шаня: принципы районирования, эволюция и минерагения». Ташкент, С. 101-105
5. *Т.Л. Бабаджанов, О.П. Мордвинцев, Р.Р. Хасанов.* Особенности распределения средневзвешенной плотности консолидированной земной коры в Западном Узбекистане. Geologiya va mineral resurslar. 2009, № 1, С. 21-24
6. Бухарин К.К., Брежнев В.Д., Масленникова И.А. и др. Тектоника Западного Тянь-Шаня, М.: Наука, 1989. 152 с.
7. *С.А. Истекова* Глубинное строение, геодинамика и размещение месторождений полезных ископаемых в Южном Прибалхашье. *Автореф. докт. дисс.* Алматы, 2010, 35 с.
7. *С.А. Истекова, Р.А. Мусаев* Геологические критерии выделения мантийных плюмов в Южном Казахстане. //Мат. Научн. Конф. «Рудно-магматические системы орогенных областей». Ташкент, 2010. С. 47-52
9. *Б.С. Нуртаев, О.П. Мордвинцев* Тектонические нарушения северо-восточного простирания Западного Узбекистана по геофизическим данным. Geologiya va mineral resurslar. 2005. № 6. С. 30-36
10. *И.А. Фузайлов* Структура консолидированной коры западного погружения Тянь-Шаня. Ташкент: ФАН, 1975. 144 с.

НОВЕЙШИЕ ДЕФОРМАЦИИ ОКРАИННЫХ ЧАСТЕЙ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА

Мороз Е.А.

Геологический институт РАН, Москва, Россия (morozzea@rambler.ru)

Введение

Экспедиционные исследования НИС «Академик Николай Страхов» в 2007-2010 позволили установить районы проявления неотектонической активности, расположенные в окраинно-шельфовых областях Баренцева моря. Полученные данные по многолучевой батиметрии и высокочастотному акустическому профилированию иллюстрируют результаты деформаций Баренцевоморского региона в кайнозойское время. Интенсивное погружение, отмечаемое в южных частях Баренцевоморского шельфа (Крапивнер, 2006), по-видимому, имеет место и в северных.

Особая ситуация складывается в северо-западном сегменте. Эта область испытывает напряжение вследствие разнонаправленного растяжения систем САХ Атлантики и Арктики. Ситуации осложняется взаимодействием с прилегающими массивами архипелага Шпицберген и Земля Франца-Иосифа (ЗФИ). В неотектоническое время прогибание отмечается в грабенообразных структурах желобов-трогов Орли, Франц-Виктория, Британского канала, Св. Анны и прилегающих к ним акваториях (Верба, 2007).

Методика

Материал был получен на высокоразрешающем оборудовании, установленном на НИС «Академик Николай Страхов». Многолучевая батиметрическая съемка проводилась на многолучевом эхолотном комплексе RESON Seabat 8111 с частотой 100 кГц и 7150 с частотой 12 кГц. Высокочастотное акустическое профилирование выполнялось профиллографом Edgetech 3300. Сбор, фильтрация и первичная обработка данных производилась в программном пакете PDS 2000, который позволяет вручную редактировать данные многолучевой батиметрии. Выходные данные могут быть визуализированы в программах Surfer и ArcGIS.

Полученные результаты

В районе субширотного трога Эрик-Эриксена и соединяющегося с ним субмеридионального трога Орли отмечены новейшие нарушения сплошности осадочного чехла, выраженные преимущественно в виде сбросов (рис. 1).

Трог Орли представляет собой грабен, заполненный ледниковыми и ледниково-морскими осадками. Глубины в южной (шельфовой) части трога достигают 470 м в днище (Мазарович и др., 2009). Следует, отметить, что фоновые значения глубины шельфа в этом районе составляют 60-80 м. Ориентировка грабена Орли в целом совпадает с основными направлениями структур растяжения северной части Баренцевоморского шельфа. Значительно расчлененный рельеф, распространенный в пределах трога, по-видимому, обусловлен активным тектоническим режимом.

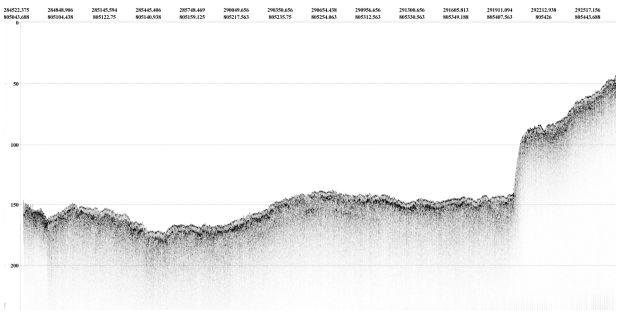


Рис. 1. Сброс в центральной части трога Орли. Данные высокочастотного акустического профилирования 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов».

Вертикальные смещения осадочного чехла фиксируются преимущественно на склонах и имеют амплитуду до 50 м. В большинстве наблюдаемых случаев амплитуда сбросов составляет 15 м. Морфология склонов представляет собой ступенчатые поверхности со

слабонаклоненными субгоризонтальными площадками. На поверхностях некоторых разломов осадки практически отсутствуют, что свидетельствует о недавнем времени образования этих структур.

Выводы

Отмеченные сбросовые нарушения имеют в основе неотектоническую природу и отражают формирование грабенообразной структуры трога Орли. По-видимому, в данном районе находится область погружения окраинной части шельфа, связанная с процессами растяжения земной коры.

Литература

1. *Верба М.Л.* Современное билатеральное растяжение земной коры в Баренцево-Карском регионе и его роль при оценке перспектив нефтегазоносности // Нефтегазовая геология. Теория и практика 2007 (2) www.ngtp.ru
2. *Крапивнер Р.Б.* Быстрое погружение Баренцевоморского шельфа за последние 15-16 тысяч лет // Геотектоника, 2006, № 3. С 39-51.
3. *Мазарович А.О и др.* Рельеф севера Баренцева моря и континентального склона Северного Ледовитого океана // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 2. М. ГЕОС, 2009. С.27-29.

ТЕННАНТИТ-ТЕТРАЭДРИТ РУДНОГО ПОЛЯ НАХОДКА, ЧУКОТКА.

Нагорная Е. В., **Котова М. С.**

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(*chp312@gmail.com*)

Молибден-медно-порфировые месторождения и рудопроявления Баимского рудного узла на Чукотке известны с 60ых гг прошлого века и расположены приблизительно в 200 км к югу от г. Билибино. Рудный узел включает крупное месторождение Песчанка и рудное поле Находка, состоящее из медно-молибден-порфировых участков Малыш, Находка, Прямой и золото-серебряного Весенний, располагающихся в зоне долгоживущего Песчанкинского разлома. Принято считать, что они сопряжены с монцонитоидами раннемелового Егдегкычского комплекса, которые прорывают средне-позднеюрские вулканиты и вулканогенно-осадочные породы.

Хорошо известно, что одним из генетических показателей рудообразующего процесса на месторождениях являются минералы блеклых руд, которые достаточно детально изучены на вулканогенных и плутоногенных месторождениях золота, колчеданных и полиметаллических месторождениях, гидротермальных месторождениях вольфрама. Вместе с тем сведения об этих минералах в медно-молибден-порфировых месторождениях ограничиваются лишь констатацией факта их наличия и по данным оптических наблюдений и единичных анализов отнесения их к ряду теннантит-тетраэдрит (Шаповалов, 1985).

Несмотря на то, что блеклые руды известны на месторождениях Баимского рудного узла со времени их обнаружения (60ые гг 20 века), детальных данных об их химическом составе, характере эволюции в открытой печати нет. Поэтому, целью настоящей работы является заполнение этого пробела и в качестве объекта изучения были выбраны блеклые руды рудного поля Находка.

Минералы группы блеклых руд участков Малыш, Прямой, Находка и Весенний представлены выделениями размером до нескольких сотен микронов. Они образуют прожилки и включения в пирите и халькопирите и нарастают на зерна пирита, халькопирита, сфалерита и галенита, а также представлены включениями (выполнение трещин) блеклой руды одного химического состава в блеклой руде другого состава (рис. 1, 2, все фотографии в отраженных электронах). Кроме того, возможно нарастание блеклых руд разного состава одну на другую (рис. 3). На участке Весенний, блеклые руды ассоциируют с самородным золотом. В отраженном свете блеклые руды серовато-зеленоватого цвета, изотропные. По химическому составу, минералы относятся к ряду теннантит-тетраэдрит.

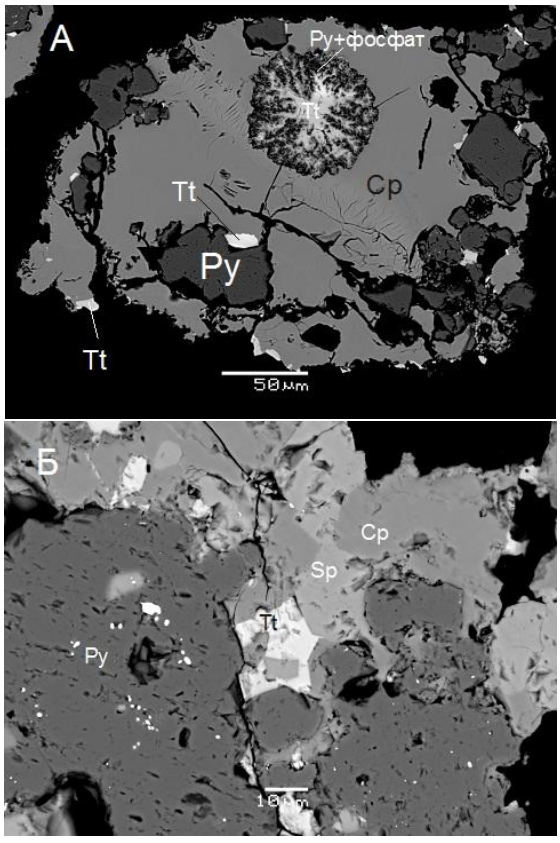


Рис. 1. А) Каймы замещения тетраэдрита (Tt) на халькопирите (Cp). Б) Срастание сфалерита и халькопирита замещающее пирит (Py). В центре выделение более позднего тетраэдрита. Участок Малыш.

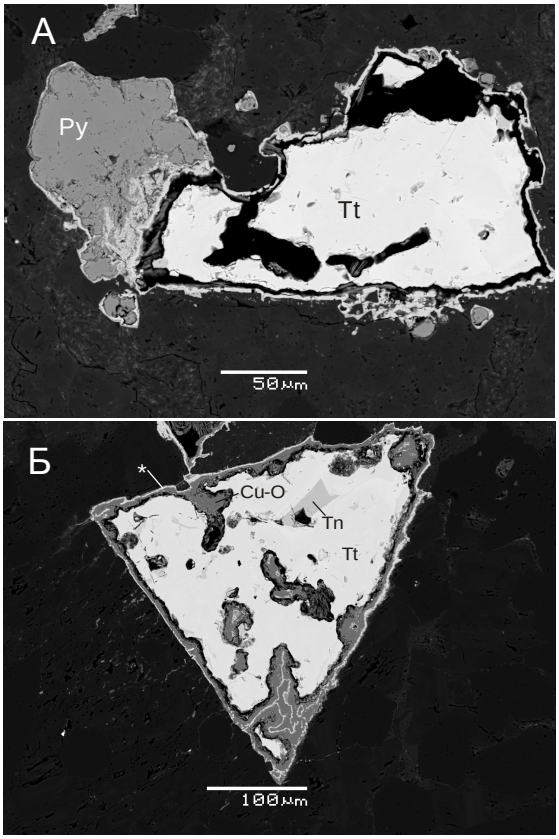


Рис. 2. А) Тетраэдрит в срастании с марганцовистым пиритом. Б) Кристалл тетраэдрита с включением теннантита. Участок Прямой.

Для блеклых руд участка Малыш зафиксирована интересная особенность. Зерно тетраэдрита с плавной слабовыраженной зональностью обрастается теннантитом (рис. 3). Отношения Sb/(As+Sb) и Fe/(Fe+Zn) в теннантит-тетраэдрите участка варьируют соответственно от 0.05 до 1.00 и от 0 до 0.30; содержание Zn находится в пределах 1.569-2.232 ф.к. Последнее высокое значение объясняется захватом при анализе сфалерита, который блеклая руда замещает. Максимальное содержание Ag составляет 0.071 ф.к. Качественный микрозондовый анализ теннантита из включений в пирите показывает, что блеклая руда обогащена Te.

Изученные блеклые руды участка Весенний представлены теннантитом с отношениями Sb/(As+Sb) и Fe/(Fe+Zn) варьирующими соответственно от 0 до 0.02 и от 0.09 до 0.22; содержание Zn находится в пределах 1.568-2.069 ф.к. Максимальное содержание Ag составляет 0.057 ф.к. Минерал содержит примеси Bi (до 0.015 ф.к.), Te (до 0.008 ф.к.) и Se (до 0.052 ф.к.). Кристаллы теннантита слабозональные: к краям увеличивается сурьмянистость.

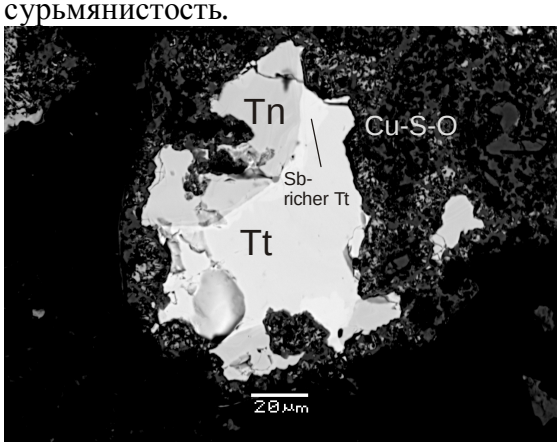
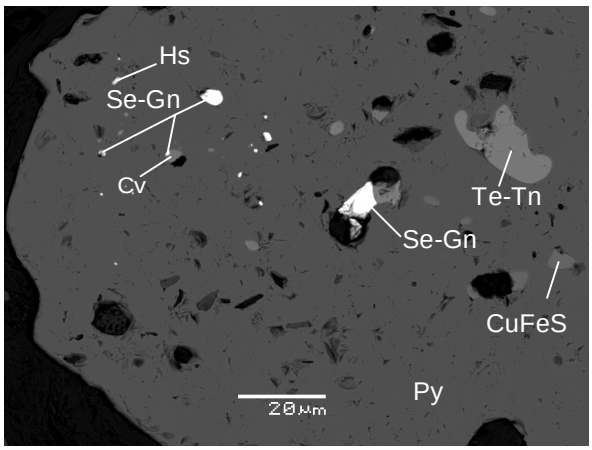


Рис. 3. Обрастание слабозонального тетраэдрита (Tt) теннантитом (Tn). Зональность тетраэдрита обусловлена различным содержанием сурьмы. Участок Малыш.



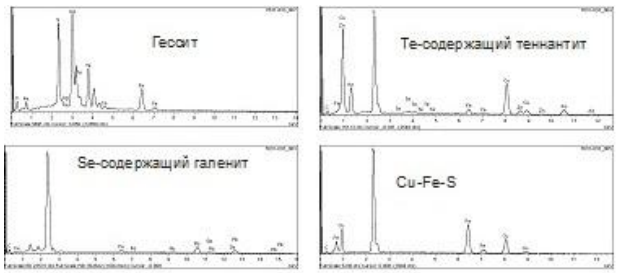


Рис. 4. Включения гессита (Hs), Se-содержащего галенита (Se-Gn), Te-содержащего теннантита (TeTn), минерала системы Cu-Fe-S (CuFeS) и ковеллина (Cv) в пирите (Py). Участок Малыш.

Изученные блеклые руды участков Прямой и Находка представлены промежуточными членами ряда теннантит-тетраэдрит с отношениями Sb/(As+Sb) и Fe/(Fe+Zn) варьирующими соответственно от 0.02 до 0.71 и от 0.04 до 0.16; содержание Zn находится в пределах 1.677-1.923 ф.к. Тетраэдрит участка Прямой характеризуется максимальными

содержаниями Ag (0.223 ф.к.), Te (до 0.023 ф.к.) и Se (до 0.173 ф.к.) среди блеклых руд четырех изучаемых объектов. Минерал содержит примеси Bi (0.012 ф.к.). Тетраэдрит образует срастания с маргацовистым пиритом (1.35 мас.% Mn), который также содержит 0.35 мас.% Co (возможно, что столь высокие содержания Mn в пирите обусловлены мельчайшими включениями алабандина (MnS)).

Подобно блеклым рудам плутоногенных месторождений золота и в отличие от вулканогенных месторождений (Филимонов, 2009), выделения блеклых руд участков характеризуются плавной слабой зональностью по химическому составу или ее отсутствием. На рис. 5 хорошо видно, что изученные теннантит-тетраэдриты Находкинского рудного поля имеют невысокую железистость [Fe/(Fe+Zn)], но различные вариации сурьмянистости [Sb/(Sb+As)]. Так для блеклых руд участков Малыш, Прямой и Находка она варьирует в широких приделах от нескольких сотых долей до 1, а на участке Весенний – не превышает первых сотых долей.

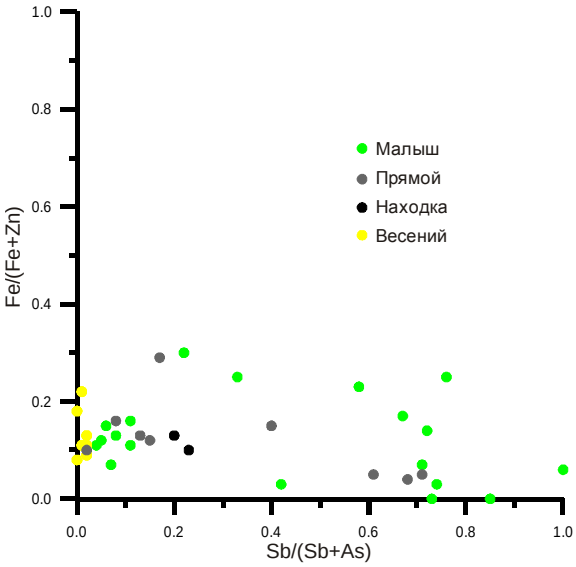


Рис. 5. Зависимость между Sb/(Sb+As) и Fe/(Fe+Zn) в блеклых рудах Находкинского рудного поля

Обрастание тетраэдрита теннанти-том и выполнение трещин теннантитом в тетраэдрите указывают на увеличение активности As во флюиде в ходе развития гидротермального процесса. Такое увеличение можно объяснить двумя причинами: 1) поступление новых порций гидротермальных флюидов обогащенных As; 2) истощением сурьмы в растворах к концу гидротермального процесса и появлением возможности для As образовывать собственные фазы. Возможно, что поступление флюидов, обогащенных As связано с формированием руд участка Весенний, где блеклые руды представлены практически без Sb теннантитом. Однако, в настоящее время у нас нет данных о возрасте формирования руд участка Весенний - с одной стороны, и участков Малыш, Прямой и Находка - с другой.

Полученные данные позволяют наметить схему эволюции состава блеклых руд участков Малыш, Прямой и Находка. В условиях высокой активности сурьмы начинается кристаллизация тетраэдрита, который замещает ранее образованные халькопирит, сфалерит и галенит; по мере снижения температуры минералообразующего флюида сурьмянистость кристаллизующихся блеклых руд увеличивается. Затем увеличивается активность As в растворе и формируется теннантит.

Выводы

1. Блеклые руды участка Весенний и участков Малыш, Прямой и Находка различаются по химическому составу. В первом случае – это только практически без Sb теннатит, во втором – теннантит-тетраэдрит с широким интервалом сурьмянистости. Все изученные блеклые руды характеризуются высоким содержанием Zn, что свидетельствует о замещении образованного ранее сфалерита.

2. Кристаллизация теннантит-тетраэдритов участков Малыш, Прямой и Находка начинается с образования тетраэдрита, по мере снижения температуры растворов сурьмянистость блеклых руд увеличивается. После поступления новых порций гидротермальных флюидов или истощения сурьмы в растворах кристал-лизуется низкосурьмянистый теннанитит.

Литература

1. *Филимонов С.В.* Минералы группы блеклых руд – индикаторы рудогенеза (на примере гидротермальных месторождений золота. Автореф. канд. дисс. М., 2009. 25с.
2. *Шаповалов В.С.* Вещественный состав и условия формирования золото-серебряного и медно-молибденового оруденения Баимского района (Западная Чукотка): Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Иркутск: Иркутский политехи, ин-т, 1985. 17с.

СТРУКТУРИРОВАНИЕ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ХАНКАЙСКОГО МАССИВА

Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
(nevpeter@yandex.ru)

Введение

Исследования структуры мезоуровня организации геопространства – важнейшее звено получения геологических знаний. Оно является связующим между макро и мега устройствами, но явно отстает от них в исследованности. Недостаток акцента на структурный аспект в комплексе съемочных и научных работ ощутимо сказывается на качестве моделей строения «территорий», тектонических процессов, а в итоге на полноте металлогенического анализа.

При ГДП -200 (доизучение) территории между госграницей (России и КНР) и оз. Ханка проведены структурные наблюдения и специализированный анализ полей палеонапряжений и блоковых движений Район принадлежит зоне Цзилинь-Лаоелинской складчатости, и Гродековской СФЗ [5], которые зоны согласуются соответственно с Лаоелин-Гродековским и Вознесенским террейнами [7], разграниченные Западно-Приморским разломом

Методика

В исследованиях, кроме обязательного комплекса приемов, применялась специальная методика структурно-тектонических исследований (по Э. Клоосу, Б. Зандеру, В.В. Белоусову, А.А. Полканову, Н.А. Елисееву, П.Н. Кропоткину, А.В. Лукьянову, А.И. Суворову, В.С. Буртману, С.И. Шерману, В.П. Уткину, М.А Гончарову, В.Г. Талицкому, Н.С. Фроловой, В.И. Старостину и др.). Главный акцент сделан на изучение разноуровневых структурных парагенезов [4] и их сочетаний – главных индикаторов геодинамической обстановки. Основные способы изучения парагенезов: натурные наблюдения, графические и статистические (по массовым определениям ориентировок элементов строения) модели парагенезов с учетом закономерностей малых форм [8].

Основные результаты

Впервые получены фактологические сведения о геодинамике тектонических процессов структурообразования, которые не учитывались априори «геосинклинальной и плейтектонической концепциями». Выделены три плана интерферирующих последовательных деформаций, которые соответствуют трем геодинамическим периодам, каждый с собственной ориентировкой латерального сжатия [9]. Различие в ориентировке сжатия и обусловило разнообразие складчатых и разрывных рисунков и парагенезов.

Протерозойско-раннепалеозойский период (PR). *Меридиональное сжатие этого периода* структурно отпечатано в блоках-останцах Ханкайского массива среди более молодых образований. «Ханкайские ядра» сложены габбро-гранито-гнейсами, гранито-диорито-гнейсами, метапелитами. Все элементы, образующие структурный рисунок – сланцеватость, гнейсовидная полосчатость, – ориентированы приблизительно одинаково – широтно. Статистический и графический анализ ориентировок элементов указывает на дивергентный складчатый структурный рисунок, и веерное выжимание, в условиях меридионального сжатия Важно, что с этими рисунком сходен по ориентировке и типу вергентности рисунок пологих складчатых форм, образованный слоеватостью метаморфического Матвеевского блока Ханкайского массива.

Вероятно, вполне закономерна роль этого сжатия в заложении закономерно долготных рифтообразных структур растяжения, аккумулирующих стратифицированные комплексы палеозоя. Раскрытие структур растяжения сопровождалась сериями сближенных,

видимо, пересекающихся, диагональных сбросов. В результате фундамент испытал неоднородное растяжение: наиболее разуплотнены были присбросовые зоны, а наименее (или вовсе не были) – межсбросовые блоки. В результате растянутый и пересченный сбросами, фундамент приобрел мозаичный характер строения. Суждение о возросшей «градиентности» подтверждается имеющейся гравиметрией по Р. Кулиничу; она указывает на крайнюю неоднородность растянутого фундамента, подстилающего рифтогенные горизонты. Клиновидные аномалии силы тяжести, ограниченные линейными высокоградиентными уступами, весьма вероятно, свидетельствуют о мозаичном характере подстилающего метаморфического основания.

Общая мощность складчатого комплекса ориентировочно оценивается в 5 тыс. м.

Формирование, таких структур, судя по составу и возрасту осадков вэтих динамических условиях, проходило с кембрия до перми. Правда, девонские, карбоновые и пермские стратификаты формировались, вероятно, в следующий геодинамический период.

Средне-позднепалеозойский период. *Его субширотное сжатие* весьма отчетливо проявлено в архитектуре и структуре почти всех домезозойских вещественных комплексов. Из древних им поражены - диоритогнейсы и гранитогнейсы. Широтное сжатие, направленное по нормали к рифтообразным структурам инициировало замыкание рифтообразных структур и деформации их осадков путем содвига (сплющивания).

Под действием широтного сжатия сформированы такие архитектструктуры смятия и коробления. Крупные – Лишучженьская и Качалинская антиформы (своды) и синформы (прогибы): Кордонкинская и Вознесенская. Их можно рассматривать как элементы архитектуры всего южного Приморья. Все они занимают нормальное к сжатию положение, предположительно погружаются к северу. Ядра синформ сложены палеозойскими осадочными породами, а антиформ – наиболее древними породами.

Лучше всех изучен Качалинский свод. Породы свода в участках сводовых отслоений В плане граниты (О и P_2) образуют подковообразную конфигурацию, замыкающююся по направлению предполагаемого погружения Качалинской антиформы к северу. На крыльях Качалинского свода развиты палеозойские стратификаты. Крылья Качалинского свода опрокинуты. То есть он имеет обращенную вверх каплевидную форму.

Син- и антиформ первого порядка осложнены мелкими складками того же направления 2-4 порядков. Свод и крылья смяты в дополнительные долготные складки разных размеров. Из складок второго порядка наиболее отчетливая Пограничная антиклиналь зоны динамического влияния Западно-Приморского разлома. Вытянута в меридиональном направлении, рассечена и чпстично смещена крупными и мелкими разломами, как и одноименный рифт. Там, где на складку наложены мезозойские формы коробления, свод ее ундулирует в профиле, искривлен в плане, а иногда в местах погружения свод перекрыт мезойскими прогибами. На поисковых участках в бассейнах рр. Золотой, Кордонки, Байкала ширина складки 3-8 км. Она резко асимметричная, отражающая западную вергентность масс, в чем исключительно согласуется с большинством второстепенных складок, сильно осложняющих ее крылья. Здесь ось складки проходит по нижнекордонкинской подсвите. Восточное крыло почти нацело перекрыто надвигом. Западное крыло представлено всеми стратиграфическими составляющими, но в целом имеет обратное наращивание, вследствие развития наклонных и опрокинутых складок 2-4-го порядков, сопровождаемых надвигами и взбросами СЮ-ССЗ направления. Примечательно, что замок складки нарушен несколькими ВСВ мезозойскими надвигами, падающими на

юг, с наиболее вероятными амплитудами в несколько десятков до сотни метров. Наибольшая амплитуда такого надвига, вдоль русла р.Атланихи, 1-2 км. В автохтонном, северном, блоке этого надвига замок Пограничной антиклинали пермской нижнерешетниковской подсвитой. В том же северном блоке мелкие складки западного крыла также имеют западную вергенцию. Складки второго порядка с шириной до нескольких сотен метров – одного километра, в свою очередь, осложняются складками третьего (ширина крыльев до 100 м), четвертого (до 10 м) и пятого (до нескольких метров) порядков. Конформность складок разной размерности отражена в постоянстве отношения их высоты к ширине ~1,5:1. Крутизна крыльев чаще средняя. Среди осложняющих складок доминируют линейные субмеридиональные с пологими шарнирами наклонные, реже опрокинутые и изоклинальные формы. Совсем редки среди них симметричные и брахиформные складки. Осевые поверхности второстепенных форм крутопадающие. Преимущественно наклонны на восток, изредка на запад и вертикальны. Отклонения от вертикали осевых поверхностей – 20-40°. Складчатые структуры высоких порядков часто разбиты серией разрывов северо-восточного и северо-западного, редко близмеридионального простирания взбросо-надвиговой природы. Осевые поверхности складок нередко сопровождаются кливажем осевой поверхности. Весьма часто кливаж переходит в сланцеватость.

На западном крыле антиклинали на участках Золотой и Байкал складки третьего, четвертого и пятого порядков сжатые, вергентные несут послойную кварцевую минерализацию, а также жильные и прожилковые скопления, в зонах осевых поверхностей складок. В плане зоны выглядят как протяженные жилы, а в профиле жил фактически нет – жильное вещество рассредоточивается по кливажу, отслоениям и т.д.

Им образованы также, меридиональные и другие более мелкие разноразмерные складки, сопряженные с кливажом в палеозойских стратификатах,

Гранитизация, синхронная широтному сжатию завершая палеозойскую активизацию, происходила путем замещения рифейских и палеозойских комплексов, без переориентировки и искажения ранних структурных рисунков. Сохраненный при гранитизации структурный рисунок протопород выражен прежде всего теневой полосчатостью, согласной и нормальной к ней такситовостью, плоскостной и линейной гнейсоватостью. Элементы линеаризации выражены обычно длинным линзообразным пунктиром светлых, реже темных афировых минеральных агрегатов. Нередко проявлены игольчатые агрегаты – продукты гнейсирования. В этом случае в одной из трех взаимонормальных плоскостных поверхностей порода имеет обычную гранитную структуру (плоскость ас по индексации Зандера). Подобные текстуры гранитоидов охарактеризованы в работах [1, 3] Нередко тонкая полосчатость выражена черными прерывистыми полосами, вероятно, углистого вещества. Она часто сопровождается такситовостью или трахитоидностью, т.е. ориентацией кристаллических агрегатов, согласной с полосчатостью. Иногда проявлена теневая макрополосчатость в гранитах, «слои» которой нередко визуально воспринимаются не иначе как гранитизированные сантиметровые и дециметровые элементарные флишевые ритмы. В них выражены градационные переходы, с постепенным утонением гранитной зернистости от весьма резкой нижней границы «слоя» к верхней границе, менее отчетливой. Также постепенно меняется и цвет гранитных «слоев». В нижней части «слоя» граниты светлые, в верхней части, напротив, темные. Такой цвет соответствует обычному обогащению верхней части элементарного флишевого ритма алевролитовой составляющей, видимо, наименее благоприятной для

замещения. Поэтому верхи таких «гранитных ритмов» и наименее раскристаллизованы и имеют тонкую теневую полосчатость. Все изложенное дает веское основание еще раз подчеркнуть, что теневая полосчатость в гранитов есть не что иное, как преобразованные гранитизацией сланцеватость и (или) слоистость протопород. Текстуры микрополосчатости в гранитах предопределены обычно тонкими чередующимися, зачастую невыдержанными «слоями» гранитной массы, отличающимися разной степенью насыщенности тем или иным минеральным компонентом: кварцем, полевыми шпатами, мусковитом – или по разной зернистости: от скрытокристаллических (аплитовидных) до средне-крупнозернистых. Чередование «слоев» – упорядоченное, ритмичное, иногда частое: от долей до нескольких сантиметров, а иногда редкое: один или два «слоя» на несколько метров квазиоднородной кристаллической массы. Обычно «слои» прерывистые, линзовидные.

Совершенно закономерно, что конфигурация массивов позднепалеозойских гранитов имеет на карте вид крупных меридиональных линз не только на нашей площади, но и значительно южнее и западнее, в КНР

К деформациям коробления относятся и главные ***структуры мезозойско-кайнозойского геодинамического периода*** *северо-северо-западного сжатия.* К их категории принадлежат: своды и ипрогибы, а также кинематический комплекс. Своды и прогибы коробления ВСВ хорошо картируются, поскольку протопороды в ядрах сводов гранитизированы в триасе, а прогибы аккумулируют стратифицированные образования: вулканогенные и осадочные комплексы юры и триаса. На карте прогибы не всегда выдержаны, вследствие наложенности мезозойского коробления на палеозойские меридиональные синформы и антиформы. Маркированные вулканитами прогибы иногда вытянуты на 35-40 км при ширине 2-3 км. Аккумулированные в прогибах стратифицированные образования смяты в пологие и со средними углами падения крыльев складки, но встречаются и крутые. Крылья складок падают преимущественно к СЗ и ЮВ под углами 20°-40°, иногда 60°-70°. Ширина складок до первых десятков метров. Шарниры погружаются полого (5°-10°) на ЮЗ. Породы разбиты крутопадающими разрывами преимущественно ЗВ и СВ направления, представленными сериями сближенных поверхностей смещения, зонами рассланцевания и тектонических брекчий мощностью до 1 м. Точно по такому же принципу сформированы меловые и третичные угленосные бассейны.

Следует упомянуть еще одно своеобразное образование - *кинематический комплекс*. Он представляет собой достаточно уникальный фрагмент протопород, захваченных и преобразованных тангенциальным т.е. надвиговым воздействием. Другими словами это зона крупного надвига где тангенциальное напряжение имело максимальную разрядку. В вертикальных срезах малых и мелких форм такие явления часты и классифицируются они как соскладчатые зоны послойного скольжения, а вот в плане из-за пологости наблюдаются и картируются весьма трудно. Кинематический комплекс, о котором идет речь, сложен тектоническими сланцами. В них преобразованы вероятно пермские стратификаты. В подошве его расположен выдержанный через всю площадь горизонт гранат-слюдистых сланцев. Выше – горизонт нерасчлененных вулканитов, содержащих хлоритовые, кварц-полевошпат-серицитовые и им подобные динамосланцы, содержащие единичные линзы карбонатных сланцев. Затем – горизонт милонитов с реликтами кремнистых пород. Породы комплекса несут следы послойных надвиговых скольжений. Комплекс сопровождается развитием пакета надвигов, секущих сланцеватость под весьма косым углом, и образующих встречные надвиговые системы конвергентные при антиформных и

дивергентные при синформных схождениях обеих систем.

По такому же принципу формировались и угленосные депрессионные структуры. По-видимому, ими ознаменован новый импульс ССЗ сжатия. Под его воздействием сформированы депрессии коробления, выполненные угленосными ВСВ направления. Примечательно, что они фронтально ограничиваются надвигами, а на флангах разрывами растяжения

Наиболее ярко проявлены системы меридиональных и, реже, северо-восточного направления разломные структуры. Первые из них заложены как встречные взбросы и частично надвиги сплющивания в период позднепермского сжатия. В мезозойско-кайнозойский период тектогенеза они оказались трансформированы в левосторонние сдвиги. Самые крупные разломы этой системы: Западно-Приморский и Качалинский. ССВ разрывы –продукт мезозойского сжатия. Движения по ним синхронное с формированием угленосных впадин, обусловило СЗ раздвиги, подводящие продукты вулканизма.

Заключение

Проведенные в районе южного обрамления Ханкайского массива, структурно-тектонические исследования геодинамики структурирования позволили выявить 3 периода активизации и разобраться в сложной интерференционной картине складчатости и коробления [10, 11], проявленных как в останцах Ханкайского массива, так и перекрывающих образованиях.

Литература

1. *Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. М.: Изд-во Иностранной литературы. 1963. 108 с.
2. *Вознесенский В.Д.* Структурные парагенезисы // Изучение тектонических структур: Метод. пособие по геол. съемке масштаба 1:50000. Л.: Недра, 1984. Вып. 16. С. 84—101.
3. *Елисеев Н.А.* Структурная петрология. Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1953. 309 с.
4. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука. 1991. 144 с.
5. *Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А.* Геология Приморского края Ч. III. Тектоника. Владивосток: ДВО АН СССР. 1988. 60 с.
6. *Неволин П.Л., Уткин В.П., Кутуб-Заде Т.К., Кандауров А.Т., Аленичева А.А., Митрохин А.Н.* Западное Приморье: Геология, геодинамика структурирования и аспекты металлогении //Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 278-299.
7. *Ханчук А.И.* Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. доктор. дисс. Москва: ГИН РАН, 1993. 31 с.
8. *Уилсон Дж.* Геологические структуры малых форм. М. : Недра, 1985. 112 с.
9. *Ярошевский В.* Тектоника разрывов и складок. М., 1981. 245 с.
10. *Ramberg H.* Evolution of drag fold // Geol. Mag. V. 100, № 2. 1963. P. 97-106

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ФУНДАМЕНТА И ЧЕХЛА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАССЕЙНА.

Некрасов А.И.

ООО «Геология резервуара», Тюмень, Россия
(Alexandr.Nekrasov@geores.ru)

Представление о геологическом строении территории создавалось трудами многих поколений геологов и геофизиков и рассмотрены во многих, в том числе крупных обобщающего характера публикациях. Чаще всего складчатые и разрывные дислокации всех масштабов рассматриваются как результат вертикальных движений.

Установлено, что на всех этапах развития платформы движения фундамента играли главную структуроформирующую роль в становлении структуры осадочного чехла. Деформации в геологическом пространстве осадочного чехла развивались за счет дифференцированных движений отдельных блоков основания, подчиняющихся общей тенденции, но обладающих некоторой автономностью в зависимости от неоднородностей геологического субстрата.

Возникающие структурные элементы можно рассматривать как показатель некоторого поля тектонических напряжений (или совокупности полей действующих одновременно или сменяющих друг друга по времени), которое и создало данный структурный парагенез. Анализ структурных форм в свете достигнутых результатов тектонофизического моделирования структур сжатия, растяжения, скола и их сопряженных комбинаций друг с другом, позволяет реконструировать приложенные тектонические усилия.

Дизъюнктивно-блоковое строение доюрского основания геосинеклизы проявляется в морфологических особенностях отражающего сейсмического горизонта А (ОГ А) - доюрского основания. Геометрический рисунок доменов поднятий и погружений в основании чехла, контролировался сетью разрывов, связанных с разрядкой тектонических напряжений превышающих предел прочности геосреды. Конкретные разрывные сети (пространственное положение и типы разрывов), выраженные в геометрическом рисунке ОГ А, связаны с определёнными напряженными состояниями геосреды, которые определяются, с одной стороны, её реологическими свойствами, а с другой, - типом внешнего воздействия, являясь отражением вида деформации. Тектонофизический анализ геометрического рисунка морфоструктуры ОГ А в пределах сейсморазведочных площадей позволил установить напряженно-деформированное состояние участков региона через определённые закономерные парагенезы разрывных нарушений.

Особенностью рельефа поверхности фундамента (доюрского основания) является четко выраженный регулярный характер элементов ограничений структурных форм поверхностями с диагональными и ортогональными ориентировками. Их азимуты, близкие к 0^0, 45^0, 270^0 и 315^0 логично укладываются в общую картину планетарной трещиноватости (планетарные разрывные нарушения возникают под действием ротационно обусловленной полярной деформации планеты). Напряжения диагональных разрывов с лево- (северо-восточные) и правосторонней (северо-западные) кинематикой в условиях бокового стеснения трансформируются в вертикальные движения и реализуются в субширотных зонах сжатия (поднятия) и субмеридиональных зонах растяжения (впадины). В качестве примера приводится одна из площадей в пределах Обской региональной террасы (рис. 1).

Вертикальные движения блоков отмеченных зон контролировали динамику осадконакопления в юрско-палеогеновое время (рис. 2) и, вероятно, определяли относительную устойчивость структурных планов территории, контролирующих

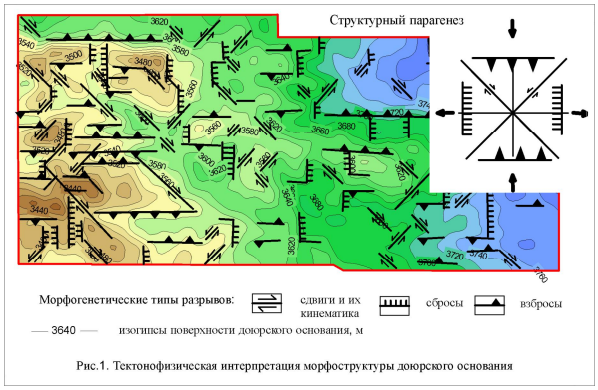


Рис.1. Тектонофизическая интерпретация морфоструктуры доюрского основания

области нефтегазосборов. Рисунок 2 демонстрирует, что области растяжения обладают большими мощностями, а области сжатия – меньшими. По разрывам, вероятно, происходило дифференцированное опускание территории, благодаря чему морфоструктуры получили выражение в топографическом поле поверхности фундамента и, конседиментационно, отражающих горизонтах чехла.

Это дает основание предполагать, что развитие структурных форм жестко контролировалось полем напряжений, которое характеризуется субмеридиональным вектором сжатия и субширотным вектором растяжения и имеет сдвиговый тип.

Деформации в фундаменте и в геологическом пространстве осадочного чехла развиваются кинематически согласовано и взаимосвязано. За счет дифференцированных вертикальных движений отдельных блоков фундамента в чехле развиваются складки поперечного изгиба. Тектонофизическое моделирование складок поперечного изгиба показывает, что их формирование сопровождается появлением трещин отрыва, ориентированных параллельно простиранию и по падению их крыльев. При росте складки на её крыльях образуется система параллельных разрывов, разрастающаяся в направлении восстания крыльев (соскладчатая трещиноватость), их ориентировка задаётся геометрией блока (штампа).

Наиболее молодыми, согласно деформированными, отложениями в разрезе орточехла являются осадки раннего миоцена (абросимовская свита). Залегающая выше пелымская свита отделяется самым резким в кайнозое

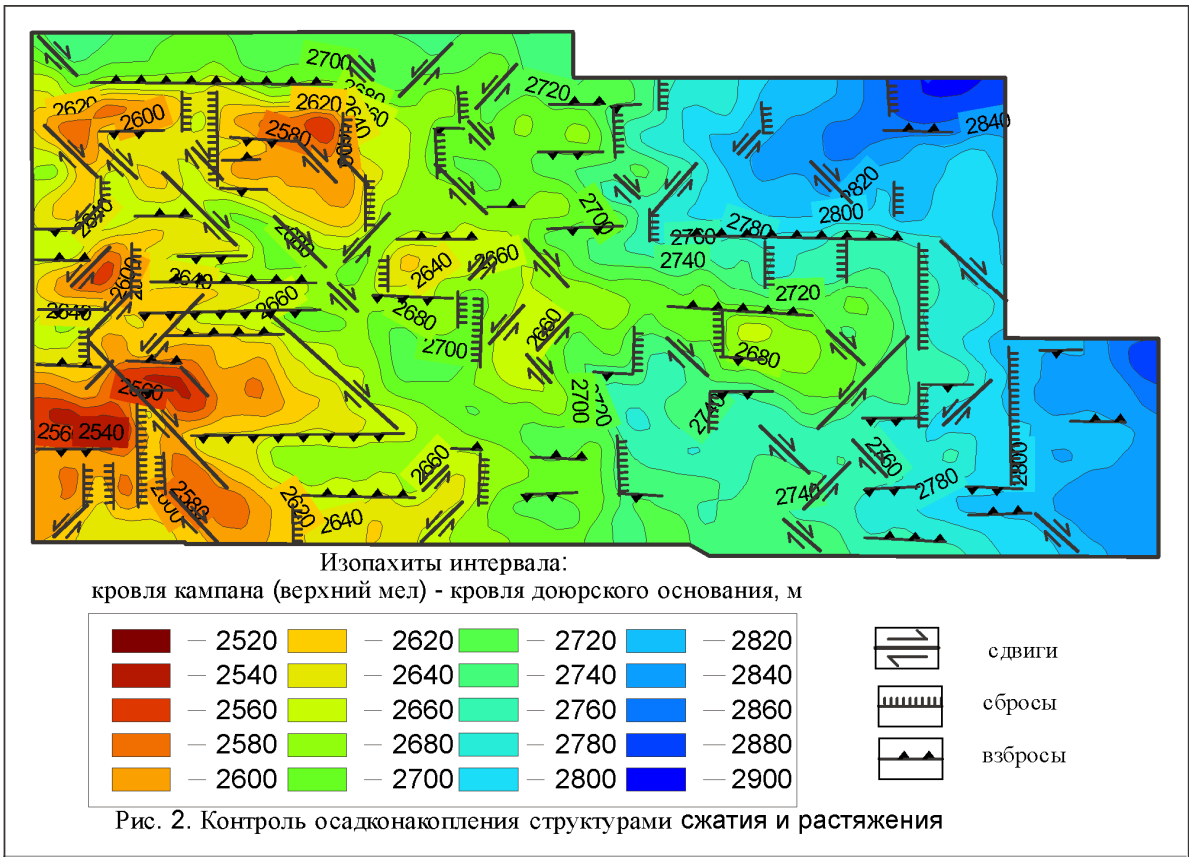


Рис. 2. Контроль осадконакопления структурами сжатия и растяжения

эрозионным контактом. В региональном плане на эту эрозионную поверхность в западных и северных районах равнины выходят последовательно олигоцен, эоцен и даже мел, что является свидетельством углового несогласия и новой (неоген-четвертичной) геодинамической обстановки в регионе.

Для реконструкции напряженного состояния территории в постпалеогеновое время привлекался тектоно-динамический метод анализа линаментной сети [2], выявленной по материалам космической съёмки. Было восстановлено поле напряжений с ориентацией главных осей тензора напряжений: направление оси сжатия субширотное, оси растяжения – субмеридиональное [3]. Поле тектонических напряжений имеет сдвиговый характер. Следовательно, в неоген-четвертичное время разломные сместители фундамента оказались в новых геодинамических условиях. С активизацией этих разломов генетически связаны деформации, охватывающие определённые объёмы горных пород над ними - сдвиговые зоны. Внутреннее строение сдвиговых зон связано с разрывами второго порядка, опережающими проникновение в объем корового сместителя [4]. Состояние внутренней структуры сдвиговых зон также находит отражение в строении поверхности отражающего горизонта А. Проникновение разрывов второго порядка в осадочный чехол зависит от степени активности сместителя в фундаменте. Амплитудные смещения фиксируются на сейсморазрезах .

В геометрии ОГ А (имеются в виду определённые направления элементов морфологии поднятий и впадин) отражается полный парагенезис разрывов второго порядка сдвиговых зон, включающий попарно сопряженные сколы R и R′(сдвиги), n и n′ (сбросо-сдвиги), t и t′ (взбросо-сдвиги) и одиночные P и X-сколы (сдвиги) (рис.3). Прорастание их связано с начальным этапом разрывообразования в сдвиговой зоне. Все сколы сориентированы под углом к общему простиранию (сдвиговой зоны), им всем присуща четкая системность. Формирование парагенезиса второго порядка, а стало быть, и особенностей морфологии ОГ А, происходит в сдвиговых зонах над различно ориентированными сместителями. Поэтому рисунки разрывных сетей (морфология горизонта А) отражают кооперативное влияние разломов при активизации.

В связи с неотектонической активизацией изменилась кинематика разломов в фундаменте. Разрывы северо-восточного простирания становятся правыми сдвигами, а северо-западного – левыми. В результате активизации разломов в новом поле напряжений произошло унаследованное усложнение ранее существовавших разрывных сетей и пликативных форм в чехле. Складки получили дополнительные амплитуды роста, связанные с вертикальными перемещениями блоков фундамента. Локальные напряжения, связанные с поперечным изгибом определяли формирование соскладчатой трещиноватости.

Таким образом, анализ структурного рисунка ОГ А в пределах Обской региональной террасы, свидетельствует о нескольких этапах сдвиговых деформаций доюрского основания. Первый – мезозойско - палеогеновый в поле тектонических напряжений с субмеридиональным вектором сжатия, создавший компенсирующие горизонтальное сдвиговое сжатие разнопорядковые поднятия и впадины и, второй, связанный с переориентацией сжимающих усилий тектонического поля с субмеридионального на субширотное направление, определивший проницаемые структуры активных сдвигов в фундаменте.

Иное, более контрастное морфологическое выражение сдвиговых зон наблюдается в центральных частях Ямало-Тазовской мегасинеклизы. Спецификой их формирования является наличие там разрывов группы R и единичных разрывов магистрального сместителя. Отмечается также более интенсивное воздействие на неотектоническом этапе из совокупных полей поля с субмеридиональным вектором сжатия [1].

Структурно-вещественная неоднородность фундамента определяет его флюидопроницаемость в периоды тектонической активности и влияет на характер распределения нефтеносности осадочного чехла. На участках разрывных нарушений восходящая миграция коро-мантийных гидротермальных систем и, соответственно, тепломассоперенос будут наиболее активными. Нарушения, связанные с локальными обстановками растяжения, будут являться путями вертикального движения флюидов. Поднятия, располагающиеся в окрестностях таких каналов разгрузки, определяют направления латеральной по восстанию пластов миграции флюидов от очагов разгрузки до ловушки. Таким образом, механизмы миграции флюидов тесно увязаны с пликативными и дизъюнктивными деформациями пород.

Зоны наложенных трещинных коллекторов в фундаменте, их структура и уровень ёмкостных характеристик трещинного пространства, контролирующего степень его насыщенности углеводородами, определяются, прежде всего, разломной тектоникой, и наряду с ней - гидротермальной переработкой, катагенной и метаморфогенной перекристаллизацией, процессами карстообразования в карбонатах. Процессы вкупе формируют зоны разуплотнения в фундаменте и сопровождаются активным поступлением гидротермальных флюидов, влекущих за собой активные процессы гидротермальных изменений горных пород, а те в свою очередь порождают каталитический процесс синтеза сложных углеводородных соединений. Периодическое распределение волн напряжения (растяжения-сжатия) сопровождается периодической перекачкой гидротермального флюида из более глубоких горизонтов в поверхностные зоны фундамента и далее в осадочный чехол.

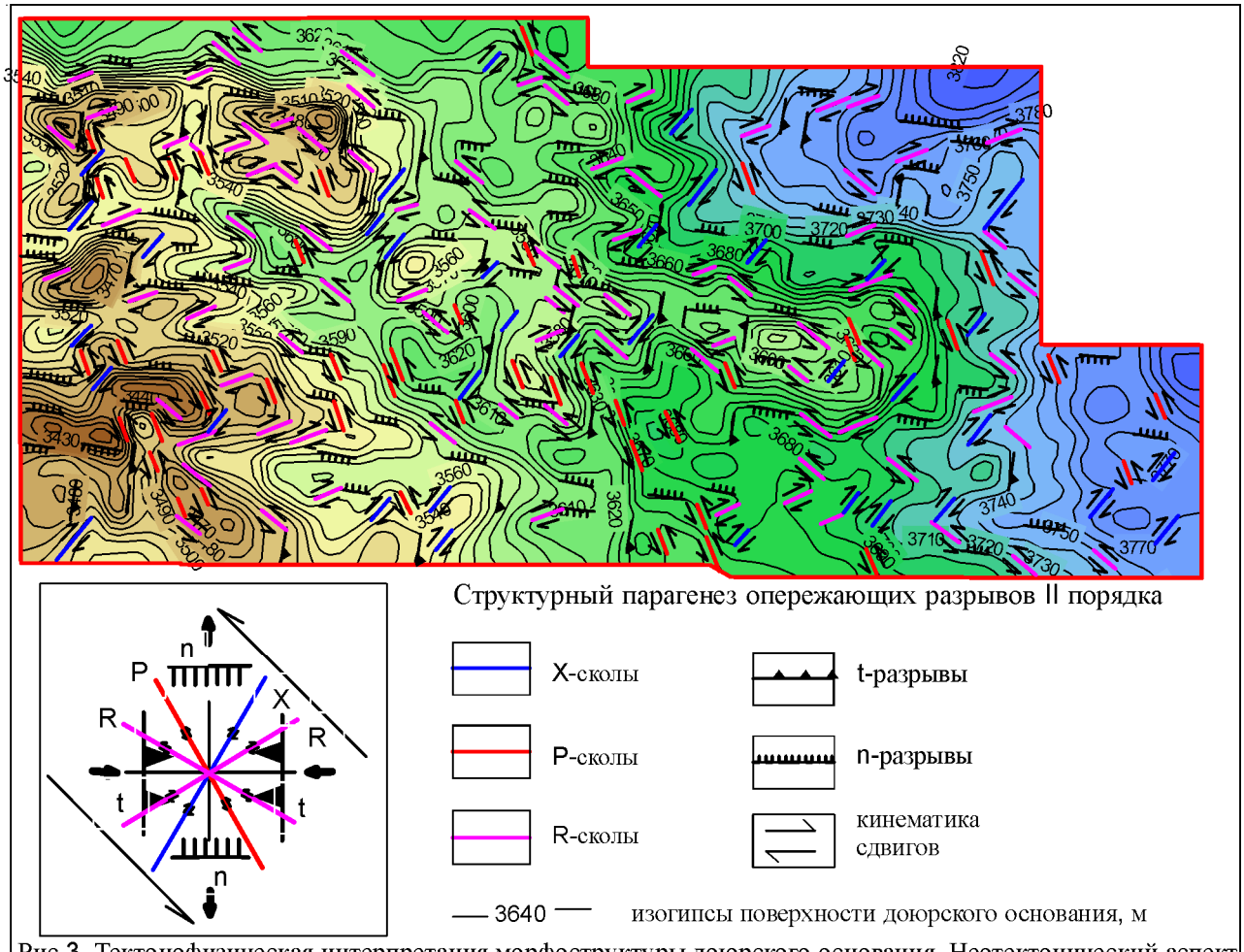


Рис.3. Тектонофизическая интерпретация морфоструктуры доюрского основания. Неотектонический аспект

Итак, с ассоциацией различных по морфологии и размерам деформационных элементов ОГ А, имеющих между собой парагенетические соотношения и масштабно-иерархические соподчинения, связаны структурные парагенезы чехла. Поэтому важным является выяснение пространственных закономерностей структурообразования на основе единого структурно-парагенетического подхода к разномасштабным геологическим объектам. Самостоятельная значимость результатов - в реконструкции динамического режима неотектонического развития района, в установлении организации разрывной сети, морфогенетических типов дизъюнктивов и их кинематики, прогнозе «разгруженных» разрывных нарушений, являющихся каналами флюидоперетоков.

Литература

1. *Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., ТимурзиевА.И.* Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. №3. С. 3 – 10.
2. *Николаев П.Н.* Методика тектонодинамическиго анализа.М.: Недра, 1992.295с.
3. *Сапчук И.П.* Тектонофизическая интерпретация разрывных нарушений в чехле Западно-Сибирской геосинеклизы // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции.Т.2. – М.:ИФЗ.2008. С.174-175.
4. *Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео», 2003. 244 с.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРИЛАПТЕВОМОРЬЯ

В.В.Нелюбин, В.Ф.Проскурнин, А.В.Гавриш

ВСЕГЕИ им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург,
vasily_proskurnin@vsegei.ru

Для территории Прилаптевоморья показана специфика распространения и соотношения концентраций более 50 элементов в газонефтеносных и потенциально нефтегазоносных рифейско-раннемезозойских разрезах разных тектоно-магматических циклов.

В соответствии с принятым тектоническим и минерагеническим районированием при составлении Госгеолкарт 1000/3 [2] на рассматриваемой территории выделяются Хатангско-Лаптевоморская потенциально нефтегазоносная провинция (ПНГП) с Хатангской газо-нефтеносной областью (ГНО). Южнее расположены Хатангско-Ленская ПНГП с Хатангско-Анабарской ПНГО и Лено-Тунгусская НГП с Анабарской ПНГО (листы ГГК S-49-50).

Геохимические исследования авторов связаны в основном с выяснением минерагенических особенностей нефтегазоносных и битуминозных пород по скважинам и обнажениям выделенных областей; изучены составы нефтей и хлороформенных битумоидов пород по керну в отдельных интервалах скважин, расположенных в основном в Хатангской ГНО, а также Тигяно-Анабарское битумное поле Лено-Нордвикского битумного пояса [1], в Хатангско-Анабарской и Анабарской ПНГО (Таблица).

Методом ICP AES, ICP MS на 55 элементов проанализированы пробы, отобранные из керна нефтепоисковых скважин, в основном из пород палеозойского возраста и из обнажений мезозойского возраста. Кроме того из керна 13 скважин проведен полуколичественный спектральный анализ 148 проб палеозойских терригенно-вулканогеннно-карбонатных пород на 42 элемента, а в 23 шлифах определены нефтяные битумы. Таким образом, опробованием охвачены площадь прибрежной суши юго-западного побережья моря Лаптевых, и восточная часть о. Б.Бегичев. Изучен керн, отобранный по разрезу скважин: Южно-Тигянской - 1, Гуримисских - 1, 2, Восточной - 1; Улаханских - 1, 2, Рыбинской – 1, Северо-Суолемских - 1,2,4, Южно-Суолемской - 10, Хорудалахской– 1, Костроминской - 1-П.

По результатам анализа проб (ЦЛ ВСЕГЕИ) терригенно-карбонатных пород методом ICP установлен баланс накопления и выноса ряда элементов в пробах, содержащих битумы. В последних по сравнению с небитуминозными породами накапливаются следуюшие элементы, прослеженные по соотношению коэффициентов концентрации ($К_к$): Sc – 2,1; Co-1,6; Cu – 1,8; Cr – 2,1; Zn – 2,3; Ga – 3,0; Li – 3,2; Mn – 3,2; Cd – 1,7; Te – 5,7; Cs – 4,3; Rb – 3,1; Nb – 2,3; Sb – 8,0, La – 2,9; Ce – 2,9; Pr – 2,2; Eu – 1,9; Gd – 1,9; Au – 1,7. Повышенные, но не более, чем на 20% значения $К_к$ в битуминозных породах характерны для следующих элементов: V, Fe, Sn, Bi, Sr, Y, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, W. Обратное соотношение значений $К_к$ свойственно Mo – 0,3; Ge – 0,3; As – 0,3; Se – 0,3; Tl – 0,4; пониженные $К_к$ в 20% установлено для Ni, Pb, U; наконец близкими или даже равными отношениями $К_к$ обладают элементы: Ba – 1,0; Hg – 0,9; Ag – 0,9; Re – 1,0.

В битуминозных породах наиболее высокие $К_к$ определены для Sb (до 480 при

среднем 40), Te (до 1340 при среднем 304), Au (до 67 при среднем 10). Такая ассоциация элементов больше характерна для мезозойских гидротермальных золото-ртутно-сурьмяно-мышьяковых проявлений, известных на Центральном Таймыре и Верхоянье. Среднее содержание элементов в г/т составляет Sb – 21,4; Te – 0,24; Au – 0,02-0,2; Ag – 0,59 – 0,72.

Для разрезов преимущественно карбонатных пород рифея, кембрия, карбона, перми обнаруживается тенденция проявления ассоциации с повышенными концентрациями таких элементов как V, Co, Sn, Pb, Zn, Ga, Ag, Li, Mn и др., но при наличии в породах битумов. Статистическая обработка геохимических данных позволила установить прямые корреляционные связи содержаний ХБА в рифейско-палеозойских породах с группой редкометальных элементов: Sn, Ag, As, Bi, Y, а также - с Mn и Sr. Мезозойские породы (J-K) отличаются прямой сильной корреляционной связью концентраций битумоидов с Sb, и Hg. Можно предположить, что имеются разновременные генерации эпигенетических битумов, – в рифейско-палеозойских (от D до P включительно) и мезозойских отложениях. Подчеркнем при этом, что широко известно совместное нахождение битумов с сурьмой, ртутью, ванадием и рядом других металлов в некоторых рудных месторождениях.

Геохимические ассоциации элементов с повышенным содержанием (Кк > 5) в битуминозных породах представлены: Ag, V, Co, Mo, Sn, Ge, Nb, Zr, La (рифей); Ag, Sr, Ge, Nb, La (кембрий); Ag ,V, Co, Mo, Sn, Ge, Nb, Zr, La, Zn, Cr, Cu, Ga (нижний карбон); V, Co, Sn, Ge, Nb, Zr, La, Cr, Cu (тустахско-нижнекожевниковская свиты объединенные, P_{1-2}); As, Se, Ag, Zn, Mo, Cd, Sb (верхняя юра); As, Se, Hg, Te, Au (мел). Набор элементов верхнекожевниковской-мисайлапской объединенных свит (P_2) практически совпадает с комплексом элементов нижнего карбона. Весьма любопытно разделение геохимический специфики плитного чехла Сибирской платформы (от рифея до перми) и юрско-мелового полого-складчатого, относимого к Верхоянской складчатой системе, где известны месторождения золота с мышьком, серебра и полиметаллов, сурьмы и ртути.

Битуминозные породы разных комплексов отличаются друг от друга по результатам изотопных анализов углерода и кислорода ($\delta\ ^{13}C$ и $\delta\ ^{18}O$), карбонатов и карбонатных цементов пород выполненных в ЦИИ ВСЕГЕИ. В нижне-среднерифейском терригенно-карбонатном комплексе $\delta\ ^{13}C$ составляет (– 0,5 ÷ – 1,0‰), $\delta\ ^{18}O$ (+25,8 ÷ +28,5 ‰). В девонском сульфатно-карбонатном комплексе (Нордвик) $\delta\ ^{13}C$ составляет (– 0,1 ÷ – 4,4‰),$\delta\ ^{18}O$ (+18,5 ÷ +25,6 ‰). В тустахском–нижнекожевниковском комплексе, вне зависимости от глубины залегания, $\delta\ ^{13}C$ колеблется в пределах (– 3,4 ÷ – 5,0 ‰), $\delta\ ^{18}O$ (+13,2÷ +16,5 ‰). Для юрско-мелового комплекса получены значения $\delta\ ^{13}C$ + 3,0 ‰ и $\delta\ ^{18}O$ +23,0 ‰. Из приведенных данных видно, что в верхней части разреза (J-K) происходит утяжеление изотопного состава углерода, что свидетельствует о вертикальной миграции углеводородов, с локализацией их в ловушках. В более древних отложениях (кембрий, рифей) – отмечается приуроченность УВ к зонам стратиграфических и угловых несогласий (скважины Улаханская2, Хорудалахская1, Костроминская 1, Южно-Суолемская 10). Проведенные исследования дают достаточно полноценную минерагеническую характеристику нефтегазоносных комплексов и толщ, а также возможность сопоставлять вновь получаемые результаты анализов ICP MS и ICP AES керна или проб из обнажений Прилаптевоморья с данными по коэффициентам концентраций элементов или некоторых ассоциаций их в нефтегазоносных комплексах.

Таблица. Минерагенические особенности нефтегазоносных и потенциально нефтегазоносных комплексов и толщ

Минерагенические циклы	Нефтегазоносные комплексы (нгк) и толщи (нгт)	Коллектор	Прямые признаки нефтеносности			Характер нефте- и битумонасыщения	Доминирующие элементы комплексов и толщ
			Нефтепроявления	Притоки УВ газов	Битумы нефтяные		
J – Kz	юрско-нижнемеловой нгк	терригенный	-	-	+ (J)	распределение битумов спорадическое	As, Se, Ag, Zn, Mo, Cd, Sb (J_3); As, Se, Hg, Te, Au (K)
C_2–T	триасовая нгт	терригенно-туфогенный	+ (T)	+ (T)	-	пятнистое нефтенасыщение	
	пермский мега нгк	в основном терригенный	+ (P_2)	+ (P_2)	+ (P_2)	пятнистое и неравномерно полосчатое нефтенасыщение	V, Co, Sn, Ge, Nb, Zr, La, Cr, Cu
			+ (P_1)	+ (P_1)	+ (P_1)	пятнистое и сплошное нефтенасыщение	
$V_2 – C_1$	нижнекаменно-угольная нгт	терригенно-карбонатный	-	-	+ (C_1)	распределение битумов неравномерное, девонская нгт соленосная	Ag ,V, Co, Mo, Sn, Ge, Nb, Zr, La, Zn, Cr, Cu, Ga
	девонская нгт		-	-	+ (D)		
	кембрийский нгк		-	-	+ (Є)		Ag, Sr, Ge, Nb, La
R-V_1	нижневендский нгт	терригенный, терригенно-карбонатный	-	-	+ (V)	нгт развита фрагментарно	
	рифейский мега нгк		-	-	+ (R)	нгк выдержан, распространение битумов неравномерное	Ag, V, Co, Mo, Sn, Ge, Nb, Zr, La
AR-PR_1		граниты, гранито-гнейсы, гнейсы, крисаллосланцы	-	-	-	фундамент, редкие миндалины битумов	

Литература

1. *Каширцев В.А.* Органическая геохимия нафтидов востока Сибирской платформы. Якутск, ЯФ. Из-во СО Р АН. 2003.128 с.
2. *Проскурнин В.Ф., Нелюбин В.В., Гавриш А.В., Нагайцева Н.Н., Соболев Н.Н.* Структурно-тектонические и литогеодинамические особенности Прилаптевоморья как основа новой модификации нефтегеологического районирования. В Сб. материалов научно-практической конференции 22-26 ноября 2010 г., СПб., ВНИГРИ, 2010 г.

О РОЛИ МАНТИЙНО-КОРОВОЙ КОНТАМИНАЦИИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ДОКОЛЛИЗИОННЫХ И ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Ненахов В.М., Гончарова Л.В., Бондаренко С.В.

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия
(sw_bondarenko@hotmail.com)

Введение

Моделирование условий формирования мантийно-коровых расплавов юго-востока Воронежского кристаллического массива (ВКМ) на примере доколлзионных и позднеколлизионных магматических комплексов базируется на детальном изучении минералого-петрографических, петрохимических и геохимических данных, которые в своей совокупности дают картину эволюции магматического расплава.

Доколлизионные образования широко представлены многочисленными телами мамонского и еланского комплексов, а позднеколлизионные – Байгоровской вулкано-плутонической структурой (БВПС).

В первой группе реперных объектом является Большемартыновский плутон (БМП), так как в его строении учавствуют все известные типы мафит-ультрамафитовых ассоциаций юго-востока ВКМ.

Большемартыновский плутон (БМП).

Петрохимический облик пород плутона определяется наличием в его составе трех последовательно сформировавшихся групп пород. Смена во времени кумулусных парагенезисов породных ассоциаций: оливин-пироксенового (мамонский тип) оливин-пироксен-роговообманково-плагиоклазовым (ширяевский тип) и пироксен-плагиоклазовым (каменский тип) сопровождалась закономерно понижающейся в направлении от ультраосновных к основным дифференциатам основностью, обогащением SiO_2, Al_2O_3, CaO, щелочами за счет уменьшения фемических компонентов (прежде всего MgO). Особенности распределения главных петрогенных элементов и величин их отношений отчетливо прослеживаются на ряде диаграмм: SiO_2-MgO; SiO_2-$K_щ$; SiO_2-$K_ф$; A-S и др.

На основании петрохимического анализа можно сделать вывод, что образования третьей фазы (каменский тип) сформированы за счет магматической системы, представляющей собой конечный дифференциат родоначального расплава, состав которого в первом приближении отвечает усредненному составу пород ширяевского типа, т. е. плагиоклазовым лерцолитам. При этом дифференциат, отвечающий за их формирование к этому моменту пришел к относительной внутренней равновестности, по сравнению с дифференциатами первой и второй фаз, где отмечается значительный разброс фигуративных точек практически по всем коэффициентам, за исключением распределения содержания щелочей.

Анализ кривых распределения редкоземельных элементов (нормализованных к хондриту) в породах БМП показывают явно выраженную тенденцию к накоплению их суммы (рис. 1, 2) от ранних дифференциатов (дуниты – 1,17-3,15; оливиновые пироксениты – 2,72-8,68) к поздним (роговообманковые габбро, габбронориты – 7,44-48,39). Тренд распределения REE для дунитов приближается к хондритовому типу, лишь незначительно превышая (приблизительно в 1,5 раза) содержания в последнем, прежде всего за счет легких редкоземельных элементов (LREE). В пироксенитах по отношению к дунитам сумма REE возрастает более чем в 3 раза, а в роговообманковых габбро эти содержания увеличиваются более чем на порядок. В процессе эволюции меняется характер кривой, при этом, в целом, возрастает и степень фракционирования (отношения Ce/Yb в дунитах – 1,79; в оливиновых пироксенитах – 1,26 - 2,02; в

роговообманковых габбро – 3,26-5,76). Особенно резко это выражено в габброидах. Если для дунитов характерно субгоризонтальное расположение фигуративных точек LREE, что свидетельствует о слабой степени фракционирования, то для пироксенитов отмечается устойчивое закономерное возрастание хондрит-нормализованных содержаний от La к Sm, при относительно постоянном и повышенном уровне содержаний тяжелых элементов (HREE – от 3,01 до 4,63). Для роговообманковых габбро степень фракционирования проявляется особенно четко, что выражено заметной крутизной кривой. Поведение Eu для всех дифференциатов, начиная от дунитов и пироксенитов мамонского и заканчивая габброидами ширяевского типов, преимущественно выражено хорошо проявленным минимумом (рис. 1), что в свою очередь, свидетельствует о доминировании плагиоклаза при фракционировании расплава. Наличие минимума уже в дунитах и пироксенитах свидетельствует о том, что даже на ранних стадиях кристаллизационной дифференциации существенная роль принадлежала именно полевым шпатам. Эта тенденция продолжалась и при формировании пироксенитов и частично габброидов.

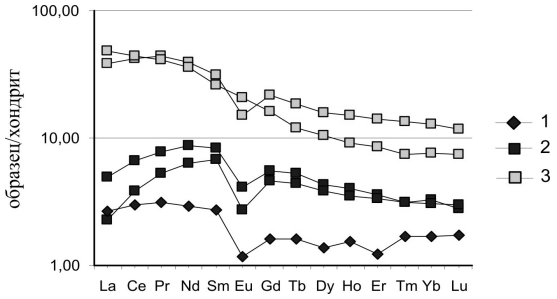


Рис. 1. Распределение редкоземельных элементов в породах мамонского и ширяевского типов БМП
1-2 – дифференциаты мамонского типа; 3 – роговообманковые габбро ширяевского типа

Следует отметить, что части хондрит-нормализованных вариационных линий, отражающих распределение легких редких земель для пироксенитов мамонского типа (рис. 1), характеризуются последовательным увеличением содержаний элементов в ряду La-Ce-Pr-Nd-Sm, а не уменьшением, как это наблюдается для большинства трендов REE. Подобная закономерность объясняется преобладающим фракционированием клинопироксена, кристаллизация которого приводит к уменьшению, прежде всего содержания La, Ce, Pr, за счет изоморфизма с Ca (косвенным подтверждением этого является нахождение апатита и аланита, в виде акцессорных и редких минералов [5]).

Анализ кривых распределения REE для габброидов 3-ей фазы каменского типа (рис. 2) показывает отсутствие Eu минимума на большинстве из них, а на отдельных кривых отмечены слабовыраженные Eu максимумы. Наличие трендов распределения редкоземельных элементов в габбро двух типов показывает, что на процесс кристаллизационной дифференциации, контролируемый фракционированием плагиоклаза, могли накладываться иные процессы, в том числе контаминационного характера [4]. Последнее обстоятельство свидетельствует как о смене характера дифференциации с полевошпатового на амфиболовый [3], так и о коровой контаминации [10] за счет поглощения незначительных порций высоко селективной гранитной эвтектики, возникающей за счет коровой магмагенерации, что в свою очередь, подтверждается значениями ε Nd, полученными для габброидов каменского типа [26], колеблющимися от –0,5 до +0,7.

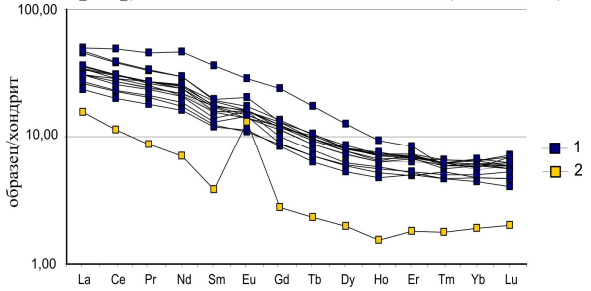


Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в породах каменского типа БМП
1 – габбронориты, габбро; 2 – жильный мелкозернистый диорит

Байгоровская вулкано-плутоническая структура (БВПС).

Преобладающими породами в разрезе являются андезиты, андезибазальты и их

лавобрекчии. Жерло имеет концентрическое строение, в центральной части которого находятся базальты, а по периферии – андезиты, андезибазальты, прорванные на юго-восточном фланге микрогаббро.

Конкордантный возраст пород БВПС составляет 2039±11 млн. лет (SHRIMP II). Полученные надежные данные по цирконам БВПС ставят под сомнение принятые представления [9] о возрасте коллизии в соответствии с датировкой бобровского комплекса (2021,7 ± 8.8 млрд.лет) [1]. В то же время, она очень логична в свете новейших данных [8], установленных в процессе изучения околоскважинного пространства по геологическому сопровождению параметрической скважины (ВП-1). В соответствии с ними возраст бобровского комплекса по цирконам (SHRIMP II) несколько древнее и равен 2050±13 млн. лет. Таким образом, кульминация коллизионного процесса в свете новейших данных несколько удревняется и соответствует уровню 2050 млн. лет. Предполагая растянутость коллизионного процесса во времени с учетом погрешности определения возраста по цирконам, Байгоровскую вулканоплутоническую структуру следует рассматривать как позднеорогенную [2].

Андезибазальты характеризуются содержанием кремнезема (52,77 – 54,78%, оксида калия (1,03 – 1,72%), железистостью (8,79 – 9,20 редко до 10,49%) и незначительными содержаниями двуоксида титана (0,93 – 1,02%). По количеству щелочей относятся к нормально-щелочным породам, а по отношению K_2O/Na_2O - к калий-натриевой серии с умеренной калиевостью (K_2O=0,5–2,1%).

По результатам анализа геохимических анных для андезибазальтов БВПС южного и северного ареалов, установлены высокие, на порядок превышающие хондритовые значения содержания редкоземельных элементов, варьирующиеся от 94,69 до 134,04 и от 43,98 до 73,85 г/т соответственно. Значимые аномалии европия не наблюдаются (Eu/Eu*=0,88-1,13), что говорит о слабом фракционировании магматических расплавов. Тренды распределения редкоземельных элементов пород БВПС (рис. 3) имеют относительно пологий наклон. Коэффициент фракционирования редкоземельных элементов у пород северного ареала (2,45-3,63) ниже, чем для пород южного ареала (3,53-4,32), при этом, первые более обогащены легкими редкоземельными элементами. Это свидетельствует о геохимической и генетической гетерогенности изученных пород, то есть об участии в формировании андезитовых порфиритов нескольких, как минимум двух, очагов.

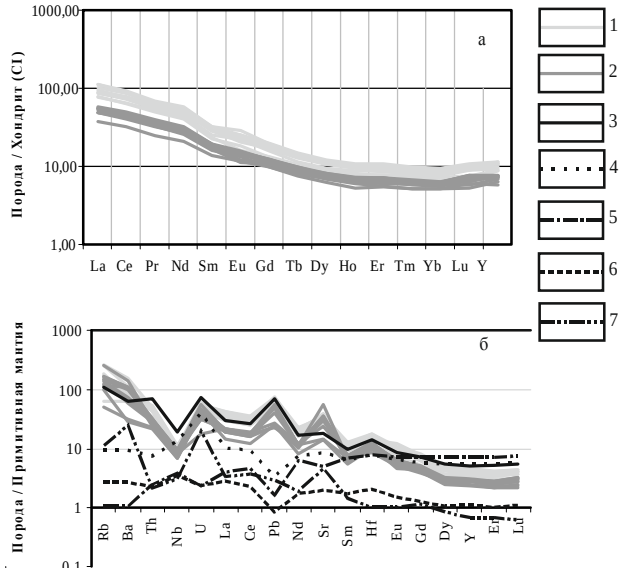


Рис. 3. Спектры распределения редкоземельных (а) и редких (б) элементов в породах БВПС
1 – 2 - БВПС; 3 – континентальная кора; 4 – E-MORB; 5 – N-MORB; 6 – OIB; 7 – мантийный плюм

Микроэлементный состав обоих типов андезибазальтов близок, хотя уровни накопления элементов несколько отличаются. Спектры распределения редких элементов в породах БВПС, нормированные к первичной мантии, осложнены Sr-минимумом, слабо выраженными Nb-, Pb-, Hf-максимумами. Обогащение свинцом, а также положение пиков Sr, Nb и Hf является признаком контаминации магм материалом континентальной коры [6, 7]. Сравнительный анализ геохимических отношений Pb/Nd, La/Sm, Sm/Yb, Th/Ta, Nb/U, Ce/Pb, U/La, которые считаются постоянными в большинстве мантийных резервуаров и коровых выплавок [6, 7, 11,

12], явно указывает на преобладание коровой составляющей в породах БВПС.

Вулканиты БВПС в виде отдельных полей распространены среди отложений воронежской свиты, вещественные и структурно-текстурные особенности которых, указывают на ее формирование в условиях расчлененного рельефа. За счет предколлизионнй субдукции очаги мантийной магмогенерации продолжали какое-то время действовать в инерционном режиме, при этом, заложились и очаги коровой магмогенерации на завершающей стадии орогенеза (БВПС).

В формировании вулканитов принимали участие несколько очагов магмогенерации. При этом очаг северного ареала, исходя из содержания редких и редкоземельных элементов, располагался значительно глубже, чем очаг западного ареала (рис. 4.33). Большая глубинность формирования вулканитов северного ареала доказывается большей степенью контаминации, в которой участвовали относительно крупные объемы подкоровых расплавов по сравнению с западным ареалом. Предложенная принципиальная схема формирования вулканитов БВПС имеет предварительный характер и в первом приближении увязывает геологические, петрохимические и новые геохимические данные в рамках существующей геодинамической модели развития ВКМ.

Таким образом, не смотря на длительность эндогенной активности время эволюции механизма корово-мантийного взаимодействия в первом приближении охватывало временной интервал 2100-2040 млн. лет [9] от начала эволюции мантийного диапира до завершения корово-мантийного взаимодействия. В указанную возрастную «вилку» наиболее интенсивно проявилась эндогенная активность всего юго-востока ВКМ [8]. Породные ассоциации рассмотренных структурно-вещественных комплексов свидетельствуют о проявлении своеобразного геодинамического режима, совмещающего эволюцию мантийного диапиризма, субдукции и последующих коллизионных условий, наступавших на рубеже 2050-2040 млн. лет, особенности которой рассмотрены нами на примере БВПС.

Работа выполнена при финансовой поддержки ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009-2013 годы» по проектам №П-1331, № 16.740.11.0188

Литература

1. *Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., Попова Л.П., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Глущенко В.В.* Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, Т.17, № 6. С.3-16.
2. *Бондаренко С.В.* Геология, вещественный состав и палеогеодинамическая природа воронежской свиты и сопряженных с ней комплексов (воронежский кристаллический массив): автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Саратов: ЦНТИ, 2009. 18 с.
3. *Гончарова Л.В.* Структурно-вещественные критерии прогнозирования сульфидно-медно-никелевых руд в условиях закрытого региона на примере Астаховско-Большемартыновского рудного района (ВКМ) // минерагения докембрия : материалы Всеросс. конф. Петрозаводск, 2009. С. 59-62.
4. *Гордейченко Л.В.* Некоторые особенности распределения редких земель в породах Большемартыновского плутона (ВКМ) // Геологи XXI века: материалы IX Всеросс. науч. конф.студ., асп. и молодых спец. Саратов, 2008. С. 52-53.
5. *Гордейченко Л.В., Резникова О.Г.* Особенности распределения акцессорных минералов в Большемартыновском инрузиве ВКМ // Молодые наукам о Земле: материалы межвуз. науч. конф. студ., асп. и солодых ученых. М., 2008. С. 155.
6. *Грачев А.Ф.* Идентификация мантийных плюмов на основании изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология, 2003, Т. 11, № 6. С. 618 - 654.
7. *Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В.* Средние составы магм и мантии срединно-океанических хребтов и внутриплитных океанических и континентальных обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных

стекол базальтов // Петрология, 2007, Том 15, № 4. С 361-396.

8. *Кременецкий А.А., Ненахов В. М., Скрябин В.Ю., Полякова Т.Н., Терентьев Р.А., Золотарева Г.С.* Воронежская параметрическая скважина: новое в геодинамической модели формирования Воронежского кристаллического массива // Материалы XXXX тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2007. С. 112 – 115.
9. *Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н.* Геодинамическая модель формирования ВКМ // Геотектоника, 1997, № 3. С. 21 – 31.
10. *Шарков Е.В.* Формирование расслоенных интрузивов и связанного сними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 368 с.
11. Hofman A. W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature, 1997, Vol. 385. P. 219 – 228.
12. Pearce J. A., Norry M. J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Miner. Petrol., 1979, Vol. 69. P. 33 – 47.

ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ ОБЪЕКТОВ ПРИНОВОЗЕМЕЛЬСКОГО ШЕЛЬФА КАРСКОГО МОРЯ

Никишин В.А.[а], Малышев. Н.А.[б], Обметко В.В.[в]

[а]Московский Государственный Университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия (nikishinvalera@gmail.com)
[б] КНТЦ ОАО "НК "Роснефть", Москва, Россия
[в]ООО "РН-СахалинНИПИморнефть", Москва, Россия

В пределах западной (Приновоземельской) части бассейна Южно Карского моря по данным сейсморазведки 2D выделяется ряд крупных локальных объектов (рис. 1), которые расположены на мегавале Литке и в Южно-Карской впадине. Мегавал в плане прослеживается параллельно острову Новая Земля и отделяется серией сбросов от Южно-Карской впадины.

Для понимания истории развития и формирования осадочного бассейна, а так же для оценки его УВ потенциала и масштабов аккумуляции УВ необходимо знать время формирования основных структур, а так же процессов их формирующих. Анализ пространственно-временных соотношений, процессов структурообразования и генерации УВ позволяет провести ранжирование и выделить наиболее перспективные объекты.

Проведенный палеоструктурный анализ по серии сейсмических профилей показал, что в пределах акватории прослеживаются три генетических типа структур, различных по времени образования (рис. 2).

Первый тип. Структуры расположены, как правило, в восточной и юго-восточной частях бассейна. Они наследуют выступы фундамента и начали формироваться в юрское время. На разрезах, отчетливо проявлен конседиментационный характер осадконакопления. Характерно, что уже по вышележащим горизонтам нижнего и верхнего мела эти структуры не прослеживаются. Время формирования структур – домеловое. Поскольку они "запечатываются" нижнемеловыми и еще более молодыми субгоризонтально залегающими отложениями. Наиболее типичными структурами такого типа являются – Анабарская и Вилькицкого (рис.4).

Второй тип. Структуры второго типа имеют более сложную историю формирования. Начало их роста условно датируется раннемеловым временем. На разрезах отмечается классический вид структур конседиментационного типа с уменьшением мощности отложений в своде и её увеличением на крыльях. Позднее в апт-позднем мелу, рост структур прекращается. Следующий этап активного роста структур условно выделяется в постолигоценовое время.

Структуры наблюдаются по меловым отложениям только на современном этапе. Таким образом, деформации приведшие к повторному росту структур были в постмеловое время (постолигоценовое). Это видно как на конкретных профилях, пересекающих структуры, так и на сейсмических разрезах, пересекающих весь Южно-Карский бассейн в северо-восточном направлении, где отчетливо фиксируется угловое несогласие в основании олигоценовых отложений.

Таким образом структуры второго типа формировались в течении двух этапов раннемелового и постолигоценового. К ним принадлежат такие структуры как Нансеновская, Университетская и др (рис. 3 а,б).

Третий тип. Структуры этого типа наиболее молодые по времени формирования. Они не проявились в течении досеноманского этапа развития региона и образовались в кайнозойское время. Наиболее характерной структурой данного типа является Викуловская (рис.3 в,г).

Анализ распространения по площади различных по времени формирования

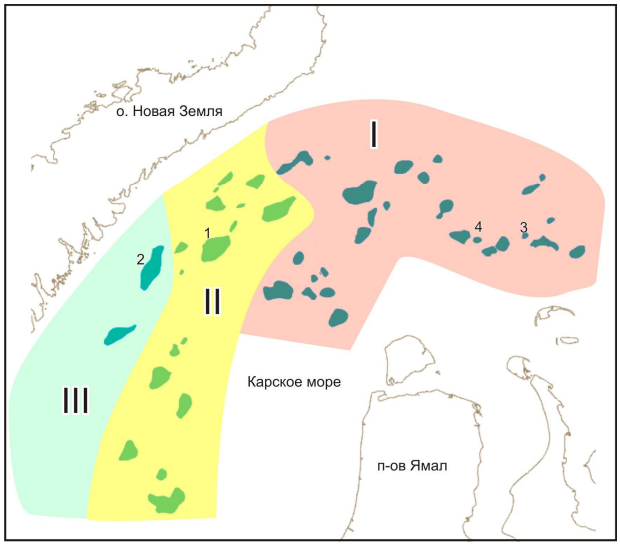


Рис.1 Карта времени формирования локальных объектов Южно-Карского бассейна. (Структуры: 1-Университетская, 2-Викуловская, 3-Вилькицкого, 4-Анабарская).

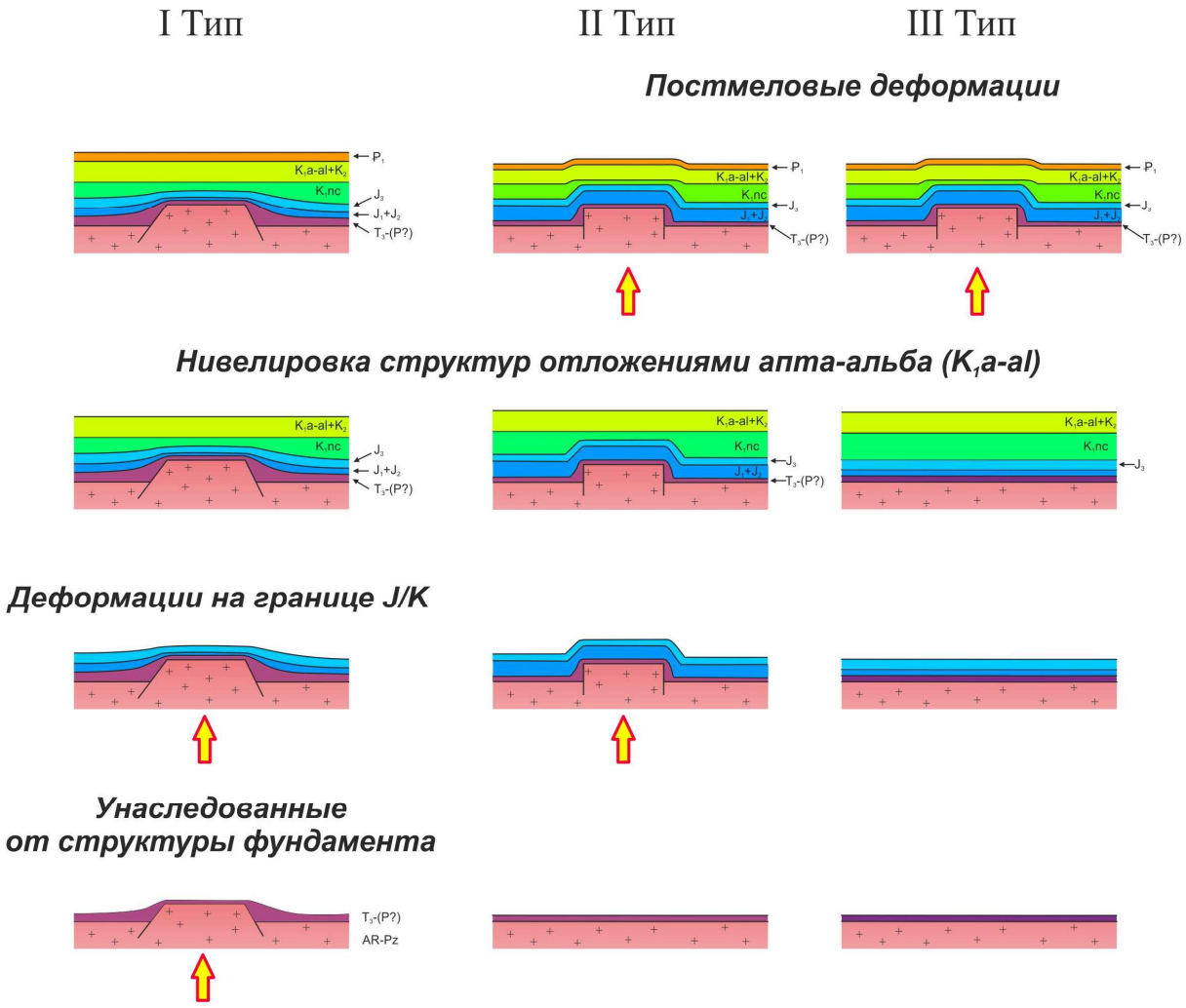


Рис.2 Типизация основных структур бассейна южной части Карского моря.

локальных структур показал, что большинство структур образовались в результате тектонических движений на раннемеловом и постолигоценовом этапах геологического развития региона.

На основе имеющихся данных сейсморазведки 2D было впервые проведено ранжирование объектов по времени формирования, составлена карта времени формирования объектов.

Структуры первого типа являются погребенными, то есть выражены лишь в нижних интервалах разреза в восточной части бассейна. Локальные объекты второго и третьего типов принадлежат к категории сквозных структур, фиксирующихся во всем разрезе осадочного чехла. Структуры второго типа распространены в северо-западной части бассейна.

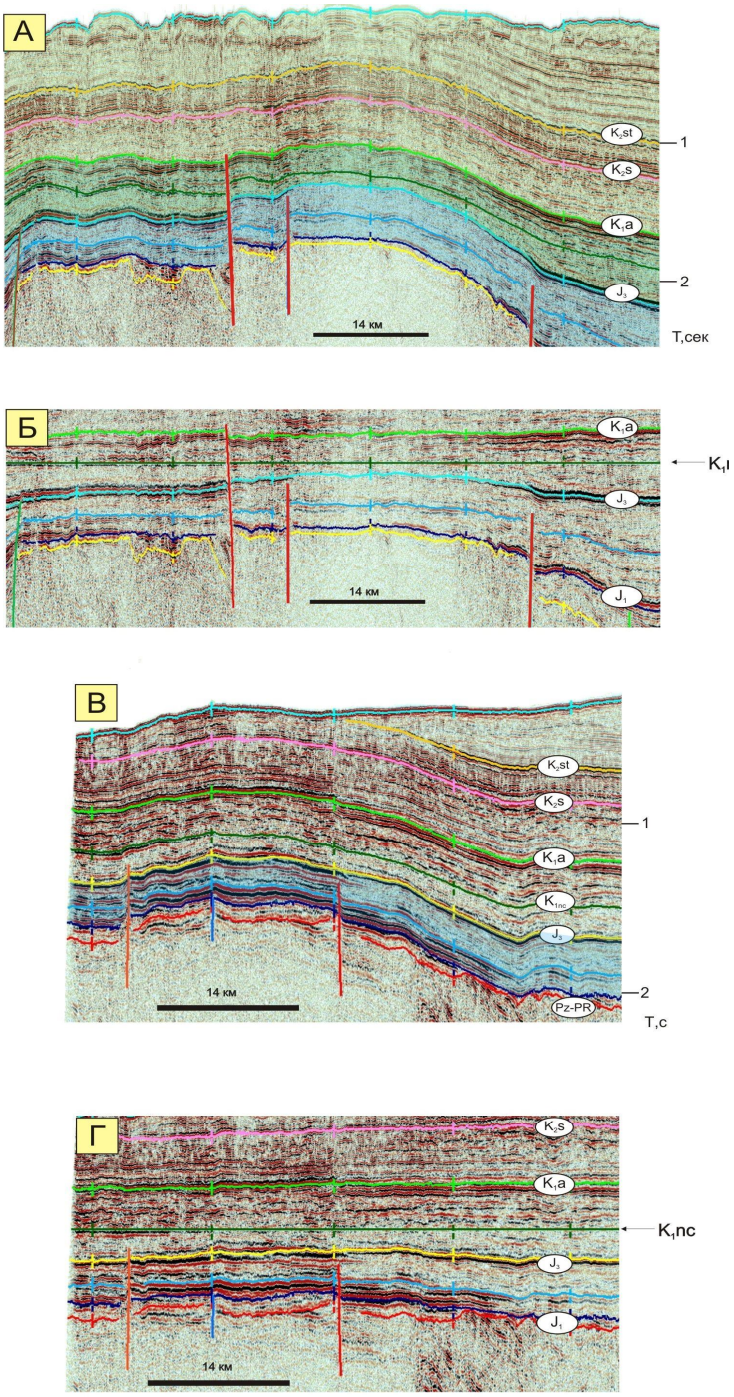


Рис. 3 Структура Университетская (а-современный вид, б-профиль выровнен по отложениям неокома), структура Викуловская(в- современный вид, г-профиль выровнен по отложениям неокома). Данные ОАО "НК "Роснефть"

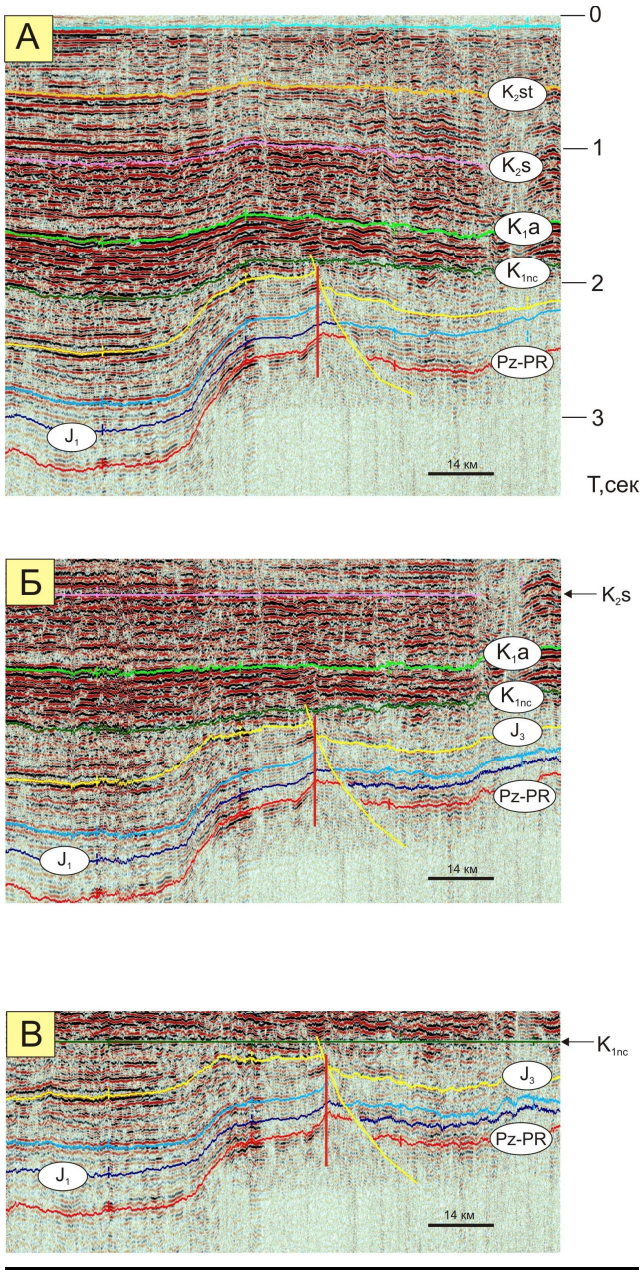


Рис.4 Структура Вилькицкого (а-современный вид, б-профиль выровнен по отложениям сеномана, в-профиль выровнен по отложениям неокома)
Данные ОАО "НК "Роснефть"

СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРМСКО-ТРИАСОВОЙ СИСТЕМЫ РИФТОВ ЮЖНО-КАРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

Никишин В.А.[а], Малышев. Н.А.[б], Обметко В.В.[в]

[а]Московский Государственный Университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия (nikishinvalera@gmail.com)
[б]КНТЦ ОАО "НК "Роснефть", Москва, Россия
[в]ООО "РН-СахалинНИПИморнефть", Москва, Россия

В настоящее время в южной части акватории Карского моря отработано свыше 135,5 тыс. пог.км сейсморазведки 2D, включая региональные трансекты 2-AR (арх. Новая Земля – п-ов Ямал) и 3-AR (Белое море - о. Пионер). На островах Белый и Свердруп в пределах акватории пробурены поисково-разведочные скважины: 1-2 Белоостровские и 1-Свердрупская.

Наличие большого количества современного сейсмического материала хорошего качества позволило уточнить структурный план основания Южно-Карского осадочного бассейна, выделить и изучить строение основных осадочных комплексов, отвечающих различным этапам его развития. В разрезе Южно-Карского осадочного бассейна выделяется два крупных осадочных комплекса: синрифтовый терригенный пермско-среднетриасовый(?) и пострифтовый терригенный позднетриасово-кайнозойский.

Известно, что в основании Западно-Сибирского мегабассейна, выделяется серия рифтогенных зон: Худосейская, Худоттейская и Колтогоро-Уренгойская [1][5]. По результатам анализа всех сейсмических данных в пределах Южно-Карского бассейна выделяется одноименная рифтовая зона. Ранее она уже была описана в литературе [2] и прослежена на региональных трансектах.

Рифтогенные прогибы в Южно-Карском бассейне представлены в морфологическом отношении как полуграбенами, так и грабенами, ориентированными в плане, приемущественно, в северо-восточном направлении. Размеры полуграбенов варьируют и составляют в длину 160-180 км на севере при ширине 110-140 км, на юге - длиной 140 км и шириной 50 км. Мощность их осадочного, предположительно пермско-триасового, выполнения изменяется от 1 до 5 км, а отметки современных глубин депоцентров варьируют от 7 до 12 км. Рифты достаточно хорошо выделяются на структурной карте по кровле акустического фундамента.

С юга не север в составе Южно-Карской рифтогенной зоны выделяются следующие грабенообразные прогибы: Медвежий, Ноябрьский, Благополучия, Дальний, Нансеновский и Северо-Нансеновский (рис. 1).

По особенностям строения синрифтового комплекса рифты можно условно разделить на две группы. В первой из них отмечаются признаки инверсии, во второй они отсутствуют. В первой группе рифтов синрифтовый комплекс осложнен антиклинальными складками конседиментационной природы. В сводах таких складок отмечаются характерные "слои роста" и уменьшение мощностей слоев.

Осадочное выполнение рифтогенных прогибов, где не отмечаются процессы инверсии, представлена моноклинальной толщей пород с достаточно четкой паралелльно-слоистой волновой картиной на сейсмических разрезах.

Прогиб Медвежий, расположенный в юго-западной части бассейна, представляет собой грабен, ограниченный двумя разломами. В его осадочном выполнении выделяется треугольная в разрезе толща, которая характеризует активную фазу гарбенообразования. В Медвежьем прогибе отмечаются инверсионные процессы, обусловившие образование антиклинальной складки. Ноябрьский прогиб представляет собой в морфологическом отношении грабен (рис. 2). Он ограничен разломами в западной и северных частях. В осадочном выполнении здесь так же выделяется

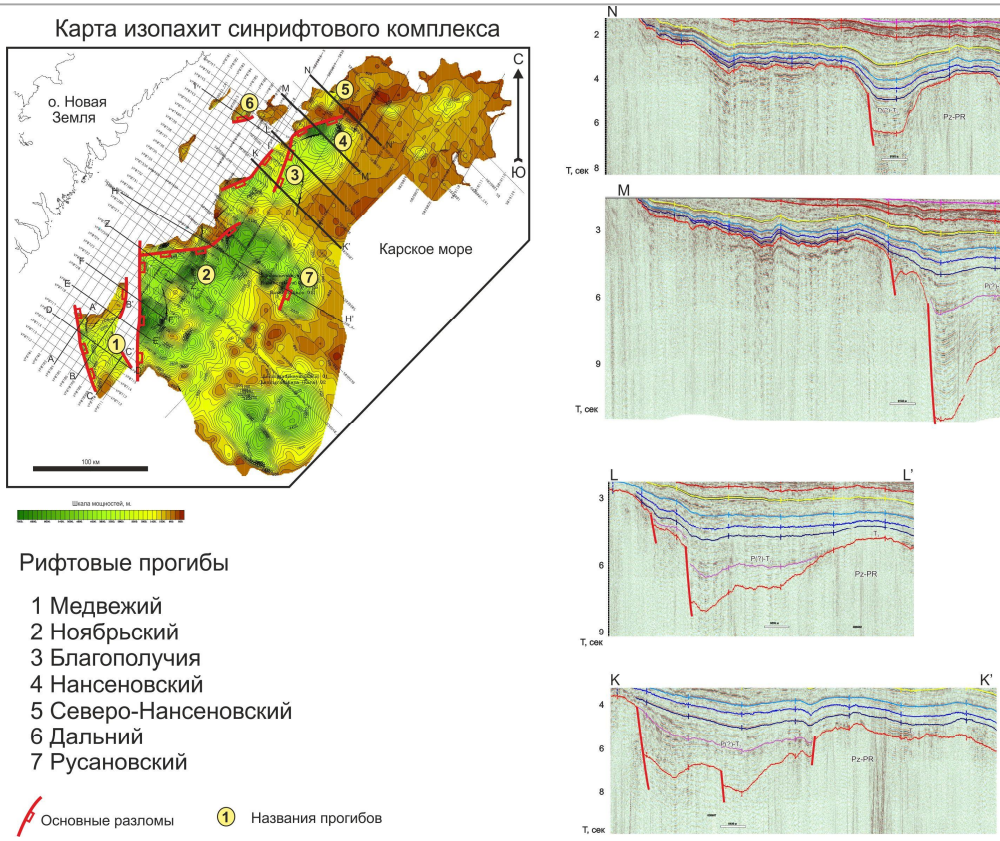


Рис.1 Обзорная карта расположения рифтовых впадин и примеры сейсмических профилей. Данные ОАО "НК "Роснефть".

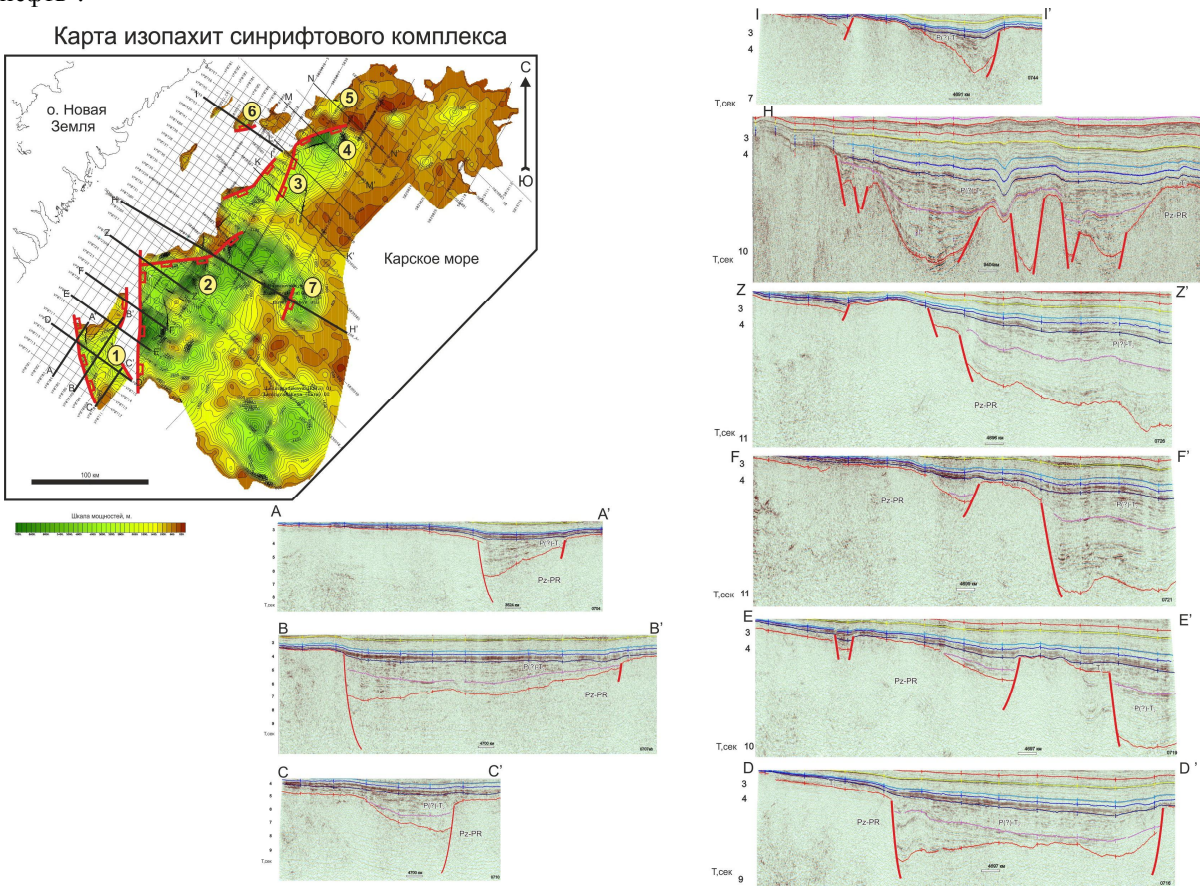


Рис.2 Примеры сейсмических профилей. Данные ОАО "НК "Роснефть".

треугольная линза пород, маркирующая главную фазу грабенообразования. Северо-западнее Ноябрьского прогиба расположен грабенообразный прогиб Благополучия. Он выражен в виде полуграбена без признаков инверсии. Дальний полуграбен расположен ближе к острову Новая Земля. Его линейные размеры существенно меньше вышеописанных. В нем наиболее ярко проявлены инверсионные процессы. В северо-восточной части Южно-Карской рифтовой зоны расположены Нансеновский и Северо-Нансеновский прогибы. Нансеновский прогиб, как и большинство впадин представлен полуграбеном, без следов инверсии. Северо-Нансеновский прогиб, в свою очередь устроен проще. Он представлен узким, но не протяженным в плане грабеном, выполнен полого залегающими осадочными толщами.

В целом, синрифтовый комплекс представляет собой в разрезе призму отложений. При более тщательном рассмотрении в ней можно выделить в разрезе осадочную толщу треугольного строения, накопление которой совпадает с главной фазой наиболее активного формирования полуграбена. Такая толща прослеживается в разрезе многих прогибов.

Процесс инверсии в более крупном масштабе можно связать со сжатием, которое происходило в Баренц-Карском регионе среднем триасе (?). Процессы инверсии происходили, по-видимому, одновременно со складчато-надвиговыми деформациями в Пай-Хой Новоземельской области в среднетриасовое время [3].

Отложения триаса, сформированные уже после инверсии (условно верхнетриасовые), представляют собой маломощную толщу, плащеобразно перекрывающую породы фундамента и рифтогенного комплекса.

Достаточно точно, можно указать верхнюю временную границу формирования полуграбенов. Юрский комплекс осадков распространен плащеобразно в Западно-Сибирском мегабассейне включая Южно-Карский бассейн и залегает на разновозрастных складчатых образованиях фундамента.

На ряде сейсмических разрезов видно, что отражающий горизонт, отвечающий подошве юрского комплекса, хорошо прослеживается с суши в акваторию Карского моря и юрский комплекс перекрывает рифтовый комплекс [4]. Тем самым, можно достаточно уверенно говорить, что возраст формирования рифтогенных прогибов в пределах Южно-Карского бассейна однозначно доюрский. С учетом того, что верхняя часть преположительно триасовых отложений также залегает субгоризонтально, то возраст осадочного выполнения грабенообразных прогибов поздняя пермь(?) ранний-средний триас.

В целом историю формирования рифтогенных прогибов можно условно разделить на три этапа: поздняя пермь (?) ранний-средний триас время формирования и начала развития рифтов - с накоплением треугольной в разрезе толщи пород; рубеж среднего-позднего триаса - процессы инверсии. С позднего триаса отмечается плащеобразное развитие более молодых осадочных образований на большей части акватории южной части Карского моря, свидельствующее о пострифтовом прогибании.

Литература

1. Западная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т.2 / Гл. ред. В.П. Орлов. Ред. 2 2-го тома: А.Э. Конторович, В.С. Сурков – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000.
2. *Шипилов Э.В., Тарасов Г.В.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов западно-арктического шельфа России / Апатиты: Изд-во КНЦ Р АН, 1998 г.
3. Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли / Комитет по геол. и использ. недр России, НПО “Севморгеология”, Всесоюз. науч.-исслед. Ин-т геологии и минеральных ресурсов Мирового Океана; Под. науч. Ред. Ю.Ею Погребицкого – СПб.; Недра, 1992.
4. *Kontorovich V.A.* The Meso-Cenozoic tectonics and petroleum potential of West Siberia // Russian Geology and geophysics, 50 (2009), 346-357

5. *V.S. Surkov, V.P. Korobeinikov, B.G. Kraevskiy*. Geostatic tectonic map for Early (Precambrian and Paleosoic) and Late (Mesozoic and Cenozoic) Neogea of Siberia at a scale of 1:2 500 000 Novosibirsk: SNIIGG&MS, 2000.

ОЦЕНКА МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ НА ОСНОВЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ И ХАРАКТЕРИСТИК

Николаев Ю.Н.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(nikolaev@geol.msu.ru)

Введение

Перспективность слабоизученных рудоносных площадей оценивается с помощью минерагенических потенциала и ресурсов. Минерагенический потенциал (МП) перспективной рудоносной площади (минерагенической зоны, области, провинции) включает разведанные запасы и прогнозные ресурсы месторождений и проявлений, а также минерагенические ресурсы ее частей, где таковые на текущий момент отсутствуют: МП = МР + (P_3 + P_2 + P_1 + C_1 + C_2 + В + А) [3].

МП определяется на основе общих особенностей состава и строения слагающих рудоносные площади структурно-вещественных комплексов и результатов региональных геохимических и геофизических работ. Среди существующих методов оценки МП [1, 5]) наиболее широкое применение получил метод аналогии с более изученными рудоносными площадями, где установлены месторождения того же формационного или геолого-промышленного типа [2].

Основы оценки прогнозных ресурсов и МП по геохимическим данным заложены в работах А.П. Соловова. Для оценки обширных малоизученных территорий по данным опробования аллювия крупных рек с плотностью 1 проба на 100-250 км^2 (М 1:1000000 и мельче) им было предложено ввести категорию прогнозных ресурсов E_1, являющуюся фактическим эквивалентом МП [6]. Расчеты МП по данным геохимических съемок предлагалось проводить по формуле:

$$Q_н = \frac{1}{k'k} \cdot \frac{\sum P'}{40} H ,$$

где $\sum P'$ - сумма продуктивностей потоков рассеяния по смежным руслам, дренирующим рудоносную площадь, k′ и k - коэффициенты пропорциональности, Н – глубина, до которой производятся подсчеты, деление на 40 отвечает переходу от м^2 % к тоннам металла.

Альтернативой такому подходу, не учитывающему рудно-формационные и структурно-морфологические особенности оруденения, является использование для оценки МП геолого-геохимических моделей рудных районов и узлов [4]. Основой для оценки минерагенического потенциала территорий служат параметры моделей аномальных геохимических полей (АГХП), разработанные на основе изучения эталонных объектов.

Разработанные на основе эталонных объектов параметрические модели АГХП рудных районов и узлов характеризуются развитием рудных формаций, играющих существенную роль в минерально-сырьевом балансе благородных и цветных металлов России: золото-сульфидно-мышьяковистую, золото-сульфидно-кварцевую, золото-кварцевую, золото-серебряную, медно-порфировую, касситерит-силикатную и касситерит-кварцевую. Определение параметров моделей АГХП проводилась по данным литохимических съемок по потокам рассеяния в масштабах 1:200000-1:1000000.

Критерии оценки МП

Геохимическими критериями выделения АГХП являются пороговые содержания химических элементов, на основании которых определяют границы предполагаемого развития прогнозируемого оруденения. Наблюдаемая дискретность в строении аномальных геохимических полей объектов низких иерархических уровней ранга рудных районов и узлов, включающих в свой состав объекты более высоких уровней, представленных аномалиями основного рудного элемента и его спутников, связана с наличием участков

«фонового» геологического пространства и зависит от среды опробования, плотности пробоотбора и методики обработки геохимических данных.

Определение рудно-формационной принадлежности аномальных геохимических полей базируется на геохимических (состав, соотношения и взаимосвязи между химическими элементами в АГХП) и геологических (пространственная связь АГХП с геологическими формациями, комплексами и типами горных пород) критериях.

Важнейшими параметрами, используемыми для оценки МП, являются площадные (P, $м^2$%) и удельные (Δq, т/м/$км^2$) продуктивности, коэффициенты пропорциональности, учитывающие ландшафтно-геохимические особенности территории (*k*, *k*¢) и долю концентрированного оруденения (α) от общей продуктивности на площади АГХП.

Эмпирические данные свидетельствуют, что высокий минерагенический потенциал присущ территориям, в пределах которых в составе региональных АГХП присутствуют крупные высокопродуктивные аномалии профилирующих металлов.

Параметры моделей АГХП

Золоторудные районы с терригенными и гидротермально-плутоногенными формациями (золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, золото-мышьяковистой и др.) выделяются в контурах аномалий золота, занимающих 70-90% их площади, и его основного спутника – мышьяка. В состав ассоциаций АГХП входят Au, Sb, Sn, Ag, As, W, Bi, Zn, Mo, Cu, Ni, Co. Геохимические поля районов приурочены к крупным поднятиям, сложенным терригенно-осадочными комплексами и гранитоидными интрузиями. Площадь высокоперспективных районов - 5-10 тыс. $км^2$, площадная продуктивность золота в АГХП - более 5 тыс. $м^2$%, удельная – более 0,02 т/м/$км^2$, МП - 500-1500 т.

АГХП золоторудных узлов приурочены к зонам глубинных разломов, надвигов, имеют эллиптическую форму и пространственную связь с гранитоидными массивами. Выделение узлов производится по содержаниям золота 0,003-0,005 г/т. Основные спутники золота - As, Sb, Ag, Pb, W. Реже в составах ассоциаций присутствуют Cu, Zn, Mo, Bi, Sn.

АГХП узлов, на площади которых локализованы крупные золоторудные месторождения (Майское и др.), характеризуются уникальными геохимическими параметрами: высокой степенью концентрации ($К_с$>50), площадной (P>1000 $м^2$%) и удельной (Δq>0,04 т/м/$км^2$) продуктивностями золота.

Золото-серебряная формация отличается параметрами своих АГХП от золоторудных терригенных формаций. Геохимические поля районов имеют площадь от 4-8 тыс. $км^2$. Они приурочены к крупным блокам вулканических поясов, их размещение контролируется глубинными разломами (Главный Камчатский и др.).

Аномальные геохимические поля золото-серебряных районов представляют собой совокупность концентрически-зональных АГХП узлов, приуроченных к вулканоструктурам центрального типа. Латеральная геохимическая зональность районов проявляется в изменении состава ассоциаций элементов, фиксирующих смену типов золото-серебряного оруденения по мере выхода на поверхность более глубинных фаций разреза вулканогенного пояса и пород фундамента.

Ведущую роль в составе АГХП районов и узлов играют Au и Ag. Их основные спутники - As, Cu, Zn, Pb, Mo, Sn, Hg, Li. Площадная продуктивность главных элементов в АГХП высокоперспективных районов (Центрально-Камчатский и др.) составляет: золото – 1000-1500 $м^2$%, серебро – 7000-11000 $м^2$%. МП районов: золото – 500-800 т, серебро – 2-6 тыс.т.

Золото-серебряные узлы выделяются в контуре содержаний золота ≥0,003 г/т. Параметры АГХП крупных золото-серебряных узлов: площади 500 - 800 $км^2$, степень концентрации золота ($К_с$=10-20). Продуктивности золота ($P=n\cdot10^2 м^2$%, Δq=0,02 т/м/$км^2$) уступают параметрам аналогичных по крупности узлов терригенных золоторудных формаций.

Характерной особенностью металлогении вулкано-плутонических поясов является широкое развитие медно-порфировой рудной формации.

Геохимические поля меднорудных районов имеют размеры от 1,5 до 8 тыс. км^2. Они приурочены к крупным магматогенным поднятиям, сложенным габбро-монцонит-сиенитовыми и гранодиорит-диоритовыми интрузивными комплексами и выделяются по региональным полям золота и меди.

В состав ассоциаций АГХП входят Au, Cu, Mo, Ag, As, Pb, Zn, реже - W, Sb, Hg, Bi, Ni, Cr, Mn, Co, V. Продуктивности высокоперспективных районов: меди - P=$n\cdot10^6$ м^2%, Δq>30 т/м/км^2; золота: P=$n\cdot10^3$ м^2%, Δq>0,02 т/м/км^2; МП: меди – до 10 млн. т; золота – 100-700 т.

Рудные узлы с крупными месторождениями медно-порфировой (Песчанка, Находка) и золото-серебряной (Весеннее и др.) формаций характеризуются средними размерами АГХП: площадь - 300-500 км^2; высокой степенью концентрации Au (K_c=30-60), невысокой - Cu (K_c=3-5), Mo (K_c=2-9), Ag (K_c=2-4). Площадные продуктивности меди в АГХП крупных узлов - $n\cdot10^6$ м^2%, удельные – 80 т/м/км^2; золота - $n\cdot10^2$ м^2%.

Оловорудные районы и узлы выделяются в региональном геохимическом поле по основному элементу – олову. Они приурочены к областям проявления гранитоидного магматизма. АГХП оловорудных районов имеют площадь 1-3 тыс. км^2. Площадная продуктивность олова в АГХП высокоперспективных районов составляет 1000-3000 тыс. м^2%, удельная – более 30 т/м/км^2, МП – 0,3-1 млн. т.

Степень концентрации олова в АГХП узлов с крупными разведанными запасами (Пыркакайский и др.) характеризуется значениями K_c=10-20, площадная продуктивность составляют 1-2 млн. м^2%, удельная - более 300 т/м/км^2.

Результаты оценка МП

Параметры и характеристики геохимических моделей были использованы для оценки МП территорий в рамках работ по составлению геохимических основ в масштабе 1:1000000 к Геолкартам-1000 (3) по листам R-58, 59, 60; Q-57, 58 (Чукотка); P-55, O-55 (Магаданская обл.); N-(56), 57, (58); M-57; O-57, 58 (Камчатка).

В составе минерагенических зон Северо-Востока РФ, сложенных терригенными комплексами наиболее широким распространением пользуется золото-кварцевая формация, подчиненное значение имеют золото-сульфидно-кварцевая и золото- мышьяковистая.

Статистический анализ параметров основных типов АГХП, свидетельствует о больших размерах, площадных и удельных продуктивностях и степени концентрации золота в узлах с золото- мышьяковистой и золото-сульфидно-кварцевой формациями по сравнению с золото-кварцевой. Средние содержания Au в АГХП узлов составляют 0,01-0,1 г/т, максимальные содержания - 0,n-$n\cdot$г/т. На фоне широких вариаций коэффициента концентрации Au (K_c=5-100) элементы-спутники характеризуются невысоким уровнем накопления (K_c=2-10). Значения площадных продуктивностей золота в АГХП узлов - от $n\cdot10^2$ до $n\cdot10^3$ м^2%.

Разделение АГХП по классам продуктивностей золота показало, что около 50% узлов, отнесенных к золото-сульфидно-кварцевой и золото-мышьяковистой формациям характеризуются P >300 м^2%, в том числе 5 (20%) - P >1000 м^2%.

На территории Западной и Центральной Чукотки выделяются АГХП узлов с неординарными геохимическими параметрами: очень высокой степенью концентрации (K_c>50), площадной (P>1000 м^2%) и удельной (Δq>0,04 т/м/км^2) продуктивности золота. На площади одного из таких АГХП локализовано крупное золоторудное месторождение Майское.

Распределение узлов золото-кварцевой формации по классам продуктивностей характеризуется отчетливым максимумом в диапазоне 100 - 300 м^2% золота. К этому классу относится около 30% АГХП. Из 33 АГХП, отнесенных к золото-кварцевой формации, только в двух продуктивность золота превышает 1000 м^2%. На классы с более низкой продуктивностью (менее 100 м^2%) в сумме приходится около 50% узлов.

Анализ геологической ситуации показывает, что все узлы с высокими продуктивностями золота локализованы в благоприятных структурно-тектонических условиях. Они приурочены к крупным поднятиям, сложенным терригенно-осадочными комплексами, вмещающими гранитоиды, и контролируются региональными глубинными разломами.

Золоторудные АГХП, имеющие уникальные параметры, приурочены к центральным частям региональных полей Au и As. Центральные части районов с крупными высокопродуктивными узлами обрамляются по периферии более мелкими АГХП с продуктивностью золота, не превышающей 300 $м^2$%. Бóльшая часть последних принадлежит к золото-кварцевой формации. На их площади известны и прогнозируются мелкие и средние месторождения и проявления золота.

Вторым по значимости полезным ископаемым на территории Западной и Центральной Чукотки является олово. Оловорудные АГХП выделяются в составе Чаунской, Раучуанскойи Анюйской МЗ.

Основной МП олова сосредоточен в Чаунской МЗ. На ее площади выделены 2 высокоперспективных района с площадной продуктивностью олова более 3×10^6 $м^2$% и удельной продуктивностью 30-100 т/м/$км^2$.

В АГХП оловорудных узлов средние содержания олова в варьируют от 10 до 100 г/т, максимальные содержания достигают сотен г/т. При фоновых содержаниях олова в АГХП 4 г/т значения $К_с$=2,5-25. Продуктивности олова в узлах изменяются в диапазоне от $n\cdot10^5$ до $n\cdot10^6$ $м^2$%.

Анализ распределения АГХП узлов по классам продуктивностей олова свидетельствует, что 26% объектов характеризуются $P>1{,}5\times10^6$ $м^2$%, 35% - значениями P =0,5-1,5$\times10^6$ $м^2$%. На классы с низкими продуктивностями приходится 39% АГХП. Пять из шести наиболее перспективных узлов входят в состав оловорудных районов Чаунской МЗ. Все известные крупные месторождения олова (Лунное, Пыркакайское,Нагорное) расположены на площади этих АГХП.

На северо-западе Чаунской МЗ своими уникальными параметрами ($P=16\times10^6$ $м^2$%, Δq=500 т/м/$км^2$) выделяется АГХП оловорудного узла, на площади которого выявлено 17 проявлений. Он может рассматриваться как основной резерв увеличения запасов олова.

Минерагенический потенциал олова на остальной части территории существенно ниже. В региональном геохимическом поле на северо-западе Анюйской МЗ выделяется прогнозируемый оловорудный район с средним МП, в ее юго-восточной части - АГХП крупного оловорудного узла. Суммарный МП Западной и Центральной Чукотки оценен как уникальный (более 2 млн. т олова).

Металлогения Чукотского сегмента ОЧВП, Южно-Анюйской и Олойской МЗ определяется развитием комплекса полезных ископаемых, в который входят Au, Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Hg.

На прогнозно-геохимических картах по листам Q-57, 58 выделены аномалии золота и меди, соответствующие рудным районам и узлам. Комплексные АГХП этих элементов наиболее характерны для Олойской МЗ. Они приурочены к ареалам интрузий и отдельным крупным массивам габбро-сиенит-монцонитового и габбро-гранодиорит-гранитового состава, с которыми ассоциируют месторождения и проявления медно-порфировой формации.

В юго-восточной части Олойской МЗ уникальными геохимическими параметрами выделяется Баимский меднорудный район. Площадь АГХП района составляет 8 тыс. $км^2$, площадная продуктивность Cu - 10 млн. $м^2$%, Mo - 230 тыс. $м^2$%, Au – 5,5 тыс. $м^2$%, Ag - 7,5 тыс. $м^2$%.

АГХП узлов медно-порфировой формации имеют относительно небольшую площадь (150-500 $км^2$), комплексный состав (Au, Bi, As, Mn, Cu, Ag, Pb, Mo, W, Sb, Zn, Ni, Co, B). В ассоциациях ведущую роль играет Au ($К_с$=5-60), второстепенную - Cu, Ag,Mo ($К_с$<10). Площадные продуктивности меди в АГХП узлов варьируют от $n\cdot10^5$ до $n\cdot10^6$ $м^2$%, золота - от $n\cdot10^1$ до $n\cdot10^2$ $м^2$%.

На площади района известны крупнейшие на Северо-Востоке РФ медно-

порфировые месторождения Песчанка и Находка. Прогнозные ресурсы района оценены в 11 млн. т меди, 900 тыс. т молибдена, 700 т золота и 2,2 тыс. т серебра. Основная их часть приходится на Егдэгкичский узел, приуроченный к крупному габбро-монцонит-сиенитовому массиву. Аналогичными параметрами АГХП, соответствующими высокому МП (P >2×10^6 м^2%, Δq >80 т/м/км^2) обладает юго-восточная часть района, где закартирован крупный Вукнейский интрузивный массив.

На площади остальной части Олойской МЗ выделено еще 16 АГХП, отнесенных к медно-порфировой формации. Их параметры (P_{Cu}=0,5-2×10^6 м^2%, Δq_{Cu}=50-80 т/м/км^2) соответствуют параметрам модели АГХП средних по запасам объектов.

Полученные данные показывают, что Олойской МЗ обладает уникальным МП, который оценивается в 20 млн. т. меди и более 1 тыс. т золота.

В сопряженных Южно-Анюйской МЗ и Чукотском сегменте ОЧВП выделены многочисленные АГХП узлов, в которых прогнозируется развитие золото-сульфидно-кварцевой и золото-серебряной формаций. Отличительной особенностью первых является присутствие в составе ассоциаций Cu и Mo, более высокие интенсивность, степень концентрации, площадная и удельная продуктивности золота и повышенное золото-серебряное отношение.

Среди выделенных АГХП узлов 37% отнесены к золото-сульфидно-кварцевой формации. Они характеризуются значениями P>100 м^2%, в том числе 9 – в 100-300 м^2%, 1 – в классе P>1000 м^2%. Распределение АГХП узлов золото-серебряной формации свидетельствует о меньшем числе перспективных объектов: в классе 100-300 м^2% - 3, в классе 300-1000 м^2% - 2, в классе P >1000 м^2% - 0.

Средние содержания золота в АГХП золото-серебряных узлов составляют 0,0n г/т, максимальные содержания - 0,n·г/т. Основными спутниками золота являются Ag, Pb, As, Cu, Zn, Mo. АГХП узлов имеют площадь 200 - 800 км^2, характеризуются невысокими степенью концентрации золота (K_c=3-20) и интенсивностью ($\sum K_c$=10-100) по сравнению с золоторудными узлами терригенных формаций. Площадные и удельные продуктивности в АГХП золото-серебряных узлов: P_{Au}= n·10^1 - n·10^2 м^2%, Δq_{Au}=0,001-0,01 т/м/км^2) существенно уступают аналогичным параметрам АГХП ззолоторудных формаций.

Самый крупный в Чукотском сегменте ОЧВП Кайемравеемский золото-серебряный узел с месторождением Купол имеет площадь около 600 км^2. В состав АГХП входят Au, Ag, As, Zn, Pb, Mo. Площадная продуктивность Au - 300 м^2%.

Основной МП золота в Олойской МЗ и Чукотском сегменте ОЧВП заключен в районах и узлах, на площади которых прогнозируется медно-порфировая в ассоциации с золото-сульфидно-кварцевой и золото-серебряной формаций. К числу наиболее перспективных золоторудных АГХП отнесены 10 узлов, которые характеризуются высокими степенью концентрации (K_c = 18-64), площадной (P = 350-1000 м^2%) и удельной (Δq = 0,02-0,1 т/м/км^2) продуктивностями золота. Некоторые из них приближаются по приведенным выше геохимическим показателям к АГХП с «уникальными» параметрами, присущими рудным узлам с терригенных золоторудных формаций. Это позволяет оценивать МП золота в Олойской МЗ как один из наиболее высоких на Северо-Востоке РФ.

Литература

1. *Булкин Г.А., Неженский И.А.* Модели для количественного прогнозирования минерального сырья. Л., Недра. 1991.
2. *Быховер Н.А.* Основные принципы и методы прогноза минеральных ресурсов. Обзор ВИЭМС, 1971.
3. *Методические* рекомендации по оценке и учету металлогенического потенциала (металлогенических ресурсов) и прогнозных ресурсов категории P_3 металлических и неметаллических полезных ископаемых. СПб, 2005.
4. *Николаев Ю.Н.* Критериальные геохимические модели рудных районов и узлов и их использование для прогноза оруденения. Сб. науч. ст. “Прогнозно-поисковая геохимия – современное

состояние и перспективы развития".- М.: ИМГРЭ, 2008.
5. *Российский* металлогенический словарь. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003.
6. *Соловов А.*П. Современное состояние и перспективы развития геохимических методов поисков рудных месторождений. Вестник МГУ. Сер. Геология. №2. 1978.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ ПО АКТУОТЕКТОНИКЕ

Никонов А.А.

Институт физики Земли РАН, Москва
(nikonov@ifz.ru)

Как ученый-энциклопедист В.Е. Хаин, при основном внимании к подвижным поясам и общетеоретическим проблемам тектоники и геодинамики Земли, придавал серьезное значение и изучению последних этапов. Неслучайно поэтому именно В.Е. Хаину принадлежит введение понятия «актуотектоники». Платформенные области, включая и Восточно-Европейскую платформу (ВЕП), хотя и не были основными объектами его исследований, отражены в трудах В.Е. Хаина.

Как единый кратон ВЕП в современном виде заняла свою нынешнюю позицию в Северном полушарии не позже конца Mz. И именно с этого времени она, оказавшись в современной системе координат, могла подвергаться геодинамическому воздействию окружающих подвижных поясов или геодинамических систем. Таковыми с того времени стали три – Срединно-Атлантическая спрединговая система на северо-западе, Альпийско-Средиземноморская коллизионная система на юге и Уральская геодинамическая система на востоке. Все больше данных накапливается в пользу представления о том, что в течение Mz и Kz все три системы действовали непрерывно, хотя с разными усилиями во времени и пространстве (Ю.К. Щукин, В.И. Макаров, А.Ф. Грачев и др.). В хронологическом виде геодинамические представления кратко выглядят следующим образом.

Ю.К. Щукин [1988→1996→2003] – геодинамическое воздействие на ВЕП обрамляющих ее подвижных поясов Скандинавского и Альпийского в фанерозое.

В.И. Макаров [1996→2003] – геодинамическое влияние на ВЕП подвижных поясов с северо-запада и юга на новейшем этапе.

В.Е. Хаин [1995→2005→2010] – напряжения сжатия внутри ВЕП, ориентированные перпендикулярно срединному хребту в Норвежско-Гренландском бассейне за счет спрединга, и перпендикулярно фронту Альпийской складчатой системы Средиземноморья за счет коллизии в фанерозое, вплоть до современности.

Так прослеживается в пространстве и во времени развитие представлений – от идеи до концепции – о геодинамике ВЕП как объекта мощных латеральных воздействий окружающих ее подвижных поясов с разной кинематикой, но со сходными динамическими эффектами. Если сначала предполагалось воздействие в основном на краевые части платформы и в фанерозое, то теперь речь идет и об актуотектонике и о распространении латерального сжатия до внутренних частей ВЕП. В первом приближении можно полагать, что геодинамическое поле развивалось длительно и в указанный геологический интервал времени в общем однонаправлено, т.е. современное геодинамическое поле, в общем, является унаследованным.

Подтверждение и научное развитие концепции, имеющей принципиальное, выходящее за рамки теоретического, значение, лежит ныне на двух направлениях. Первое, что необходимо, – это насытить теоретические посылки фактическим материалом, в первую очередь, именно актуотектонического содержания. В понимании В.Е. Хаина актуотектоника включает «изучение современных движений [добавим – и напряжений] инструментальными методами». К последним относятся «вековые» движения земной коры (вертикальная и горизонтальная составляющие), сейсмические события и напряжения в земной коре.

Соответствующие количественные показатели и являются фактической базой построений в отношении современной геодинамики ВЕП. Пока их удается устанавливать в пределах ВЕП лишь частично – для отдельных субрегионов и временных отрезков. Речь идет об оценке в качественном и параметризованном виде динамического воздействия окружающих платформу подвижных поясов в настоящее время, в масштабе столетий – первых тысячелетий.

С научной точки зрения выделение именно такого интервала определяется для данного региона, по меньшей мере, двумя причинами. Во-первых, только около 10–5 тыс. лет назад на значительной части платформы закончилось влияние последнего ледникового покрова и последовавшей нагрузки приледниковых бассейнов, т.е. установились (восстановились) современные собственно эндогенные геодинамические условия, так сказать, «в чистом виде». Другая причина заключается в том, что примерно в тех же временных рамках мы научились определять и получили к настоящему времени массивы данных по сейсмичности и молодой тектонике в разных ее проявлениях и в меньшей степени характеристики поля напряжений. С некоторой условностью мы признаем этот позднеголоценовый этап современным. В практическом отношении значимость рассмотрения именно этого, геологически мгновенного отрезка времени очевидна.

Новое рассмотрение проблемы стало особенно актуальным теперь, поскольку появились не только новые методы и подходы, но и массивы данных, требующих обобщения по каждой группе и сопоставления групп между собой в рамках обозначенного крупного региона. Группы данных, по которым за последние десятилетия получены принципиально важные результаты, следующие:

- измерения на поверхности величин смещений и скорости движений с помощью GPS
- появление сильно пополненной и уточненной версии каталога землетрясений на территорию ВЕП и ее обрамления, а также сейсмологических материалов тонической значимости
- существенное усовершенствование знаний о голоценовых и современных (в основном вертикальных) движениях земной коры, как региональных, изгибных, так и локально-зональных разрывных (активные разломы)
- значимое пополнение сведений о современном поле напряжений в нескольких регионах, в первую очередь, по измерениям в горных выработках

В настоящее время резонно признать сейсмичность основным показателем современной геодинамики ввиду двух обстоятельств. Первое состоит в том, что параметризованные в современных терминах сейсмические наблюдения за несколько сотен лет сравнительно равномерно (кроме крайнего северо-востока) покрывают всю территорию ВЕП и прилежащие области, тогда как остальные, перечисленные выше показатели все еще имеются для ограниченных субрегионов или их участков. Второе важное обстоятельство – это появление значимо усовершенствованного каталога именно тектонических землетрясений ВЕП и ее окружения, насчитывающего свыше 150 событий вместо использовавшейся ранее версии 1977 г. с 40 событиями (Никонов, 2010).

На рис. 1 представлена карта землетрясений тектонической природы с очагами в пределах ВЕП и ее обрамления за период от XIV века до 1960 г. (доинструментальный и раннеинструментальный периоды). Зарегистрированные инструментально более поздние землетрясения естественного происхождения (без техногенных) дополняют картину, подтверждая, но не изменяя ее. При анализе каталога и карты с геодинамических позиций нами использовались следующие показатели:

- площадное распределение эпицентров по количеству толчков

• распределение событий по величине магнитуды и интенсивности с выделением максимальных значений

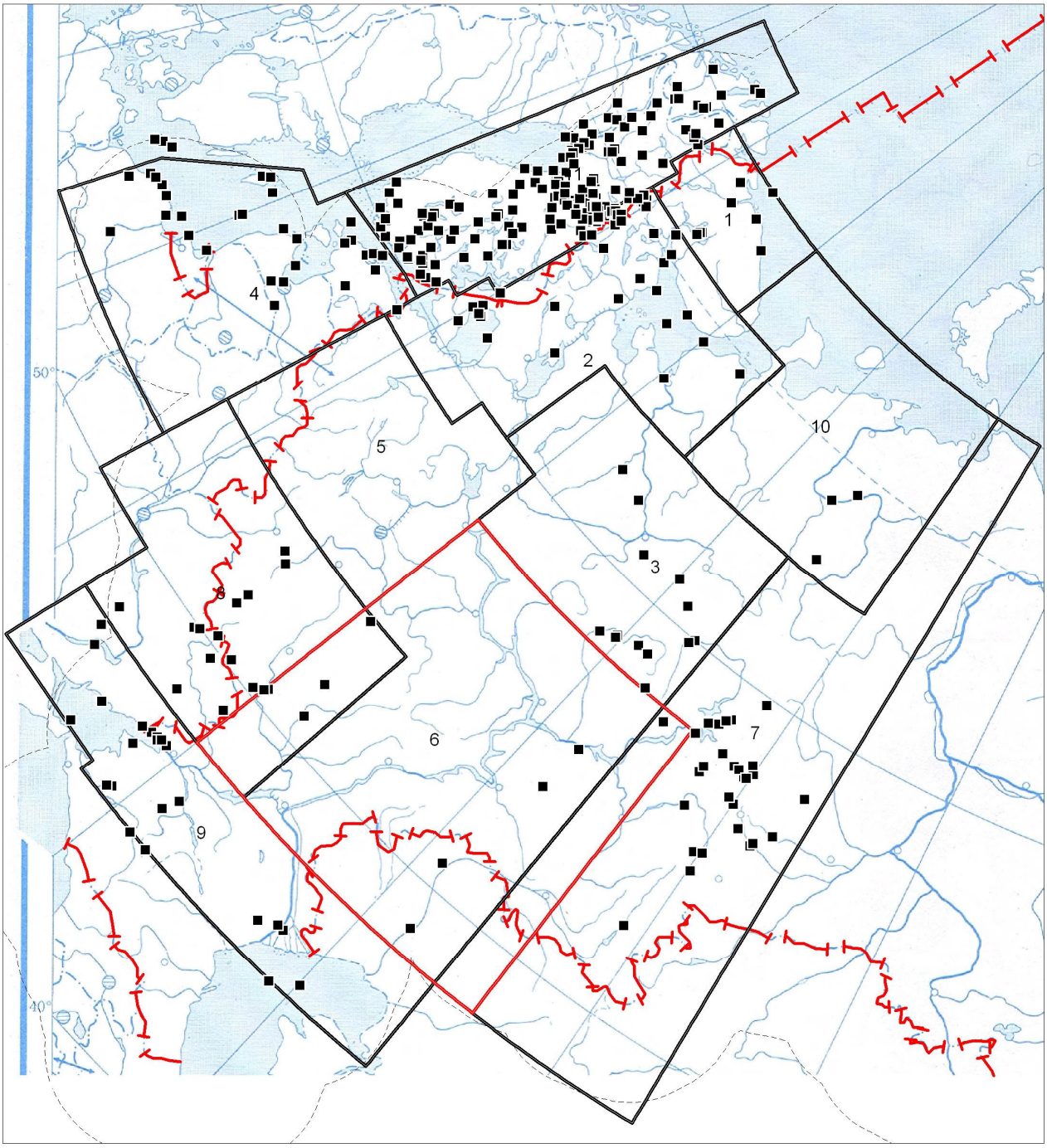


Рис. 1. Карта эпицентров тектонических землетрясений Восточно-Европейской платформы и ее ближайшего обрамления за период с XIV века по 1960 год (усовершенствованный вариант автора 2010 г.)

• геометрические характеристики поля изосейст (там, где их удавалось получить заново по макросейсмическим сведениям)

• определение в небольшом числе случаев, соотношения сейсмических параметров со структурно-геологическими, в том числе с отдельными геологически документированными разрывами

Учет всех названных показателей, а не только позиции эпицентров (как это осуществляется в большинстве исследований, к тому же без указания надежности и пределов неточности произведенных определений), позволил значимо продвинуться в познании закономерностей распределения

землетрясений на ВЕП и в понимании их в геодинамическом аспекте.

Начнем с Фенноскандинавского кристаллического щита, как самого сейсмически и геодинмически активного в пределах ВЕП субрегиона. Широко распространенные представления о гляциоизостатической обусловленности повышенной сейсмичности Фенноскандинавского кристаллического щита могут быть справедливы только применительно к его центральной части, примерно в пределах изобазы современного вертикального поднятия +3 мм/год, тогда как даже на периферии щита, а тем более, на прилегающих частях Русской плиты и в Прибалтике, они имеют чисто тектоническую природу. Это вытекает как минимум из двух групп фактов. Во-первых, внешняя граница области возникновения землетрясений вокруг Фенноскандии на юге и юго-востоке оказывается на сотни километров внутри границы максимального распространения последнего ледникового покрова, где земная кора возбуждалась появлением и снятием ледовых и последующих водных (от приледниковых бассейнов) нагрузок. Последние в пределах российской части щита и его плитного обрамления, судя по стабильности уровня моря в последние 4–5 тыс. лет, к началу этого времени перестали быть действующим геодинамическим фактором.

С другой стороны, современная граница возникновения землетрясений на большей части периферии Фенноскандинавского кристаллического щита (кроме крайнего северо-востока) не определяется и структурно-тектоническими особенностями, в том числе границей выхода на поверхность пород фундамента. Она, скорее, связана с модулем величин сжатия, передающегося от зоны спрединга в Северной Атлантике, и с переориентировкой поля напряжений уже внутри Русской плиты.

Динамическое воздействие зоны коллизии к югу от ВЕП, если судить по позиции эпицентров (очагов), распространяется внутрь платформы к северу, до Донбасса и Воронежского кристаллического массива в западной части и до Северного Прикаспия – в восточной. По GPS измерениям Северо-Западный Кавказ смещается к ВСВ со скоростью 22-27 мм/год (в глобальной референц-системе) (Галаганов и др., 2009).

Центральные части Русской плиты, включая Поволжье, где очаги тектонических землетрясений отсутствуют, или динамически не напряженны, или разнонаправленные слабые напряжения там оказываются взаимно уравновешенными.

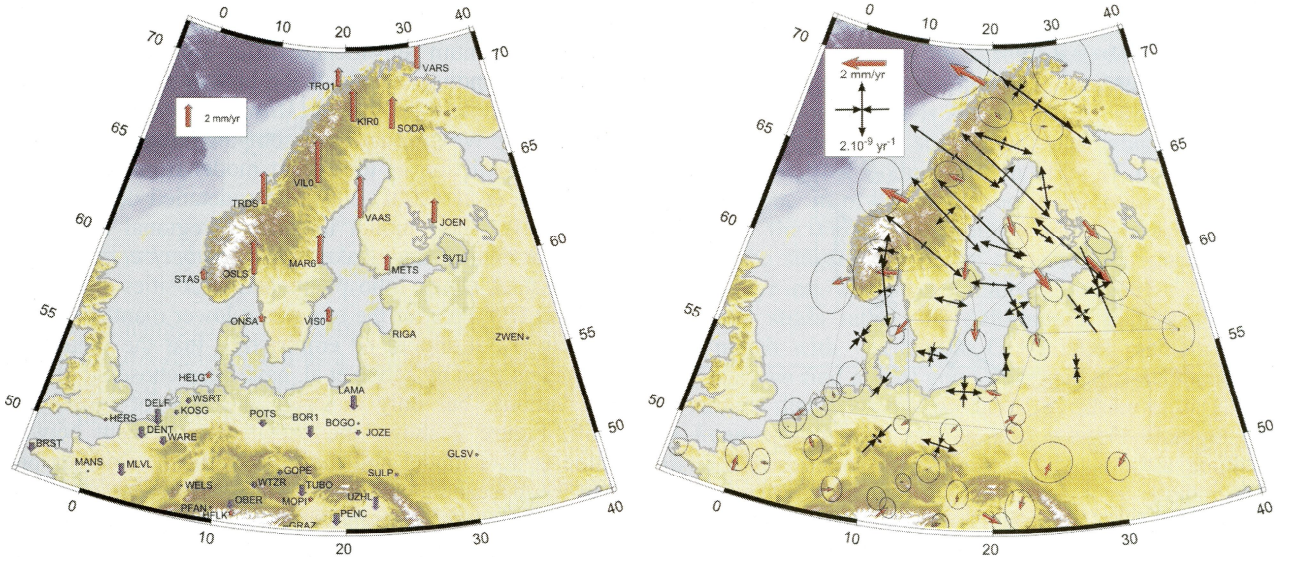


Рис. 2. Поле скоростей смещений (красные стрелки) и деформаций (черные стрелки) в Северной Европе по результатам GPS-измерений. Слева – вертикальная составляющая, справа – горизонтальная составляющая в европейской референц-системе, [по Нокье и др., 2006].

Пространственное распределение землетрясений согласно расширенному и уточненному каталогу не подтверждает представлений о существовании ни меридиональной сейсмичной зоны от Кавказа через центр ВЕП до Тимана, ни северо-восточной зоны от Карпат до Приуралья, ни зигзагообразной зоны в Поволжье. Однозначно выделяется единственная, почти непрерывная, хотя и с разной плотностью эпицентров, полоса от Беломорья (Фенноскандинавского кристаллического щита) к юго-востоку через бассейн Сев. Двины, Республику Коми к Приуралью и Среднему Уралу. Это согласуется с измерениями по GPS и данными по полям напряжений и молодой тектонике. На всем этом огромном пространстве векторы горизонтального сжатия (хотя в центре и на востоке соответствующие замеры единичны) имеют одинаковую СЗ-ЮВ направленность. На Фенноскандинавском кристаллическом щите скорости горизонтального смещения к ЮВ составляют в относительной референции 1-2 мм/год (в европейской референц-системе), при этом деформации сжатия достигают $4.5.10^{-9}$ год$^{-1}$ в его СВ части, тогда как на ЮВ они в 3-5 раз меньше и к тому же разворачиваются с СЗ-ЮВ направления на С-Ю.

А на Урале, согласно измерениям на 7 пунктах меридиональной полосы, горизонтальные смещения имеют согласованную субширотную направленность со скоростью 20-23 мм/год в глобальной референц-системе, тогда как скорость меридиональных смещений на Урале не превышает 3-4 мм/год (Уткин и др., 2010). Это интерпретируется как горизонтальное сжатие и смещение Уфимского выступа ВЕП к востоку в внутрь сигмоиды Урала, где концентрация землетрясений наиболее плотная.

Получается, что северная часть Русской плиты зажата между сильными инденторами на СЗ и ЮВ, чем и можно объяснять отчетливую полосу эпицентров землетрясений между ними.

В геодинамическом аспекте это делает весьма вероятным вывод о непосредственном воздействии Фенноскандинавского кристаллического щита от Норвежско-Гренландского сектора зоны спрединга в Северной Атлантике через всю северную часть ВЕП вплоть до Урала. Подтверждение динамического единства намеченной полосы можно видеть в цепочках землетрясений вдоль нее в определенные годы.

Основные результаты рассмотрения отражаются следующими положениями:

1. Основные и по числу событий, и по их максимальной силе, и по общей выделенной энергии сейсмические области выделяются отчетливо: это восточная периферия Фенноскандинавского кристаллического щита в переходной полосе к ВЕП, включая прибрежную часть Прибалтики, юго-запад ВЕП (Приазовье) и прилежащая часть Скифской плиты, Средний Урал

2. К основным выделенным областям примыкают две меньшие относительно активные, а именно часть Украинского щита на юго-западе ВЕП и Предуралье. С ними, в свою очередь, соседствуют (их продолжают внутрь ВЕП) Воронежский кристаллический массив на юго-западе и Кировско-Кажимский авлакоген на востоке

3. Весь центр ВЕП (центр Европейской части России) практически свободен от тектонических землетрясений (известные – здесь единичны).

С учетом суммарной выделенной за весь период наблюдений энергии и структурных связей результаты анализа обновленных сейсмических данных практически не оставляют сомнений в непосредственном примыкании и/или тяготении сейсмических регионов к соседним геодинамически подвижным поясам. Отсутствие сейсмических проявлений на ВЕП в удалении от последних, с одной стороны, и отчетливое уменьшение числа событий, их максимальной силы и суммарной выделенной энергии от каждого из активных поясов в сторону платформы, – с

другой, все это трудно истолковать иначе, как только признав решающее геодинамическое воздействие на ВЕП со стороны каждого подвижного пояса по направлениям, примерно перпендикулярным их простиранию.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТРУКТУРНОГО ПОЛОЖЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО УЧАСТКА КОПЫЛОВСКИЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМПОСТРОЕНИЯ СБАЛАНСИРОВАННОГО РАЗРЕЗА ЧЕРЕЗ ВОСТОЧНУЮ ЧАСТЬ БОДАЙБИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Нилов С.П., Войтенко В.Н.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
(zerg_geology@mail.ru)

Введение

Ленский золотоносный район – один из основных регионов РФ по добыче золота. За более чем полуторавековую историю золотодобывающей промышленности здесь добыто более 1 тыс. т драгоценного металла. Однако подавляющий объём добычи приходится на россыпное и только 1% на коренное золото. В последние десятилетия обозначилась тенденция нарастания дефицита МСБ россыпного золота и к настоящему времени остро обозначилась проблема освоения коренных месторождений.

В Ленском районе основные запасы сосредоточены в крупных месторождениях прожилково-вкрапленного золото-кварц-сульфидного типа (Чертово Корыто, Голец Высочайший, Вернинское, Западное, Центральное, Сухой Лог) с относительно невысокими содержаниями металла. Рентабельность эксплуатации таких объектов обеспечена большими объёмами добычи, но требует крупных первоначальных капиталовложений, поэтому большинство из них до сих пор не разрабатывается.

Не смотря на то, что запасы золота месторождений жильного золото-кварцевого типа с более высокими содержаниями металла (Юбилейное, Копыловское, Урях, Догалдынская жила, Первенец) составляют менее 2% от суммарных разведанных запасов, месторождения такого типа обладают более высокими экономическими показателями [1].

В данной работе рассматривается определение регионального структурного положения и перспективы золоторудного участка Копыловское, относящегося к жильному золото-кварцевому типу.

Определение структурного положения основано на анализе материалов по геологии района, предоставленных ООО «Копыловское» и построении геометрически непротиворечивого разреза через восточную часть Бодайбинского синклинория с использованием программы 2DMove компании Midland Valley.

Геологическое строение района

Ленский золотоносный район входит в состав Байкальской складчатой системы. Отложения позднепротерозойского времени пассивной окраины южной части Сибирской платформы имеют суммарную мощность более чем 15 км и интенсивно деформированы. Ленский район располагается в пределах Бодайбинского палеорифта, выполненный отложениями границы, склона и подножия континентального шельфа: песчано-глинистыми, карбонатными и черносланцевыми отложениями [3].

В пределах Ленского района выделяется Кропоткинский (Мараканский) синклинорий, к северной границе которого приурочены месторождения Сухой Лог, Голец Высочайший и Верненское, Кропоткинское антиклинальное поднятие и собственно Бодайбинский синклинорий.

В последнем преобладают терригенные толщи догалдынской, анангрской и известковистые отложения илигирской свит. Терригенные и черносланцевые отложения вачской, аунакитской, хомолхинской свит и карбонатной имняхской свиты, распространены на окраинах синклинория. Границы свит довольно четко определяются по ДДЗ и цвету пород. Для свит характерно

практически двукратное изменение мощностей в пределах Бодайбинского синклинория.

Золоторудные месторождения приурочены к двум свитам (хомолхинская и вачская/аунакитская), сходным по составу и относящиеся к глинисто-карбонатно-терригенной формации. Толщи представляют собой чередование флишевого характера олигомиктовых и известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов (филлитов), обогащенных углефицированным органическим веществом ($C_{орг}$ 0.8-4.1) и вкрапленными сульфидами [2, 3].

Метаморфизм в Бодайбинском синклинории оценивается как зеленосланцевый (серицит-хлоритовая субфация), при интенсивной дислоцированности тонкопереслаиваемых толщ.

Механическая стратификация осадочной толщи

Одной из задач при балансировании разрезов является проблема несоответствия стратиграфических подразделений и пачек с различными механическими свойствами. Поэтому стратиграфические подразделения Бодайбинского синклинория были разбиты на отдельные пачки, разделяющиеся по механическим свойствам, в общем случае не совпадающие с границами стратиграфических подразделений.

Основание разреза слагает пачка тонкопереслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов хомолхинской свиты (300-600 м); выше залегает пачка также тонкопереслаивающихся, но уже известковистых пород имняхской свиты (800-850 м). Эти пачки при деформации сминаются в подобные складки.

Пачки тонкопереслаивающихся пород перекрывают отложения аунакитской свиты, характеризуемые кварцитовидными песчаниками с редкими прослоями сланцев (1000 м). Для этой пачки будет характерно скольжение вдоль границ слоев по сланцам.

Выше залегает пачка тонкопереслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов вачской и анангрской свит (1600 м). Эти породы перекрывает мощная пачка песчаников с тонкими прослоями сланцев догалдынской (1800 м) и низов илигирской свит (300 м).

Венчает разрез верхняя и средняя части илигирской свиты, представленные тонкопереслаивающимися известковистыми песчаниками и сланцами.

Таким образом, в результате определения внутренней механической неоднородности и соотношения мощностей таких подразделений в стратиграфической колонке были определены границы пачек, наиболее благоприятные для формирования разрывных нарушений, их выклинивания на глубине или сдвоения разреза в замках антиклиналей.

Результаты геометрически объективного построения разреза

Построение границ пачек отличающихся по механическим свойствам и стратиграфических подразделений производилось с учетом особенностей выделенных «механических» пачек. Истинная мощность сохранялась для пачек, характеризуемых чередованием мощных слоев компетентных (песчаников) и тонких прослоев некомпетентных (сланцев, филлитов) пород – догалдынская, аунакитская и низы илигирской свит. Границы для остальных пачек строились с сохранением осевой мощности, как у подобных складок.

В целом характер складчатых структур восточной части Бодайбинского синклинория характеризуется широкими пологими синклиналями, узкими закрытыми антиклиналями (со сдвоением разреза компетентных пород в замках) и встречными надвигами в северной части синклинория, где мощность догалдынской свиты невелика. Для южной части синклинория мощные отложения догалдынской свиты определяют концентрический вид складок и чешуйчатый характер надвигов (в том числе обратных), которые, однако, выклиниваются на глубине гораздо меньшей, чем в северной части разреза.

Структурный контроль золоторудного участка Копыловский определяется его расположением на стыке двух различных по

структурным стилям зон Бодайбинского синклинория.

Участок Копыловский, по результатам построения геометрически непротиворечивого разреза находится в лежачем крыле северо-восточного из чешуйчатых надвигов, осложняющих Успенско-Ленинскую синклиналь, на границе с антиклинальной структурой Александровского прииска. Такое пограничное расположение надвига позволяет прогнозировать его более глубокое заложение, в отличие от более юго-западных надвигов и возможность рассмотрения его как рудоподводящего канала. Расположение участка в толщах догалдынской свиты определяет его жильный характер оруденения, а надвиговый характер разрывного нарушения пологое залегание жильных тел до подошвы догалдынской свиты.

Литература

1. *Беневольский В.И.* Золото России. М.: ООО «Геоинформмарк», 2002.- 462 р.
2. *Вихтер Б.Я.* Золото-мышьяково-сульфидные месторождения терригенных комплексов складчато-орогенных областей. – М.: 2009, 108 с.
3. *Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V., Chang Z.* Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Gold Province,Russia // Economic Geology, 2007, v. 102, pp. 1233-1267.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО И ЛАМПРОИТОВОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Носова А.А.

ИГЕМ РАН, Москва, Россия (nosova@igem.ru)

Введение

Существование эпох кимберлитового (и лампроитового) магматизма, разделенных длительными временными промежутками, в течение которых проявления этого магматизма практически отсутствовали, уже давно не вызывает сомнений. Временная дискретность кимберлитового магматизма статистически убедительно показана на основе валидных датировок как для отдельных континентов [Heaman et al., 2004], так и для Мира в целом [Haggerty, 1999, Condie, 2002]. Активно обсуждается также связь между эпохами кимберлитового магматизма и суперконтинентальными циклами [Jelsma et al., 2009]. Было установлено [Heaman et al., 2004], что периоды отсутствия кимберлитового магматизма, совпадают со временем стабильного состояния суперконтинентов, тогда как проявления этого магматизма приурочены ко времени амальгамации и распада суперконтинентов.

В пределах северной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) известны проявления кимберлитового и лампроитового магматизма шести возрастных уровней: двух позднепалеопротерозойских (кимберлиты проявления Кимозеро; лампроиты и лампрофиры Порьей Губы и Приладожья), мезопротерозойского (лампроиты Костомукши-Лентииры-Кухмо), двух неопротерозойских (кимберлиты Куусамо и Каави-Куопио) и девонские кимберлиты Архангельской провинции. В докладе рассматривается их геотектоническая позиция в суперконтинентальных циклах.

Суперконтинентальный цикл охватывает период объединения отдельных континентальных плит в общую континентальную массу, ее последующий распад и расхождение плит; продолжительность цикла оценивается в 400-600 млн. лет [Condie, 2001]. Для протерозоя палеомагнитные исследования позволяют реставрировать три суперконтинентальных цикла, определявшихся последовательным существованием в эту эпоху трех объединений континентальных масс – суперконтинентов [Pesonen et al., 2003]. После распада около 2.45–2.00 млрд. лет назад неоархейского суперконтинента Кенории в конце палеопротерозоя (1.83–1.77 млрд. лет назад) формируется суперконтинент Колумбия, существовавший в мезопротерозое и распавшийся, вероятно, около 1.25 млрд. лет назад. Его сменил неопротерозойский суперконтинент Родиния, объединивший континентальные массы около 1.00-1.10 млрд. лет назад. Окончательный распад этого суперконтинента произошел перед началом палеозоя, около 500 млн. лет назад [Meert, Torsvik, 2003].

Суперконтинент Кенория: палеопротерозойские кимберлиты Кимозера

Кимберлиты Кимозера, наиболее вероятно, формировались 1986±4 млн. лет назад (U-Pb датировка методом TIMS мантийных цирконов из кимберлитов, [Самсонов и др., 2009].

Карельский кратон в составе Кенории, как предполагают, был объединен с североамериканскими кратонами Сьюпериор, Вайоминг и Хирн. На то, что северные (в современных координатах) континентальные блоки сохраняли свое единство вплоть до 2.0-2.1 млрд. лет назад, указывают как палеомагнитные данные [Лубнина, 2009], так и широкое распространение однотипных осадочных последовательностей, включающих карбонатные (доломитовые) толщи, отличающиеся специфическим тяжелым изотопным составом углерода (экскурсом $\delta^{13}C$ карбонатов до +18‰, [Melezhik,

Fallick, 1996]. Карбонатные толщи сменяются обогащенными углеродом сланцами с очень низкими значениями δ13Сорг (до -45‰, [Karhu, 1993], имеющими возраст 2.2–2.06 млрд. лет, в поздне-палеопротерозойских разрезах Карельского, Кольского и североамериканских кратонов [Bekker, 2003]. Осадконакопление сменяется масштабным базитовым магматизмом, который в Карельском кратоне выражен крупной провинцией траппового типа, включающей силлы, дайки и покровы субщелочных и толеитовых базальтов Онежской структуры, Печенги и их аналогов. Наиболее надежные изотопные датировки указывают на формирование этой провинции около 2.0 млрд. лет назад [Puchtel et al., 1998]. Базитовый магматизм маркирует финальный распад суперконтинента Кенории, который приходится на период 2.0-2.11 млрд. лет назад [Aspler, Chiarenzelli, 1998]. Подтверждением именно этого возраста событий окончательного распада Кенории в пределах Карельского кратона служат: присутствие офиолитовых (Оутукумпу, Йормуа) и энсиматических островодужных (Киттеля) комплексов с возрастом 1.97-1.95 млрд. лет [Kontinen, 1987], указывающих, что растяжение привело к разрыву континентальной литосферы и открытию океанических (back-arc) бассейнов; присутствие детритовых цирконов с возрастом 1.95-2.0 млрд. лет, свидетельствующих о начале корообразующих процессов [Lantinen et al., 2002].

Таким образом, формирование кимберлитов Кимозера сопряжено со становлением крупной трапповой провинции, маркирующей пассивную окраину Кенории.

Суперконтинент Колумбия: палеопротерозойские лампроиты и лампрофиры Порьей Губы и Приладожья

После распада Кенории в ходе свекофенской орогении (и ее возрастных аналогов) был сформирован суперконтинент Колумбия. Именно в ходе этих процессов были объединены архейские домены Волго-Уралии, Сарматии и, несколько позже, Балтии, ныне слагающие ВЕП [Bogdanova et al., 1996]. В раннем мезопротерозое эти континентальные домены находились в восточной (в современных координатах) части Колумбии и представляли единое целое с блоками Лаврентии, Амазонии, и, возможно, Сибири [Pesonen et al., 2003, Богданова, 2007].

В самом конце палеопротерозоя щелочно-ультрабазитовый магматизм фиксируется в Лапландско-Кольском орогене, где он представлен лампрофирами Южной Печенги (1711±12 млн. лет, [Скуфьин, Баянова, 1999] и лампроитами Порьей Губы с возрастом 1710-1720 млн. лет [Скуфьин, Баянова, 1999, Никитина и др., 1999], а также в свекофенском орогене, где он проявился лампрофирами Приладожья с возрастом около 1750 млн. лет [Kononova et al., 2000].

Слабо выраженный в верхней коре (система региональных сдвиговых зон), рубеж эндогенной активности 1.7 млрд. лет ярко проявлен в нижних горизонтах коры Лапландско-Кольского и Свекофеннского орогенов, о чем свидетельствуют нижнекоровые ксенолиты из вендских и палеозойских кимберлитов и лампрофиров. Для них характерны гранулитовые цирконы с возрастами 1.71-1.75 млрд. лет [Peltonen et al., 2006; Неймарк и др., 1993; Downes et al., 2002; Ветрин и др., 2009]. Геодинамическая природа тектоно-термального события около 1700 млн. лет интерпретируется как возраст завершающих стадий свекофенской коллизии [Ларионова и др., 2007] либо коллизии доменов Сарматии-Волго-Уралии и Фенноскандии около 1.7 млрд. лет назад [Bogdanova et al., 2008].

Таким образом, формирование глубинных расплавов лампроитового-лампрофирового типа в орогенном обрамлении Карельского кратона сопряжено с финальными стадиями амальгамации суперконтинента Колумбии.

Суперконтинент Колумбия: мезопротерозойские лампроиты Костомукши-Лентииры-Кухмо

Рифтогенные процессы, знаменующие начало распада Колумбии, начинают отчетливо фиксироваться на ВЕП около 1.4 млрд. лет назад. Их подробный обзор дан в работе [Bogdanova et al., 2008]. Максимум рифтогенеза приходится на поздний мезопротерозой (1270-1230 млн. лет), когда формируются силлы и дайки Центрально-Скандинавской группы. В это же время (около 1230-1200 млн. лет назад, [Беляцкий и др., 1997; O'Brien et al., 2007] на западе Карельского кратона произошло внедрение лампроитов. Несколько позже внутриплитная магматическая активность фиксируется уже только в Кольском кратоне, где установлены дайки долеритов с возрастами около 1170 млн. лет назад [Арзамасцев и др., 2009]. Однако имеются многочисленные данные о том, что в изотопных системах цирконов из расслоенных базитовых интрузивов с возрастом 2.43-2.45 млрд. лет, как в северо-западной части Карельского кратона (Лукулуйсваара, Ципринга), так и в его юго-восточной части (Бураковка), фиксируются нижние пересечения на U-Pb конкордиях около 1.2 млрд. лет [Amelin et al., 1995]. Такая же особенность U-Pb системы, фиксирующая ее нарушение около 1,2 млрд. лет назад, установлена и для цирконов из НТ гранулитов западной части кратона (Вок-Наволокский блок, [Самсонов и др., 2001]). Кроме того, Rb-Sr изотопная система иллитов-смектитов из рифейских песчаников Восточного Приладожья фиксирует установление равновесия 1225 млн. лет назад [Андреева и др., 2006]. Совокупность этих данных указывает на то, что термальное событие около 1.2 млрд. лет назад захватило весь кратон, и его литосфера испытывала плавление и метасоматоз на различных уровнях глубинности.

Природа этого события остается предметом дискуссий: его связывают с воздействием крупного плюма [Elming, Mattsson, 2001], долгоживущей горячей точкой [Söderlund et al., 2006] либо рассматривают как пассивный рифтинг вдоль протяженной области сочленения ВЕП с Лаврентией [Gorbatschev et al., 1987]. Эти дивергентные процессы привели к частичной фрагментации суперконтинента, сохранив, однако, пространственную близость ВЕП с Лаврентией, Амазонией и Сибирью [Condie, 2002].

Таким образом, время проявления лампроитового магматизма ВЕП синхронно финальным стадиям распада мезопротерозойского суперконтинента Колумбия.

Суперконтинент Родиния: неопротерозойские кимберлиты Восточной Финляндии (Куусамо, Каави, Куопио)

Гренвильская орогения (1.0-0.9 млрд. лет назад) сформировала неопротерозойский суперконтинент Родинию, в составе которого ВЕП в общем сохранила прежнюю (мезопротерозойскую) позицию относительно Лаврентии и Амазонии [Meert, Torsvik, 2003]. Гренвильские (свеконорвежские) орогенные комплексы известны только на крайнем западе ВЕП. В восточной части свеконорвежского орогена, в интервале 0,95-0,94 млрд. лет назад, формировался долеритовый дайковый рой Доларны, который, вероятно, фиксирует посторогенное растяжение [Bogdanova et al., 2008]. Неопротерозойский внутриплитный магматизм ВЕП маркировал пассивные окраины Балтики и был связан с распадом суперконтинента Родинии, инициированным масштабной плюмовой активностью ([Li et al., 2001] и др.). Проявления магматической активности, соответствующей раннему этапу распада Родинии (700-800 млн. лет назад) на ВЕП единичны. Датировка кимберлитовых проявлений Куусамо в Восточной Финляндии в 757±2 млн. лет, [O'Brien, Bradley, 2008]) может быть условно сопоставлена только со временем проявления лампрофиров Среднего Тимана (826 млн. лет, [Макеев и др., 2009]).

Около 670 млн. лет назад фиксируется резкий рост магматической активности.

Кимберлитовые проявления Каави и Куопио на западе Карельского кратона синхронизируются с формированием многочисленных крупных магматических провинций, в том числе и обширной неопротерозойской провинции щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма, охватывающей север ВЕП, север Канады и Скандинавии. Кимберлиты, связанные с этой провинцией, известны в пределах Востока Канады (проявления Торнгэтс, Отиш, 630-550 млн. лет) и Западной Гренландии (проявления Maniitsoq 564 млн. лет, Sarfartoq, около 600 млн. лет и др., [Jensen et al., 2002]). Кимберлитовые проявления сопровождаются развитием даек, силлов и покровов ультраосновных лампрофиров, иногда содержащих микроалмазы (550 млн. лет, [Digonnet et al., 2000]). В северо-восточной части Карельского кратона в этот период происходили излияния базальтов (670 млн. лет, [Носова и др., 2008]) и внедрение лампрофиров (570 млн. лет, [Щукин и др., 2002]).

Неопротерозойские крупные магматические провинции фиксируют формирование пассивных окраин в ходе распада суперконтинента Родинии [(Condie, 2003] и геотектоническое положение поздне-неопротерозойских проявлений кимберлитов Восточной Финляндии отвечает именно этому событию.

Суперконтинент Пангея: палеозойские кимберлиты Архангельской провинции

В течение первой половины палеозоя во время формирования суперконтинента Пангеи, развитие ВЕП характеризуется активными субдукционными и коллизионными событиями на ее окраинах. Северная часть ВЕП в девоне была окружена коллизионными зонами как на северо-западе, так и на северо-востоке. На западе каледонская коллизия Балтики и Лаврентии, в результате закрытия океана Япетус, происходила в период 430–390 млн. лет [Gee et al., 2008] и быстро (в раннем девоне) сменилась стадией растяжения (распада орогена), которая продолжалась до позднего девона [Rey et al., 1997]. Однако данные изотопного датирования высокобарного метаморфизма в северо-восточной Гренландии (Sm-Nd минеральные изохроны для эклогитов и U-Pb возраста цирконов из них) показывают, что коллизионные события продолжались до более позднего времени, в течение 410-360 млн. лет [Gilotti et al., 2003]. На востоке полное закрытие Палеоуральского океана и коллизия типа «континент-континент», когда в соприкосновение пришли Восточно-Европейская и Казахстанско-Киргизская континентальные плиты, произошло несколько позднее, в период 280–250 млн. лет назад. В позднем девоне им предшествовали активные субдукционные процессы, поглощавшие кору Палеоуральского океана и приводившие к аккреции островных дуг, в том числе и к восточной окраине ВЕП. В частности, аккреция Тагильской и Ирендыкской дуг к континенту предполагается [Мизенс, Свяжина, 2007] в эйфеле (390-380 млн. лет), а во второй половине франского века, около 370 млн. лет назад, имело место причленение Магнитогорской дуги к ВЕП [Матвеева и др., 2008].

В это время (410-362 млн. лет назад, [Арзамасцев и др., 2009; Downes et al., 2004]) на севере ВЕП формируется Кольская щелочная провинция, а также кимберлиты Архангельской провинции. Их причиной могло послужить событие плюмовой природы, инициированное массированным погружением слэбов вдоль северной и восточной (уральской) окраин ВЕП в ходе формирования суперконтинента Пангеи.

Заключение

Недавний геотектонический анализ кимберлитового магматизма Южной Африки [Jelsma et al., 2009] позволил показать, что кимберлиты в суперконтинентальном цикле появляются в геотектонических обстановках трех типов (по крайней мере, для циклов Родинии и Пангеи): а) рост суперконтинента; б) инициальный рифтинг, обозначающий начало распада суперконтинента; в) перестройки в движении литосферных плит на поздних стадиях распада

суперконтинента. В первом случае предполагается связь кимберлитового магматизма с процессами растяжения литосферы в ходе распада орогенов, во втором он ассоциирует с континентальными крупными магматическими провинциями, становление которых предшествует расколу континентальной литосферы, а в третьем – связан с реорганизацией (изменением направления и скорости движения) плит в ходе распада суперконтинента.

Рассмотренная нами геотектоническая позиция кимберлитов севера ВЕП в общем согласуется с приведенной выше схемой, разработанной на основе кимберлитов Южной Африки [Jelsma et al., 2009]. Для большинства докембрийских кимберлитов и лампроитов севера ВЕП реализуются случаи «б» и «в», т.е. они синхронны распаду суперконтинента.

Анализ геотектонической позиции кимберлитового и лампроитового магматизма севера ВЕП показывает, что их проявления приурочены к обстановкам, в которых доминируют процессы распада суперконтинентов.

Палеопротерозойские кимберлиты Кимозера формируются в составе крупной магматической провинции, непосредственно перед расколом континентальной массы. Мезопротерозойские лампроиты Костомукши–Кухмо-Лентииры синхронны прерванному, незавершенному рифтингу, поскольку раскола континентальной литосферы ВЕП за ним не последовало.

Неопротерозойские кимберлиты Куусамо маркируют самые ранние, инициальные стадии рифтинга восточной Родинии, а неопротерозойские кимберлиты Каави и Куопио формируются в ходе развития пассивной окраины океана Япетус.

Меньшая часть проявлений рассматриваемого магматизма соответствует случаю «а». На севере ВЕП проявился щелочно-ультрабазитовый магматизм, синхронный процессам объединения континентов: в самом конце протерозоя, в ходе формирования Колумбии (лампроиты и лампрофиры) и собственно кимберлитовый в девоне, в ходе формирования Пангеи. Кимберлитовые проявления последнего этапа содержат промышленные концентрации алмазов, в отличие от всех предшествующих докембрийских проявлений.

Выводы

Кимберлитовый магматизм в ходе распада суперконтинента может проявляться как на инициальных, так и на кульминационных и завершающих стадиях, (соответственно в обстановках инициального, прерванного рифтинга и перехода к началу спрединга), а также в ходе развития сформировавшейся при открытии океана пассивной окраины.

Все докембрийские кимберлиты и лампроиты севера ВЕП, сформированные в обстановке распада суперконтинентов, относятся к непромышленно-алмазоносным.

Экономически значимые концентрации алмазов содержат девонские кимберлиты, сформированные в принципиально иной геотектонической обстановке. На севере ВЕП продуктивным в отношении алмазных месторождений оказался кимберлитовый магматизм, синхронный процессам амальгамации суперконтинента.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 10-05-00901.

ВАРИАЦИИ ПАРАМАГНИТНЫХ МЕТОК ПО РАЗРЕЗУ УРЖУМСКОГО ЯРУСА

Нургалиева Н.Г., Габдрахманов Р.Р., Хасанова Н.М.

Казанский (Приволжский) Федеральный Университет, Казань, Россия
(nouria.nourgalieva@ksu.ru)

Введение

Уржумские отложения слагают верхнюю часть Биармийского отдела перми. Они вскрываются в ряде обнажений на р.р. Вятка, Волга, Кама и содержат литолого-стратиграфическую летопись многих интересных геологических процессов, связанных с движением фаций, изменением палеоклимата и т.п.

В настоящей работе представлены новые данные ЭПР-спектроскопии по одному из опорных волжских обнажений (разрез Черемушка), служащие для дальнейшего выявления региональных черт в обстановках осадконакопления в начале татарского века.

Литолого-стратиграфическая характеристика разреза Черемушка

Разрез уржумских отложений, вскрывающийся в овраге Черемушка, является опорным для всей обширной территории Среднего Поволжья [1].

В разрезе на неровной размытой поверхности светло-серых доломитов «переходной» пачки казанского яруса, снизу вверх залегают сулицкая и ишеевская свиты. Граница между сулицкой и ишеевской свитами проводится на биостратиграфической основе по подошве пачки «зеленых глин» по первому появлению неморских двустворок в уржумском ярусе оврага Черемушка [1].

Характеристика актуальных парамагнитных меток пород разреза Черемушки.

В настоящей работе выявлены следующие актуальные парамагнитные метки пород разреза Черемушка: ионы Mn^{2+} в карбонатах; ионы Fe^{3+} в карбонатах и терригенной части; ион-радикалы SO_2^-, SO_3^-, CO_3^{3-} в карбонатах; радиационные E' – центры, обусловленные терригенной и вулканогенной компонентой.

Ионы Mn^{2+} (23°C) в карбонатной породе. В истертом образце известняка в диапазоне магнитного поля 2850-3750 гс на частоте ν=9.2 ГГц наблюдается спектр ЭПР Mn^{2+} в кальците, состоящий из шести интенсивных линий сверхтонкой структуры (I=5/2) электронного спинового перехода (-1/2 →1/2). Этот спектр усложнен присутствием большого количества менее интенсивных линий остальных электронных и ядерных спиновых переходов.

В доломитах наблюдается более сложный спектр ЭПР Mn^{2+} за счет суперпозиции двух спектров Mn^{2+} в позициях Ca^{2+} и Mg^{2+} и большей анизотропии спектра Mn^{2+} в позиции Mg^{2+}. Мерой относительной заселенности позиций Ca^{2+} (I_2) и Mg^{2+} (I_1) примесными ионами Mn^{2+} в доломите является отношение $\alpha = 15 \cdot I_1 / I_2$.

Для измерения общей концентрации Mn^{2+} в карбонатной части породы использовалась первая слабополевая линия секстета сверхтонкой структуры I_{Mn}, поскольку в этой области наблюдаются только сигналы Mn^{2+} от кальцита и доломита и отсутствуют линии спектров от других парамагнитных центров. Измерение проводится по площади линий поглощения S_{Mn} (двойное интегрирование линии первой производной сигнала ЭПР) или по величине интенсивности I_{Mn}. Мерой концентрации ионов Mn^{2+} в карбонатной части является величина: $K_{Mn} = S_{Mn} / (P_{обр} \cdot S_{эт})$, где $P_{обр}$ -масса изучаемой навески горной породы, $S_{эт}$ -площадь линии поглощения ЭПР эталона (Cr^{3+} в Al_2O_3).

Ионы Fe^{3+} (23°C) в породе регистрируются в виде характерных линий спектра ионов Fe^{3+} в карбонатной части порошка в диапазоне 410-630 Гс для кальцита. В диапазоне 1300-1600 Гс

регистрируется Fe^{3+}в SiO_2 в терригенных породах.

Наличие сигнала ЭПР эталонного вещества Cr^{3+} в Al_2O_3 в слабополевой области магнитного поля позволяет оценивать концентрацию ионов железа. В качестве меры концентрации ионов Fe^{3+} в кальцитовой и доломитовой части породы выбрана величина (в относительных единицах): $K_{fe} = I_{fe}/ (P_{обр} \cdot I_{эт})$, где I_{Fe} - интенсивность ЭПР ионов Fe^{3+}, $P_{обр}$ - масса изучаемого порошка образца, $I_{эт}$ - интенсивность сигнала ЭПР эталонного вещества (Cr^{3+} в Al_2O_3).

Наряду со спектрами примесных ионов Mn^{2+}, Fe^{3+} в карбонатной части горной породы наблюдаются при комнатной температуре спектры ЭПР ион-радикалов - SO_2^-, SO_3^-, CO_3^{3-} - радикалы, изоэлектронные с SO_3^-. Эти спектры используются для оценки гидрохимического режима кристаллизации карбонатных отложений.

Одним из радиационных центров фиксирующих наличие в породе минералов группы кварца является E’ – центр (g=2.0005), обусловленный как терригенной, так и вулканогенной компонентной первичных осадочных толщ, приводящих к аномальному изменению спектров термоактивированных пород.

Вариации парамагнитных меток по разрезу

Сулицкая свита накапливалась преимущественно в условиях повышенной магнезиальности и солености в эвапоритовой обстановке (по высоким значениям α и сульфат-радикалов). Ишеевская свита накапливалась в условиях усиления влияния сноса терригенного материала (на это указывают E’ – центры в кварце, Fe^{3+} в кластике и карбонатах), при этом в бассейне сохраняется высокая соленость (сульфат - радикалы). Усиление влияния суши в ишеевское время подчеркивается повышением содержания Mn^{2+}.

Полученные результаты хорошо согласуются с данными по вариациям отношения Sr/Ba [1], увеличение которого указывает на повышение солености бассейна осадконакопления.

Сильно выраженный эвапоритовый режим в сулицкое время объясняет бедность палеонтологических остатков в соответствующих отложениях. Характерной особенностью является отсутствие остракод [1]. В ишеевское время этот режим ослаб, комплекс остракод насчитывает уже около 30 видов, относящихся к 6 родам [1].

Представленные данные подтверждают, что начало уржумского века характеризовалось значительной аридизацией климата востока Восточно-Европейской платформы. Этот процесс сопровождался локализацией реликтовых казанских морских бассейнов в раннеуржумское время и их слиянием в аномально соленый уржумский бассейн, отличавшийся небольшими глубинами и повышенной соленостью.

Полученные данные хорошо согласуются с вариациями изменений парамагнитных меток в уржумских отложениях, обнажающихся на р. Вятка [2], где установлены значения показателей Mn^{2+} и SO_3^- примерно одного порядка. Однако значения метки Mn^{2+} существенно меньше в уржумских отложениях, чем в верхнеказанских и, особенно, в татарских отложениях. Это указывает на то, что эвапоритовый режим в уржумское время был наиболее сильным по сравнению с концом казанского века и началом татарского времени. Однако следует отметить, что гидрохимический режим уржумского века более сходен с режимом казанского века, нежели с режимом татарской эпохи. В течение последнего интервала фактор привноса терригенного материала, который уже обозначался в ишеевское время (рис.1 – метки Mn^{2+}, Fe^{3+}), приобрел более мощное влияние на бассейн седиментации.

В целом, результаты ЭПР спектроскопии уржумских отложений по опорному разрезу Черемушки подтвердили последние представления о региональной литолого-геохимической эволюции территории Поволжья в течение уржумского века. Эта эволюция в основном сохранила тенденции казанского века

(действительно подтверждается обоснованность объединения казанского и уржумского ярусов в единый Биармийский отдел), но и начинает нести в себе (ишеевская свита) черты тенденций татарской эпохи. Более детальное изучение парамагнитных меток в перспективе позволит перейти к вопросам их связи с пирокластическими реперами (событийная стратиграфия) и систематикой цикличности.

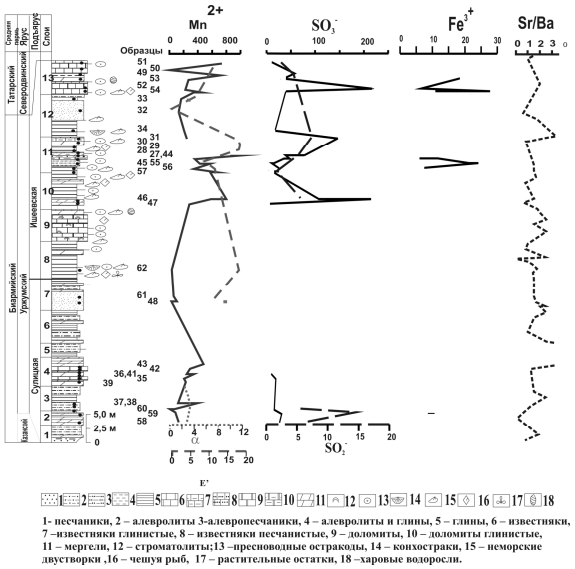


Рис. 1. Вариации парамагнитных меток по разрезу уржумских отложений(разрез Черемушка).

Литература

1. Геология Приказанского района. Путеводитель /Научн. ред. Шевелев А.И. – Казань: «Новое знание», 2007. - 208 с.
2. *Нургалиева Н.Г., Галеев А.А.* Исследование пород методом ЭПР /В кн.: Стратотипический разрез татарского яруса на реке Вятке. – М.: ГЕОС, 2001. С.56-68.

ГРАВИТАЦИОННАЯ ГЕОДИНАМИКА - НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Обухов А.Н., Обухова М.А.

ОАО «Газпром нефть», Москва, Россия (obukhov.an@gazprom-neft.ru)
ООО «ГеоПрайм», Москва, Россия (mobukhova@integra.ru)

Введение

Современная тектоника в качестве основной структурообразующей силы молчаливо предполагает движение плит. Однако ясно, что гравитация, заставляющая течь ледники, столь же эффективно работает и с верхней корой. Наличие в верхних оболочках Земли многочисленных реологических разделов (в глинах, солях, на границах формаций, фундамента, метаморфитов, офиолитов и т.п.) предопределяет массированное течение верхних зон коры. В конце концов, шарообразность планет порождена гравитацией, и весь лик их поверхности определяется перераспределением вещества под воздействием силы тяжести. А это значит, что формирование осадочных бассейнов не только седиментологически но и тектонически определяется гравитацией. Пониманию эволюции осадочных бассейнов способствовали масштабные сейсмические исследования, проводящиеся по всему миру в связи с поисками углеводородов, которые поставили такое количество новой информации, что возникла необходимость изменения основных принципов геологического анализа. Мы сейчас хорошо понимаем, что бассейн не чаша, а фрактально организованная клиноформа (мегаклиноформа). Стала ясной важная роль реологических свойств осадочных бассейнов: то, что наблюдалось в глубоких шахтах, теперь отображается и на сейсмопрофилях. Осадочные бассейны «текут», и хорошо прослеживается связь этого течения с флюидами. И, наконец, тектоника осадочных бассейнов вероятнее всего порождается этим гравитационным течением.

Гравитационная геодинамика

Геодинамические исследования лишь тогда могут быть вполне достоверными, когда они опираются на площадные сейсмические данные, покрывающие изучаемый регион таким образом, чтобы в поле анализа попадал весь деформируемый геоблок. В качестве теоретической модели предложена гравитационная геодинамика (Обухов, 1997) [8], которая представляет новый способ тектонической интерпретации эволюции осадочных бассейнов, основанный на реологическом течении верхних оболочек Земли под воздействием силы тяжести. При этом получается, что в истории нашей планеты преобладало региональное растяжение. Под воздействием гравитации пластины верхней части земной коры, осадочные бассейны и отдельные формации внутри них перемещаются по реологическим экранам с активным участием флюидодинамики в прилегающие рифтовые понижения. Планетарные зоны спрединга развиты не только в океанах, но и на преобладающих площадях континентов. Поверхность земной коры представляет собой пакеты чешуйчато расположенных пластин, непрерывно перемещающихся (но, разумеется, с разной скоростью, обычно изменяющейся от 1 до 5, реже 10 см./год) по реологическим разделам в сторону региональных понижений - океанических котловин и рифтовых поясов. В целом верхняя кора ведет себя как своеобразный "каменный ледник", сползающий по хрупко-вязкому и другим реологическим поверхностям внутри коры и осадочно-метаморфического слоя. Найти породы со структурами течения (флюидальной текстурой) можно практически везде, где древние породы выходят на поверхность. Значит, существует факт - верхняя хрупкая кора расположена на подвижном «полужидком» основании. Действительно такая физическая граница хорошо известна и называется она хрупко-вязким разделом (С.Н.Иванов,[4]) или верхним Конрадом

(Н.И.Павленкова, [9]). Эта граница во многом определяется геотермическим градиентом и зависит от состава пород как над, так и под ней и потому она принципиально неровная. Особенно значителен наклон этой скользкой поверхности на границах континентов. Далее все происходит автоматически. Ведь понятно, что хрупко-вязкий раздел сопровождается и разнообразными флюидными эффектами, потому его еще называют переходной гидродинамической зоной [9]. Таким образом, оказывается, что пластины верхней коры располагаются на наклонной скользкой, интенсивно насыщенной флюидами поверхности. В условиях обычного для Земли микросейсмического фона, мощных приливных и ротационных воздействий, “текучесть” верхней коры становится неизбежной.

Поскольку масштабы горизонтальных срывов верхних частей земной коры весьма значительны, столь же широко распространены и последствия массированного горизонтального срыва коровых пластин. Это толщи метаморфических образований с их характерной структурой течения. Таким образом, верхняя часть земной коры (12+/-5 км.) в масштабах геологического времени представляет собой полужидкую селевидную массу, легко устремляющуюся вниз по малейшему региональному уклону, перемещающую на себе, разрывающую и сминающую осадочные бассейны. У даление пластины осадочных пород толщиной 5-10 км означает, что вес коры здесь уменьшается на 10-20%, что компенсируется изостатическим поднятием. Таким образом, в тылу этого гигантского аллохтона обнажается и изостатически всплывает расчешуенное метаморфическое и/или кристаллическое основание и часто развивается гранитоидный магматизм, а в зонах срывов – базальтовые дайки и серпентинитовые меланжи, а в самом активном типе –офиолитовые пояса [8].

Гравитационная геодинамика – это прежде всего тектоника осадочных бассейнов. Характерной их особенностью является направленная миграция структурно-формационных комплексов внутри них, что составляет правило постоянства масштаба прогибания бассейна или постоянства суммарной мощности осадочного чехла [7]. Если прогибание бассейна закончится вхождением его ложа в зону хрупко-вязкого раздела (на глубине 12+/-5 км.) начинаются гравитационно-геодинамические явления, которые, в конце концов, приведут к инверсии бассейна, его разрыву и обязательно к смещению депоцентров осадконакопления . Поэтому в целом осадочные бассейны направленно перемещаются по поверхности планеты. Наиболее яркие примеры гравитационно-геодинамических явлений можно наблюдать на континентальной окраине (рис. 1).

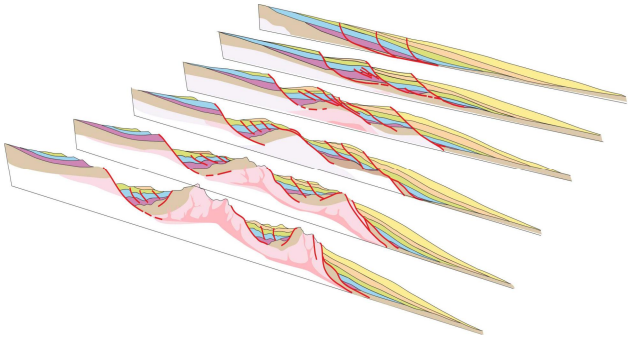


Рис. 1. Гравитационно-геодинамическая модель разрыва осадочных бассейнов.

Флюидодинамика является одним из важнейших факторов, определяющих масштабы гравитационно-геодинамических процессов, а также рудогенез и нефтегазообразование. Таким образом, тектоника и складчатость осадочных бассейнов порождается гравитационным течением. Рассмотрим это на примере.

Азово-Черноморский регион

Азово-Черноморский регион, центр которого приходится на Таманский полуостров, является ключом к пониманию причин формирования горных систем Крыма и Западного Кавказа. В его пределах располагается депоцентр кайнозойского (майкопского) прогибания. В этом районе сходятся Индоло-Кубанский, Сорокинский и Туапсинский прогибы, которые являются частями некогда единой огромной дельтовой и авандельтовой осадочной депрессии [6] , разорванной и расчлененной в ходе в основном позднеплиоцен-четвертичного импульса

горизонтальных гравитационно-геодинамических движений (рис.2). В целом вся южная окраина Восточно-Европейского кратона представляется зоной интенсивного растяжения, вызванного срывом и сползанием верхней коры и осадочного чехла в активную рифтовую зону, проходящую через глубоководные котловины Черного и южной части Каспийского морей.

Индоло-Кубанский и Черноморский осадочные бассейны вокруг этого орогена хорошо изучены современной сейсморазведкой [1,3,10,11,12], и вся геодинамика региона буквально записана в их чехле. В 2000-2010 гг. российские компании провели на глубоководной акватории масштабные геологоразведочные работы северо-востока Черного моря. Были проведены новые сейсмические работы 2D и 3D, магнитометрические, геохимические, инженерно-геологические исследования и полевые геологические исследования на прилегающей суше [1, 3, 11]. По результатам проведенного сейсмогеологического анализа основная структура Западного Кавказа – субширотная система листрических сбросов с юго-западным падением, рассеченная поперечными сбросо-сдвигами. Иными словами, **горная зона Западного Кавказа представляет собой древний континентальный склон** и обширную тектонически денудированную зону, с которой происходил гравитационный срыв неогенового чехла вследствие сползания, что хорошо видно по профилям через Туапсинский прогиб (Рис. 2,3).

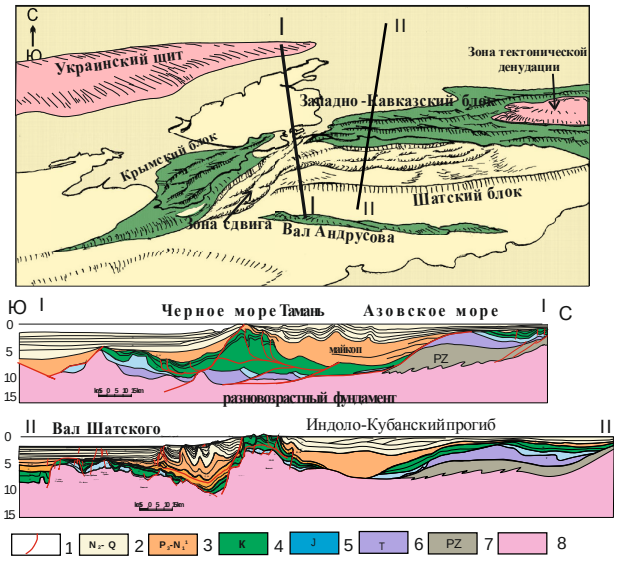


Рис. 2. Гравитационно-геодинамическая модель У сл. обозначения 1-разломы, 2-7 комплексы, 8-фундамент

Интенсивно растягивающееся дно Черного моря представлено самым молодым магматическим фундаментом. Масштаб горизонтальных растяжений в этом регионе таков, что все глубоководные котловины следует считать новообразованными в том смысле, что осадочные толщи в них залегают на послеэоценовом фундаменте, скорее всего вулканическом (типа Аджаро-Триалетской зоны).

В конце миоцена юг Восточно-Европейской платформы представлял собой пассивную окраину континента, на которой располагались крупные дельтовые и авандельтовые тела палеорек - предшественников Дуная, Днепра, Дона и Волги. Эти огромные осадочные линзы наложились на мезозойско-эоценовые структурно-формационные комплексы, и в тех зонах, где суммарная мощность осадочного чехла превысила предел его реологической устойчивости, начались гравитационно-геодинамические срывы сначала майкопской глинистой толщи (В.А.Вигинский, 1996) [2], а затем и более древних осадочных пластин. Реологически неустойчивые толщи известны в нижнем триас-юрском флишевом комплексе осадочного чехла, и вероятнее всего первые гравитационно-геодинамические подвижки в Крыму инициировались этой неустойчивой толщей. Верхнемеловые и палеоцен-эоценовые отложения в районе Западного Кавказа формируют мощную карбонатно-глинистую флишоидную толщу, определившую здесь развитие гравитационных срывов. Но главной причиной гравитационной геодинамики региона является олигоцен-миоценовый майкопский комплекс, сорванный с основания, дисгармоничный, нарушенный взбросо-надвигами и глинистыми диапирами [5, 2, 1].

Основной этап гравитационной геодинамики - плиоцен-квартер. В условиях почти катастрофического погружения дна Черного моря образовались значительные региональные уклоны на берегах, что инициировало здесь гравитационно-

геодинамические срывы и тектоническую денудацию мезозойских отложений Крыма и Западного Кавказа. Здесь срывы вероятнее всего происходили по разделам в основании осадочного чехла, а на Центральном Кавказе возможно и внутри фундамента. Тектоническая денудация обусловила общую квестовую форму рельефа горных сооружений и появление на поверхности мезозойских и более древних отложений. Важно отметить, что горная система Крыма и Кавказа - это зона растяжения, в пределах которой верхние слои коры и, прежде всего осадочный, разрываются, фрагменты отодвигаются друг от друга и между ними появляются древние выступы основания. Изостатическое поднятие тектонически денудированных зон и вызвало образование системы береговых хребтов. В море таким листрически подвернутым блоком является крупный вал Шатского. Следовательно, общая квестовая структура Крыма и Западного Кавказа обязана своим происхождением глобальной сети субширотных глубинных (затрагивающих и фундамент) листрических сбросов, по которым крупные пластины осадочного чехла под действием гравитации сползают в сторону котловины Черного моря (рис.3).

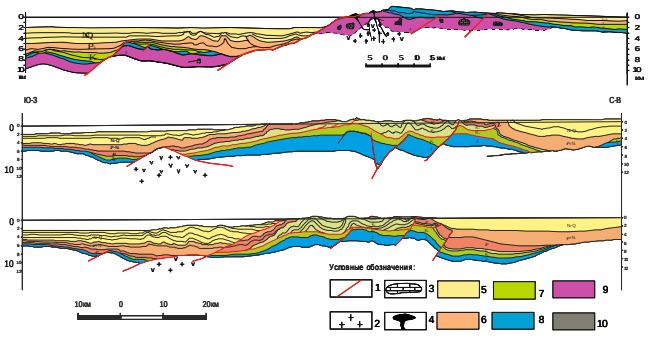


Рис. 3. Сейсмогеологические профили через Крым, Анапский выступ, Туапсинский район Усл. обозначения 1-разломы, 2-вулканиты, 5-10 комплексы, 8-фундамент

Весьма обычной представляется ситуация когда в наиболее погруженной зоне прогиба сначала появляется небольшое диапироподобное поднятие, которое постепенно разрастается в выступ, а затем частично или полностью разрывает осадочный чехол. Таков преобладающий тип выступов фундамента и в Черном море и, в частности, вал Андрусова. Майкопская глинистая толща являлась тем реологическим разделом, по которому происходили все основные перемещения надмайкопского осадочного чехла, поэтому ее основание – это крупнейшая зона срыва, имеющая весьма причудливую поверхность (вплоть до воздымания). Начинается она на Тимашевской ступени и подстилает весь майкопский бассейн [2]. Вся эта новая интерпретация определяет возможность существования под складчатым флишем Западного Кавказа полого залегающего структурного этажа, в котором могут быть открыты крупные месторождения углеводородов.

Заключение

Гравитационная геодинамика - это не просто обоснование возможности гигантских оползней, но признание главной роли гравитационного течения осадочных бассейнов и верхней коры в формировании основных структур Земли. Это крупная исследовательская программа, которая потребует новой интерпретации накопленного геолого-геофизического материала, - это новые закономерности, карты, прогнозы, открытия и, – новая геологическая парадигма.

Кавказ представляет собой систему субширотных блоков, подвернутых листрическими сбросами, с которых отдельными пластинами гравитационно сорван сначала олигоцен-миоценовый а в центральных частях гор и юрско-меловой чехол. Весь осадочно-метаморфический чехол этого региона существенно расслоен зонами субгоризонтальных срывов, которые тесно связаны и определяют флюидопотоки в верхней коре. Массированные горизонтальные перемещения пластин осадочных тел происходят по флюидной смазке и они же определяют масштаб и химизм проявления флюидопотоков на поверхности Земли и в осадочных бассейнах.

Основной стиль геодинамики Азово-Черноморского региона - региональное растяжение с листрическими сбросами, падающими в сторону глубоководных котловин. Кайнозойский структурный этаж гра-

витационно сползает в южном направлении и гидродинамический стресс (миграционный поток) заканчивается в районе вала Шатского.

Во всей северной бортовой зоне Альпийско-Гималайского рифтового пояса под верхними складчатыми формациями могут быть обнаружены пологие структуры преимущественно карбонатного рифтового доэоценового комплекса. Поэтому в горах Северо-Западного Кавказа в прилегающей акватории Черного моря под складчатым верхним чехлом могут быть открыты крупные месторождения углеводородов в глубоких горизонтах.

В целом, геодинамическая ситуация в Средиземном, Черном и Каспийском морях являет собой пример интенсивного рифтового растяжения, сопровождаемого срывом верхней коры с основания, и расширением площадей выходов древних чешуйчато расслоенных метаморфических комплексов фундамента.

Таким образом, окраины континентов и рифтовых зон, на которых развиваются осадочные бассейны, являются ареной мощных гравитационно-геодинамических явлений, определяющих перемещение осадочных бассейнов по поверхности планеты, появление обширных гранитоидных выступов (щитов) и определяющих концентрацию месторождений углеводородов. Самым нетривиальным выводом является то, что планетарные горные системы порождены растяжением, а их подъем вызывается изостатическими силами. Таким образом, может оказаться, что и гигантские горные системы Земли являются планетарными зонами растяжения, а Альпийско-Гималайский пояс, Анды и Кордильеры в недавнем прошлом были просто выступами на континентальных склонах.

Литература

1. *Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н.* Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона.. Научный мир, Москва,. 2007. 172 с.
2. *Вигинский В.А.* Тектонофациальный анализ северо-восточного (российского) сектора Черного моря. Тектоника и геодинамика. Т. 1. М., ГЕОС, 1998. С. 96-98.
3. *Гайдук В.В., Галактионов Н.М., Губарев М.В., Прошляков С.Л. (ООО «НК «Роснефть» - НТЦ»), Митюков А.В., Мясоедов Н.К. (ООО «Роснефть-Шельф-Юг»).* Методика прогноза коллекторов Туапсинского прогиба (Черное море). Нефтяное хозяйство, 2008, №6, с.30-39
4. *Иванов С.Н.* О реологических моделях земной коры; критическое рассмотрение. ИгиГ УрО РАН, Екатеринбург, 1998 г. 40 с.
5. *Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А.* Туапсинский прогиб – впадина с автономной складчатостью. // Геотектоника, №5, 1998. С. 76-85.
6. *Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабашкин Е.Ю. и др.* Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона. “Вестник МГУ”, сер.4 Геология, №3, 1997.
7. *Обухов А.Н.* Эволюция межгорных впадин Центрально-Азиатского орогенного пояса. Изд. “Наука”. М., 1990, 88 с.
8. *Обухов А.Н.* Гравитационная геодинамика нефтегазоносных бассейнов подвижных зон земной коры. Автореф. дисс. на соиск. уч.степ. докт. геол.-мин. наук, ИГиРГИ. М., 1997. 52 с.
9. *Павленкова Н.И.* Структура земной коры глубоких осадочных бассейнов по сейсмическим данным //Изв.АН СССР. Физика Земли. 1988, N 4. С. 72-82.
10. *Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев Е.М.* Тек-тоника мезокайнозойских отложений Чер-номорской впадины. М., Недра, 1985, 215 с.
11. *Nikishin A.M., Mityukov A.V., Myasoedov N.K., Almendinge O.A., Ershov A.V., Korotaev M.V.* Geological Structure and HC systems of Eastern Black Sea. AAPG European Region Annual Conference, Paris-Malmaison, France, 23-24 November 2009.
12. *Robinson A.G., ed.,* Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68, p.380

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТОНОСНЫХ РУДНЫХ И ГАЗОНЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Озерова Н.А.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия (o-zero-v@mail.ru)

Многолетние исследования по геологии и геохимии ртути (Hg) привели к заключению, что основное поступление Hg при формировании рудных и газонефтяных месторождений происходит по механизму дегазации, когда Hg в потоке флюидов поступает из мантии Земли по зонам глубинных разломов и обеспечивает ртутью различные природные образования, а также ртутные аномалии в подвижных поясах Земли [3, 4]. Процессы ртутной дегазации могут быть в одних случаях сопряжены с магматическими и вулканологическими процессами, но это связи чисто структурные, они свидетельствуют о единстве путей миграции в периоды активизации глубинных разломов. В других случаях процессы ртутной дегазации могут проявляться вне связи с магматическими процессами.

При исследовании геохимии Hg сначала была установлена ртутоносность ряда рудных месторождений различного состава и определена их приуроченность к глубинным разломам мантийного заложения. Таковы, к примеру, Уральская колчеданоносная провинция и Вардарская металлогеническая провинция с полиметаллическим, сурьмяным, сурьмяно-мышьяковым и мышьяково-талиевым оруденением (Сербия), контролируемые зонами глубинных разломов, по которым поступали Hg-содержащие флюиды.

Сравнительно недавно, около 50 лет назад, были обнаружены Hg-содержащие газовые и газонефтяные месторождения, которые так же, как и рудные, были приурочены к зонам глубинных разломов. Нами наиболее детально исследовалась **ртутоносность линеамента Карпинского** [3]. Эта структура изучалась многими исследователями: Е.Е. Милановским [2], В.Е. Хаиным [6], Б.С. Пановым и др. Она представляет собой тектонически активную зону земной коры, протягивающуюся на тысячи км. Системы продольных разломов линеамента пересекают всю земную кору и уходят в верхнюю мантию на глубины не менее 200 км. На всем протяжении этой структуры, в участках пересечения с крупными поперечными разломами, расположены газовые и газонефтяные месторождения с повышенными содержаниями Hg. Здесь также известны Hg-содержащие рудные месторождения.

Наиболее впечатляюща западная часть линеамента Карпинского, где в узлах пересечения разломов линеамента Карпинского с поперечными разломами мантийного заложения (судя по геотраверсу TS-1) расположены газовые месторождения с весьма высокими концентрациями Hg (до пределов насыщения в месторождении Зальцведель-Пекензен) и запасами Hg до 3 тыс. т. Ртуть в ряде этих месторождений попутно извлекается.

Появление Hg в газах рассматривается как следствие ртутной дегазации Земли – углеводородная ветвь ртутной дегазации. Современное ее проявление хорошо иллюстрируется по измерениям Hg в приземной атмосфере по поперечным региональным профилям через Днепрово-Донецкую впадину, в Предкавказье и на Мангышлаке. Установлены атмохимические ореолы Hg в приземной атмосфере, где максимальные концентрации Hg четко приурочены к зонам глубинных разломов мантийного заложения.

Кроме Hg-содержащих газовых месторождений в западной части линеамента Карпинского известны рудные месторождения с высокими концентрациями Hg и запасами, позволившими попутно извлекать Hg на металлургических заводах: медно-серебряное месторождение Гортдрам в Ирландии и колчеданное Раммельсберг в

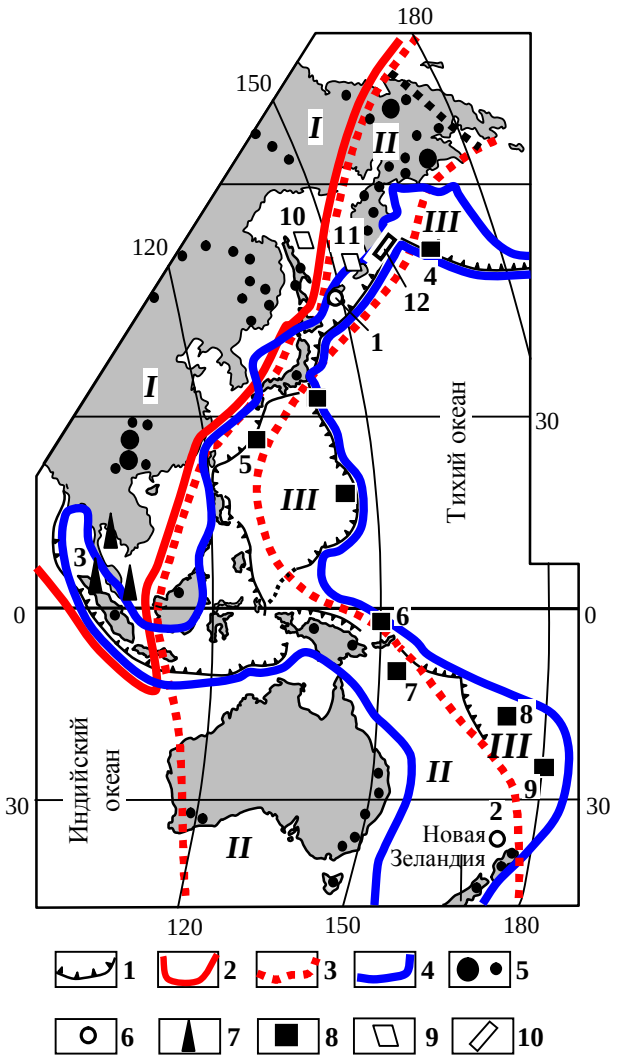


Рис. 1. Западно-Тихоокеанская транзиталь

1 – зона субдукции; 2 и 3 – границы ртутных поясов: 2 – Центрально-Азиатского (I) и 3 – Тихоокеанского (II); 4 – граница Западно-Тихоокеанской транзитали (III); 5 – собственно киноварные и киноварно-золотые месторождения; 6 – современные ртутные объекты (1 – вулкан Менделеева, 2 – донное проявление самородной Hg); 7 – Hg-содержащие газоконденсатные месторождения (3 – Арун); 8 – Hg-содержащие глубоководные сульфидные постройки (4 – подводный вулкан Пийпа, 5 – Окинава, 6 – Манус, 7 – Вудларк, 8 – Северо-Фиджийская котловина, 9 – Лау, 10 – впадина Дерюгина); 9 – район надводных атмохимических и донных литохимических ореолов Hg (11 – Парамуширский газогидрадный источник); 10 – район надводных атмохимических ореолов Hg (12 – восточнее побережья Камчатки)

Германии. Эта часть линеамента Карпинского выделена нами как представитель нового типа ртутнорудных поясов (по Hg-содержащим рудным, газовым и газонефтяным месторождениям).

В последние годы нами получен материал по ртутоносности океанических новообразований по трем регионам: Срединно-Атлантическому хребту, Восточно-Тихоокеанскому поднятию и Западно-Тихоокеанской транзитали, свидетельствующий о ртутной дегазации в океане [5]. Совокупное рассмотрение ртутоносности океанических и континентальных структур позволяет обсудить сопряженность Hg-содержащих природных объектов по единым зонам глубинных разломов океан-континент. Проиллюстрируем это на двух примерах: Западно-Тихоокеанской транзитали (ЗТТ) и Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) с привлечением материала по Срединно-Атлантическому хребту (САХ).

Западно-Тихоокеанская транзиталь относится к активным зонам и представляет переходную зону океан-континент. Она была предложена Л.И. Красным (рис. 1, рисовка С.И. Андреева). Среди сульфидных образований исследовались две группы объектов: 1 – Вудларк, Манус, Лау, подводный вулкан Пийпа, расположенные в тыловодужных структурах рифтовых зон в океане, и 2 – современные проявления рудной минерализации и колчеданные месторождения в пределах островных дуг. Содержания Hg в обоих группах объектов весьма повышены (табл. 1 и 2). Наиболее высокая ртутоносность в океанических рудах по масштабам проявления

Таблица 1. **Сопоставление содержаний ртути в донных сульфидсодержащих новообразованиях Западно-Тихоокеанской транзитали и Срединно-Атлантического хребта**

Сульфидсодержащие постройки	Содержание ртути, %
Западно-Тихоокеанская транзиталь	
Вудларк	
сульфидсодержащие опал-баритовые новообразования	$3\cdot10^{-3}$–$3{,}5\cdot10^{-2}$
сфалерит	0,1
пирит	$1\cdot10^{-2}$
железо-марганцевые гидро-окислы	$2\cdot10^{-6}$–$1{,}2\cdot10^{-4}$
Манус	$1{,}5\cdot10^{-5}$–$7{,}5\cdot10^{-4}$
Лау	$6\cdot10^{-6}$–$2\cdot10^{-3}$
Подводный вулкан Пийпа	
сульфидсодержащие новообразования	$4\cdot10^{-6}$–$n\cdot10^{-2}$
пирит	0,1–1,0
Срединно-Атлантический хребет	
Брокен Спур	$1{,}4\cdot10^{-5}$–$1{,}2\cdot10^{-3}$
Таг: Активный Холм, Мир	$5\cdot10^{-6}$–$1\cdot10^{-3}$
Снейк Пит	$(1–7{,}5)\cdot10^{-5}$
Рэйнбоу	$(1–9)\cdot10^{-5}$
Логачев-1	$5\cdot10^{-6}$–$4\cdot10^{-5}$
Логачев-2	$2{,}8\cdot10^{-5}$–$2{,}2\cdot10^{-4}$

Таблица 2. **Содержания ртути в рудных минералах из месторождений и проявлений Западно-Тихоокеанской транзитали (Курильские и Японские острова и восточная Камчатка)**

Местонахождение	Руды и минералы	Содержание ртути,%
Современные проявления рудной минерализации		
Остров Кунашир		
Вулкан Менделеева		
Северо-Восточное фумарольное поле	пирит марказит сера	$1,4•10^{-4}$–$7,2•10^{-2}$ $2,8•10^{-4}$ $(2-6)•10^{-4}$
Северо-Западное фумарольное поле	сера	$2•10^{-5}$-$2•10^{-4}$
Вулкан Головнина, кальдера	пирит сера	$4•10^{-5}$–$4•10^{-3}$ $1•10^{-5}$–$7,5•10^{-4}$
Третьяковские термальные источники	пирит	$1,2•10^{-4}$
Остров Парамушир		
Вулкан Эбеко		
Верхний кратер	сера	$(1,5-2)•10^{-5}$
Фумаролы Ревущие	сера	$1•10^{-5}$
Серная баба	сера	$1•10^{-5}$–$6•10^{-4}$
Вулкан Вернадского, кальдера, "Серное кольцо"	аурипигмент пирит	$2•10^{-3}$ $8,2•10^{-5}$–$5,8•10^{-4}$
Остров Итуруп		
Вулкан Буревестник	молибденит	$(2-3)•10^{-4}$
Рудопроявление Новый	молибденит	$4•10^{-4}$
Восточная Камчатка		
Кальдера Узон		
Восточное термальное поле	реальгар аурипигмент пирит	$1,9•10^{-3}$–0,1 $2•10^{-3}$ $1,2•10^{-2}$–0,1
Район Фумарольного озера	пирит	$(1–1,5)•10^{-2}$
Серные бугры	сера	0,1–0,13
Вулкан Большой Семячик, Черный котел, дно	пирит	$(1,2–7,5)•10^{-4}$
Колчеданные месторождения		
Остров Кунашир		
Валентиновское	пирит-сфалеритовая руда сфалерит халькопирит пирит	$4•10^{-4}$–$5•10^{-3}$ $2,5•10^{-5}$–$5,5•10^{-3}$ $(2,2–4,2)•10^{-5}$ $8,0•10^{-6}$- $1,2•10^{-3}$
Остров Хонсю		
Матсуо	пирит	$3,0•10^{-3}$
Фурутобе	сфалерит пирит	$4,0•10^{-3}$–$1,0•10^{-2}$ $3,0•10^{-5}$
Учинотаи	сфалерит	$1,5•10^{-3}$
Ханаока	сфалерит халькопирит пирит	$8,0•10^{-5}$ $1,7•10^{-5}$ $(1,4-7,0)•10^{-5}$

установлена в постройке Вудларк. Концентрации Hg близки бортовым и средним содержаниям на некоторых ртутных месторождениях, а из руд подобного состава на континенте производится попутное извлечение Hg (медно-цинковые месторождения Виханти и Пихасалме в Финляндии).

Анализ глубинных рудогенерирующих структур, поставляющих Hg-содержащие флюиды, предпринятый С.И. Андреевым на примере ЗТТ [1, 5], и сейсмотомографические исследования, выполненные в районе котловины Северо-Фиджийского моря (Колобов и др., 2003), позволяют предположить наличие мощного глубинного энергетического потока, поднимающегося

из мантии с глубин в несколько сотен км, с которым, по-видимому, связаны Hg-содержащие флюиды.

При сопоставлении ртутоносности донных сульфидных образований в ЗТТ и в срединно-океанических хребтах (на примере САХ) четко вырисовывается более высокий уровень содержаний Hg в ЗТТ (см. табл. 1), что хорошо согласуется с глубиной заложения разломов. Разломы, оконтуривающие с запада Тихий океан (ЗТТ), имеют значительно большую глубину заложения, чем САХ.

Минералого-геохимические данные по ЗТТ позволяют полагать, что ртутоносность объектов обязана процессам ртутной дегазации: это проявления самородной Hg в океанических и континентальных условиях, повышенные содержания Hg в сольфатарной сере и включения в ней киновари на вулканах Курильских островов и восточной Камчатки, заметная концентрация Hg во флюиде (судя по конденсатам пара и газовой составляющей на вулканах Мутновский, Менделеева, Кудрявый, Узон), проявления эманационных ртутно-углеводородных месторождений в Сиамском бассейне и т.д.

Восточно-Тихоокеанское поднятие и его продолжение на север: разлом Сан-Андреас и срединно-океанические хребты (рис. 2). Соотношение разлома Сан-Андреас с ВТП обсуждается в работах ряда ученых. По мнению Т. Уилсона, разлом Сан-Андреас связывает расчлененные сегменты хребта в Калифорнийском заливе со срединно-океаническими хребтами на севере. В пределах зоны этого разлома находятся ртутные месторождения: Нью-Альмаден, Нью-Идрия, характеризующиеся широким развитием углеводородов. Здесь же известны Hg-содержащие термальные источники, где в настоящее время формируется ртутная минерализация: Стимбот-Спрингс и Сульфер-Бэнк, где газовая фаза существенно обогащена Hg. Южнее ртутных месторождений в пределах зоны разломов Сан-Андреас расположено газонефтяное месторождение Кимрик с чрезвычайно высокими концентрациями Hg в нефтях и углеводородных газах. Запасы Hg на месторождении порядка 1 тыс. т.

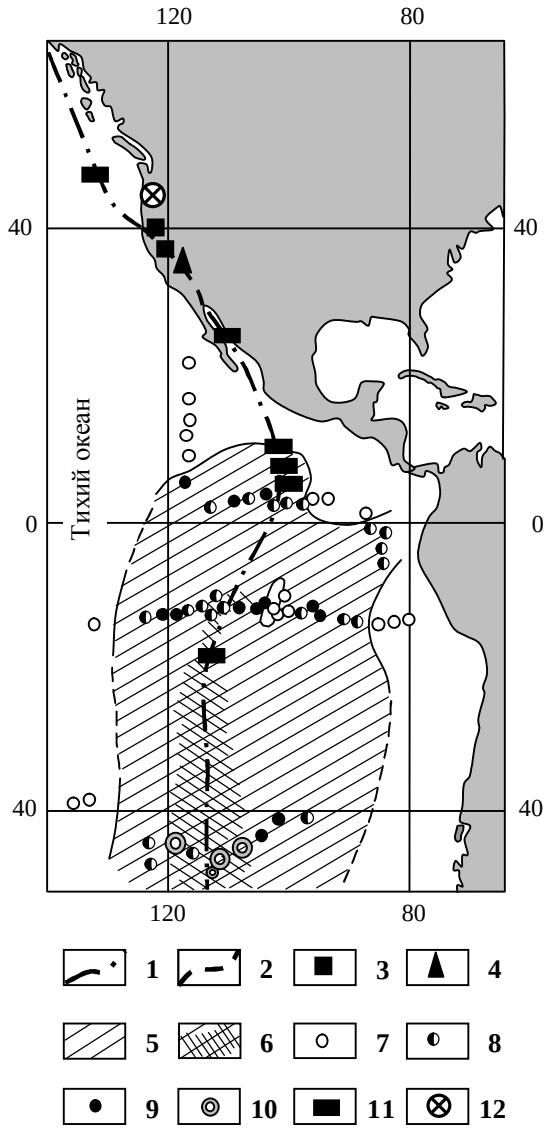


Рис. 2. Восточно-Тихоокеанское поднятие и тектоническая зона Сан-Андреас

1 – осевая зона ВТП; 2 – разлом Сан-Андреас (на континенте); 3 – киноварные месторождения Калифорнии; 4 – Hg-содержащее газонефтяное месторождение Цимрик; 5, 6 – области ВТП с содержанием Hg в донных осадках (в %): 5 – $2\cdot10^{-6}$–$2\cdot10^{-5}$; 6 – более $2\cdot10^{-5}$; 7–10 – точки отбора проб с содержанием Hg (в %): 7 – менее $2\cdot10^{-6}$, 8 – $2\cdot10^{-6}$ – $1\cdot10^{-5}$; 9 – $1\cdot10^{-5}$-$2\cdot10^{-5}$, 10 – более $2\cdot10^{-5}$; 11 – Hg-содержащие сульфидные постройки; 12 – вулкан Сент-Хеленс

В годы «ртутного бума» – 60-ые годы прошлого столетия месторождение эксплуатировалось как собственно ртутный объект. Геолого-структурная позиция ртутных и Hg-содержащего нефтяного месторождений и данные по изотопному составу углерода, кислорода и водорода позволяют полагать, что Hg в составе флюидов и гидротерм поступает из глубин Земли по зоне глубинного разлома Сан-Андреас, а углеводороды поступают в зону

этого разлома с нефтяными водами из нефтегазоносного бассейна Great Valley, расположенного к востоку от ртутного пояса Калифорнии. И наконец, в северной части региона, в районе зоны разломов Сан-Андреас находится вулкан Сент-Хеленс, в эруптивной туче которого во время извержения вулкана в 1980 г. обнаружены весьма повышенные содержания Hg в газовой составляющей – до $1{,}8 \cdot 10^{-6}$ г/м^3.

В океанической части этой планетарной структуры нами установлены повышенные содержания Hg в сульфидных постройках на дне океана – до $1 \cdot 10^{-3}$ % в постройке Хуан де Фука. Кроме того, следует указать, что K. Bostrőm и D.E. Fisher (1969) выявили в южной части ВТП обширный ареал Hg в донных осадках, а Cox и McMarty (1981) обнаружили повышенные содержания Hg в колонках скважин, что хорошо коррелирует с наличием высокого теплового потока в этом регионе. В пределах ртутного ареала в донных осадках установле «мантийный» гелий. Приведенные материалы позволяют полагать, что по всей этой сложной структуре океан-континент: Восточно-Тихоокеанское поднятие – разлом Сан-Андреас – срединные океанические хребты на севере проявляются процессы ртутной дегазации Земли.

При сопоставлении поступления и отложения Hg в сульфидных постройках ВТП и САХ (табл. 3) следует отметить, что в целом ВТП опережает САХ. Эти данные хорошо согласуются со скоростями спрединга: в ВТП она существенно больше, чем в САХ. Можно полагать, что благодаря этому обстоятельству в ВТП осуществляется более энергичное поступление Hg-содержащих флюидов из глубин Земли. Но такое заключение требует дальнейшего подтверждения фактическим материалом.

Выявленная в процессе исследований интересная закономерность о приуроченности рудных и газонефтяных месторождений с повышенными концентрациями Hg к единым тектоническим структурам мантийного заложения позволила предложить новое направление в металлогении Hg – нафтометаллогению Hg. Установлен новый генетический тип ртутных месторождений – ртутно-углеводородный, общим для которых является локализация в узлах пересечения глубинных разломов и приуроченность к ртутным поясам; благодаря высоким концентрациям Hg в газах и нефтях на этих месторождениях обычно производится попутное извлечение Hg. Выделены ртуторудные пояса нового типа – по Hg-содержащим месторождениям различного вещественного состава (рудным и газонефтяным), которые приурочены к линеаментным структурам планетарного масштаба. Примерами являются ртуторудные пояса западной части линеамента Карпинского и Паннонско-Волынского линеамента. Подобные структуры являются основой для регионального прогнозирования ртутоносности рудных и газонефтяных месторождений. Такой прогноз был осуществлен для месторождений Опошня в Днепрово-Донецкой впадине и Астраханское в Прикаспийской впадине.

Таблица 3. **Интенсивность поступления и отложения ртути в СОХ с различной скоростью спрединга**

Поступление ртути	**ВТП (быстро-спрединговая структура), т**	**САХ (низко-спрединговая структура), т**
Количество ртути, отложившейся в сульфидных постройках (из расчета 5% от общего количества ртути, поступившей с флюидом)	**13-25**	**3-5**
Общее количество ртути, поступившей с рудоносным флюидом в океан (100 %)	**250-500**	**50-100**

Литература

1. Геодинамика и рудогенез Мирового Океана. Главный редактор С.И. Андреев. СПб.: Вниокеангеология, 1999, 208 с.
2. *Е.Е. Милановский*. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 277 с.
3. *Н.А Озерова*. Ртуть и эндогенное рудообразование М.: Наука, 1986. 232 с.
4. *Н.А Озерова*. Ртутная дегазация Земли // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении. Труды XXI Международной научной конференции. М.: Макс Пресс. 2010. Т. 2. С. 373-395.
5. *Н.А. Озерова, С.И. Андреев*. Ртуть в гидротермальных образованиях Океана // Геология морей и океанов. Т. 2. М.: 2009.
6. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра. 1977. 360 с.

МЕХАНИКО-МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ, АСТЕНОСФЕРЫ И ПОДАСТЕНОСФЕРНОЙ МАНТИИ

Осипова Е.Б.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток, Россия (osipov@poi.dvo.ru)

Современные геофизические модели Земли PEM (Parametric Earth Model) представляют собой обобщение количественных сведений о строении Земли [4]. Эти модели отражают существование аномальных масс – различия в строении коры и верхней мантии океанических и континентальных регионов, локализованных до глубины 420 км. В общей трехмерной постановке в рамках линеаризованной теории упругой устойчивости и теории конечных деформаций [1,3] исследована устойчивость равновесия трехслойной сжимаемой упругой Земли при основном радиально-симметричном состоянии. Полученные результаты применены к анализу тектонических последствий сил гравитации и внутреннего давления на границе локализации аномальных масс Земли, представленной литосферой, астеносферой и подастеносферной мантией.

Решение получено в сферической системе координат O_{rjq} в физических составляющих компонент тензора деформаций Грина $e_{(ij)}$, несимметричного тензора напряжений Кирхгофа $t_{(ij)}$, физических составляющих вектора перемещений u_k, параметра удлинения l_k в направлении координатных k-линий. В возмущенном состоянии линеаризованное уравнение устойчивости равновесия для произвольной формы потенциала каждого слоя шара преобразуется к виду:

$$\begin{cases} A_1\dfrac{\partial d}{\partial r}+A_2 d+\left[A_3\left(\nabla^2+2\right)+gw^2 r\right]u_1+A_4\dfrac{\partial u_1}{\partial r}+A_5\dfrac{\partial^2 u_1}{\partial r^2}=0 \\ \nabla^2 d+K_1\dfrac{\partial^2 d}{\partial r^2}+K_2\dfrac{\partial d}{\partial r}+K_3 d+\left[K_4\left(\nabla^2+2\right)+K_5\right]u_1+ \\ \left[K_6\left(\nabla^2+3\right)+K_7\right]\dfrac{\partial u_1}{\partial r}+K_8\dfrac{\partial^2 u_1}{\partial r^2}+K_9\dfrac{\partial^3 u_1}{\partial r^3}=0 \\ \nabla^2 c+L_1\dfrac{\partial^2 c}{\partial r^2}+L_2\dfrac{\partial c}{\partial r}+L_3 c=0 \end{cases} \quad (1)$$

Линеаризованная система (1) является системой уравнений в частных производных относительно переменных, определяющих для каждого слоя радиальное перемещение точки u_1, результирующую по главным направлениям деформацию точки d/r, перемещение поворота вокруг точки c. Имеем в развернутом виде:

$$d=r\cdot\frac{\partial u_1}{\partial r}+\frac{\partial u_2}{\partial j}+2\cdot u_1+\frac{1}{\sin j}\cdot\frac{\partial u_3}{\partial q}+u_2\operatorname{ctg} j\ ,$$

$$c=\frac{1}{2}\cdot\left(\frac{\partial u_3}{\partial j}+u_3\cdot\operatorname{ctg} j+\frac{1}{\sin j}\cdot\frac{\partial u_2}{\partial q}\right) \quad (2)$$

Система (1), рассмотренная для каждого слоя шара, позволяет найти решение с точностью до постоянных. Конкретизация выбора постоянных величин в выражениях u_1, d, c решается присоединением граничных условий, соответствующих возмущенному состоянию устойчивости равновесия, при этом полагаем, что изменение интенсивности давления $\tilde{p}$ в момент потери устойчивости не происходит. Имеем:

$$\begin{cases} t^{(3)}_{(11)}=t^{(3)}_{(12)}=t^{(3)}_{(13)}\Big|_{r=r_4}=0; \\ t^{(3)}_{(11)}=t^{(2)}_{(11)}\Big|_{r=r_3},\quad u^{(3)}_1=u^{(2)}_1\Big|_{r=r_3}, \\ t^{(3)}_{(12)}=t^{(2)}_{(12)}=t^{(3)}_{(13)}=t^{(2)}_{(13)}\Big|_{r=r_3}=0; \\ t^{(2)}_{(11)}=t^{(1)}_{(11)}\Big|_{r=r_2},\quad u^{(2)}_1=u^{(1)}_1\Big|_{r=r_2}, \\ t^{(2)}_{(12)}=t^{(1)}_{(12)}=t^{(2)}_{(13)}=t^{(1)}_{(13)}\Big|_{r=r_2}=0; \\ t^{(1)}_{(11)}=-\tilde{p}\cdot l^{(1)0}\cdot\left(e^{(1)}_{(22)}+e^{(1)}_{(33)}\right)\Big|_{r=r_1}, \end{cases} \quad (3)$$

$$t^{(1)}_{(12)} = t^{(1)}_{(13)}\Big|_{r=r_1} = 0.$$

Используя выражение оператора Бельтрами [1]:

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial j^2} + \mathrm{ctg}\, j \cdot \frac{\partial}{\partial j} + \frac{1}{\sin^2 j} \cdot \frac{\partial^2}{\partial q^2} \quad (4)$$

решение системы (1) определяем методом разделения переменных в виде:

$$u_1 = \sum_{m=0}^{\infty} u_{10m}(r) \cdot M_m(a) \cdot \cos mq\ ,\ a = \cos j\ ;$$

$$d = \sum_{m=0}^{\infty} d_{0m}(r) \cdot M_m(a) \cdot \cos mq\ , \quad (5)$$

$$c = \sum_{m=0}^{\infty} c_{0m}(r) \cdot M_m(a) \cdot \sin mq\ .$$

Непосредственная подстановка выражений (5) в систему (1) дает для каждого из уравнений два уравнения. Одно из них, одинаковое для всех уравнений системы имеет вид:

$$\frac{d}{da}\left(1-a^2\right)\frac{dM(a)}{da} + \left[n(n+1) - \frac{m^2}{1-a^2}\right]M(a) = 0 \quad (6)$$

и имеет решением присоединенные функции Лежандра $P_n^m(a)$, первого рода степени n и порядка m, $n \le m$; n и m – параметры волнообразования. Каждое второе уравнение, получающееся в результате разделения переменных в системе (1), является линейным дифференциальным уравнением относительно коэффициентов разложения (5), зависящих только от координаты r, и решается методом Фробениуса. Соответствующие преобразования в граничных условиях позволяют также разделить переменные. Конкретизация закона состояния в виде закона Мурнагана [1] в обстановке моделей РЕМ [4] позволяет проанализировать возмущенное состояние всего шара и взаимодействие сил гравитации и внутреннего следящего давления. Изменение параметров отражает общую картину устойчивости (неустойчивости) основного состояния равновесия, позволяет исследовать различные формы потери устойчивости и конкретизировать зоны утонения, направления максимальных и минимальных перемещений поворотов, результирующего напряженно-деформированного состояния трехслойного шара под действием внутреннего давления.

Численно-графический анализ выполнен для модели РЕМ-А [4] в интервале 5951 км ≤ r ≤ 6371 км, в котором выделены три слоя с выраженными физико-механическими свойствами. Верхний слой – литосфера мощностью h_3 = 80 км при 6291 км ≤r≤6371 км, средний слой – астеносфера мощностью h_2 = 140 км при 6151 км ≤ r ≤ 6291 км, нижний слой – подастеносферная мантия мощностью h_1 = 200 км при 5951 км ≤ r ≤ 6151 км, $H = h_1 + h_2 + h_3$ = 420 км, R_0 = 6371 км. Для расчетов ограничимся основной частью потенциала Мурнагана [1] в виде:

$$\overset{(i)}{\Psi} = \frac{\overset{(i)}{l}}{2} \cdot \overset{(i)}{A_1}^2 + \overset{(i)}{m} \cdot \overset{(i)}{A_2}\ . \quad (7)$$

В соответствии с данными модели РЕМ-А [4] используем в расчетах средние значения упругих постоянных $\overset{(i)}{l}$, коэффициентов жесткости $\overset{(i)}{m}$, плотностей $\overset{(i)}{r^*}$ для слоев шара (табл.1). Трехслойный шар находится под действием внутреннего давления $\tilde{p}$ = 15.98 ГПа.

Таблица 1. Средние значения упругих постоянных, коэффициентов жесткости, плотностей

	Внутрен. слой i =1	Средний слой i =2	Внешний слой i =3
Упругая постоянная $\overset{(i)}{l}$, ГПа	110.80	83.56	39.65
Коэфф. жесткости $\overset{(i)}{m}$, ГПа	75.00	63.80	42.73
Плотность $\overset{(i)}{r^*}$, г/см^3	3.3	3.2	3.1

Движение среды в основном состоянии является устойчивым и характеризуется радиально-симметричной деформацией. В общем случае малое перемещение среды как твердого тела является геометрической суммой явного перемещения u_k точки и

перемещения поворота c вокруг этой точки [1]. В радиально-симметричном основном состоянии составляющие перемещения поворота равны нулю. Распределение параметра $\overset{(i)}{c} = \overset{(i)}{c}(r, j, q)$ характеризует перемещение поворота текущих точек по слоям и всего трехслойного шара в возмущенном состоянии. Качественные и количественные результаты исследования перемещения поворота приведены в [2].

Перемещения $\overset{(i)}{u}_2, \overset{(i)}{u}_3$ определяем решая для каждого слоя преобразованную систему уравнений. Подстановкой в соответствующие выражения определяем компоненты тензора деформации $\overset{(i)}{e}_{kj}$.

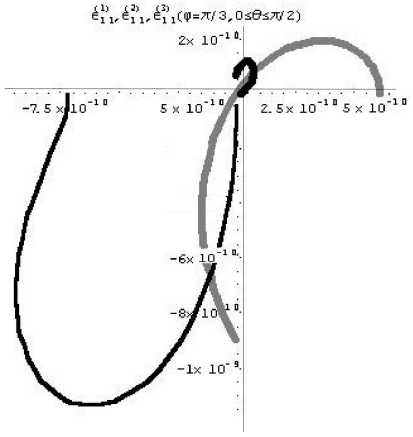
В возмущенном состоянии расчетное распределение абсолютных значений радиальных деформаций $\overset{(i)}{e}_{11} = \overset{(i)}{e}_{11}(r, j, q)$ и результирующей по главным направлениям деформации $\overset{(i)}{\theta} = \dfrac{\overset{(i)}{d}(r, j, q)}{r}$ точек слоев шара при заданных граничных условиях (6) за время $\tau = 2.0\times10^6$ лет приведены в табл.2.

Таблица 2. Абсолютные значения деформаций и результирующейпо главным направлениям

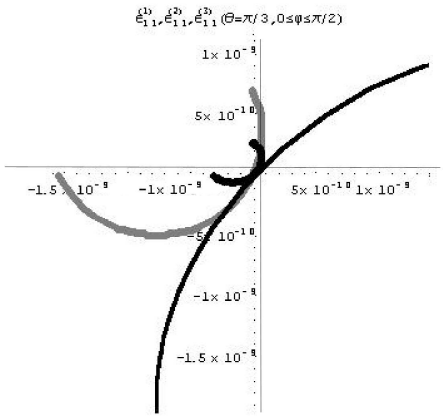
	Значения радиальных деформаций $\overset{(i)}{e}_{11}$	Значения результирующих деформаций $\overset{(i)}{\theta}$
Внутрн. слой	$0 \le \lvert \overset{(1)}{e}_{11} \rvert \le 1.0\times10^{-9}$	$0 \le \lvert \overset{(1)}{\theta} \rvert \le 3.0\times10^{-9}$
Средн. слой	$0 \le \lvert \overset{(2)}{e}_{11} \rvert \le 1.5\times10^{-9}$	$0 \le \lvert \overset{(2)}{\theta} \rvert \le 3.0\times10^{-9}$
Внешн. слой	$0 \le \lvert \overset{(3)}{e}_{11} \rvert \le 2.5\times10^{-10}$	$0 \le \lvert \overset{(3)}{\theta} \rvert \le 7.0\times10^{-8}$

В возмущенном состоянии по расчетным значениям перемещений $\overset{(i)}{u}_1$ прослеживается тенденция появления зон утонения слоев там, где перемещения текущих точек оснований слоев достигают порядка 10^{-6} км; соответственно, там, где перемещения текущих точек достигают порядка 10^{-4} км, вероятны зоны утолщения. Максимальные абсолютные значения перемещений текущих точек основания внутреннего слоя, моделирующего подастеносферную мантию, достигают во всех плоскостях порядка 10^{-4} км. При этом максимальные абсолютные значения перемещений текущих точек оснований среднего и верхнего слоев слоя, моделирующих астеносферу и литосферу, в плоскости $q = \pi/3$ при $0 \le j \le \pi/2$ достигают только порядка 10^{-6} км. Вероятно, это связано с тем, что давление $\tilde{p}$ =15.98 ГПа задано и действует непосредственно на основание (r = 5951 км) внутреннего слоя.

Расчетные значения радиальных деформаций $\overset{(i)}{e}_{11}$ текущих точек в возмущенном состоянии за время $\tau = 2.0\times10^6$ лет по трем слоям, моделирующих подастеносферную мантию, астеносферу и литосферу соответственно приведены на рисунке 1 в плоскостях $j = \pi/3$ при $0 \le q \le \pi/2$ (1а) и $q = \pi/3$ при $0 \le j \le \pi/2$ (1б). Очевидно, что максимальные значения радиальных деформаций точек внешнего слоя, моделирующего литосферу, меньше и лежат в пределах 10^{-10}.



а)



б)

Рис. 1. Графики радиальных деформаций при r=5951 км (сер. л.), 6151 км (тонк. черн. л.), 6291 км

Конфигурация кривых и разброс значений, определяющих изменения радиальных деформаций внутри каждого слоя, достаточно ровные. При этом радиальное деформирование точек среднего слоя, моделирующего астеносферу, достигает максимальных значений порядка 10^{-9} в плоскости $q = \pi/3$ при $0 \le j \le \pi/2$.

Сравнительный анализ значений радиальных деформаций с результирующей по главным направлениям деформирования текущих точек геосреды по указанным плоскостям показывает, что в литосфере и подастеносферной мантии максимальные значения деформаций $e_{22}^{(1)}$, $e_{33}^{(1)}$, $e_{22}^{(3)}$, $e_{33}^{(3)}$ больше, чем соответствующие значения радиальных деформаций. Особенно это явление выражено в самом упругом слое - литосфере. Максимальные значения радиальных деформаций достигают порядка 10^{-10}, а результирующая по главным направлениям - порядка 10^{-8}. Очевидно, что полученные расчетные данные по перемещениям $u_1^{(i)}$, радиальным деформациям $e_{11}^{(i)}$ текущих точек и результирующей по главным направлениям деформации $\theta^{(i)}$ зависят от заданного распределения физико-механических свойств, мощностей слоев, граничных условий, действующего давления.

Полученные расчетные данные распределения перемещений, радиальных деформациям текущих точек и результирующей по главным направлениям деформации в возмущенном состоянии позволяют проанализировать возмущенное состояние всего геошара при взаимодействие сил гравитации и внутреннего следящего давления. В данном случае величина внутреннего давления $\tilde{p}$ = 15.98 ГПа является критической, все три слоя при $n = 0,1,2$ являются неустойчивыми, так как множество собственных значений $w_k^{(i)}$ для каждого слоя имеют значения с отрицательной мнимой частью. Разложение (5) определяет для каждого слоя радиальное перемещение точки $u_1^{(i)}$, результирующую по главным направлениям деформацию точки $d^{(i)}/r$, перемещение поворота вокруг точки $c^{(i)}$. Поведение всех параметров отражает общую картину устойчивости (неустойчивости) основного состояния равновесия, позволяет исследовать различные формы потери устойчивости и конкретизировать зоны утонения, направления максимальных и минимальных перемещений поворотов, результирующего напряженно-деформированного состояния самогравитирующего трехслойного шара под действием внутреннего давления.

Полученные результаты позволяют реконструировать и объяснить особенности структурно-вещественной эволюции подастеносферной мантии, астеносферы и литосферы в результате тектонического воздействия собственной гравитации и внутреннего давления.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (код проекта 09-III-А-07-325).

Литература

1. *Лурье А.И.* Теория упругости. М.: Наука, 1970, 940 С.
2. *Осипова Е.Б.* Конечные деформации и устойчивость равновесия сжимаемого упругогополого шара при следящем внутреннем давлении// Физическая мезомеханика, 2009, Т.12, № 6, С.79-86.
3. *Biot M.A.* Non-linear theory of elasticity and the linearized case for a body under initial stress//

Phil.Mag. 1939, V.27, pp.89-115.
4. *Dziewonski A.M., Hales A.L., Lapwood E.R.* Parametrically simple Earth models consistent with geophysical data// Phys.Earth Planet. Inter. 1975, V.10, pp.12-48.

МОДЕЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ НЕЛИНЕЙНЫХ ЭФФЕКТОВ ЕДИНОГО МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР

Осипова Е.Б.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток, Россия (osipov@poi.dvo.ru)

Соляные отложения достаточно широко распространены в седиментационных областях осадочного чехла земной коры. Практически все соленосные бассейны независимо от их возраста нефтегазоносны. Это результат особенностей геологического развития и строения - длительного и интенсивного осадконакопления и уплотнения горных пород в поле силы тяжести Земли при наличии мощной соленосной и коллекторских осадочных толщ. Уплотнение горных пород нередко приводит к инверсии плотностей участков земной коры. В комплексах толщ, слоистой осадочной и однородной соляной, инверсия провоцирует развитие гравитационной неустойчивости системы, когда на поверхности их раздела, возникают и формируются солянокупольные структуры различной формы и размеров.

Специалисты, изучающие геологию областей, усложненных соляными куполами, отмечают актуальность и перспективность исследования движущих сил, механизма, условий и закономерностей формирования солянокупольных структур в соленосных бассейнах в зависимости от глубинного строения земной коры, так как соляной диапиризм в перекрывающие осадочные породы способствуют формированию «ловушек», скоплению нефти и газа в залежи [1-3,8].

Процесс деформирования толщ каменной соли и осадочных горных пород в геологическом масштабе времени возможно рассматривать как следствие "ползущих" движений сильно вязкой жидкости. Все тектонические деформации происходят в поле силы тяжести. Качественное проявление силы тяжести состоит в том, что она является движущей силой и вызывает "ползущее" движение в слоистой толще: надсолевые осадочные породы - соляное тело там, где со временем образовалась инверсия плотностей - породы с большей плотностью покрывают менее плотные. Неустойчивость, возникающая под действием силы тяжести между слоями с инвертированным распределением плотностей, называется гидродинамической неустойчивостью или неустойчивостью Релея-Тэйлора. Теоретическое обоснование гипотезы гравитационной неустойчивости и изучение соляного тектогенеза как “поверхностного тектонического явления” достаточно широко представлено [3,7,8].

В данной работе представлено модельное исследование единого механизма и закономерностей формирования солянокупольных структур в бассейне заданного контура как следствие деформирования толщи осадочных пород и каменной соли под действием силы тяжести в обстановке инверсии плотности [6].

Рассмотрим в трехмерной постановке неустановившееся движение двухслойной сильно вязкой несжимаемой жидкости с общей деформируемой поверхностью раздела $\zeta(\mathbf{r},t)=0$ и распространенной по полупространству Ω, арифметизированного эйлеровыми переменными. Оба слоя являются несжимаемыми и однородными, характеризуются динамической вязкостью m_1 и m_2, плотностью r_1 и r_2 ($r_1>r_2$) соответственно. Примем за основное состояние - состояние равновесия с плоской (невозмущенной) поверхностью раздела. Сила тяжести направлена от более тяжелого (верхнего) слоя к более легкому (нижнему) слою жидкости. Рассмотрим “ползущее” движение в ортогональной криволинейной системе координат.

Конкретизация физического закона состояния в виде обобщенного закона Ньютона, согласно которому симметричный тензор напряжений имеет вид:

$$T^{(j)} = -p^{(j)}E + 2m_j D^{(j)}, \quad (1)$$

где E- тензорная единица, m_j - динамическая вязкость j - го слоя, D - тензор скоростей деформаций;

уравнение несжимаемости:

$$\mathrm{div}\,\mathbf{V} = 0, \quad (2)$$

линеаризация уравнения движения:

$$(\mathbf{V}\cdot\nabla)\mathbf{V} = 0, \quad (3)$$

определяют уравнение движения Навье-Стокса, которое в инвариантной векторной форме имеет вид:

$$r\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} = -\nabla(P + r\,U) + m\nabla^2\mathbf{V}. \quad (4)$$

В данной задаче массовые силы потенциальны и выражаются через скалярный потенциал U:

$$\mathbf{g} = -\nabla U = -\mathbf{k}\frac{\partial U}{\partial z} = -\mathbf{k}\,g. \quad (5)$$

Здесь **V** - вектор скорости, P - давление, r - плотность, **g** - сила тяжести, $nr = m$ - коэффициент динамической вязкости, n - коэффициент кинематической вязкости, t - время.

Общее решение для несжимаемых жидкостей может быть выражено по теореме Гельмгольца, согласно которой векторное поле скоростей **V** (однозначное, непрерывное и обращающееся в нуль на бесконечности) может быть представлено в виде суммы скалярного градиента φ (продольной части) и ротора векторного потенциала Y (поперечной части). Доказана единственность разложения на продольную и поперечную части [5]. Имеем:

$$\mathbf{V} = -\nabla\varphi + \nabla\times\mathbf{\Psi} \quad (6)$$

Подставляя (6) в уравнение (1) с учетом (3) - (5) после ряда преобразований и изменения порядка дифференцирования получаем систему, которая представляет полное множество уравнений движения:

$$\nabla^2 U = 0, \quad \nabla^2\varphi = 0,$$

$$n\nabla^2 Y - \frac{\partial Y}{\partial t} = 0, \quad \frac{\partial\varphi}{\partial t} = \frac{P}{r} + U. \quad (7)$$

Обобщение понятия разделимости на векторные поля и соответствующие решения с учетом свойства соленоидальности поля допускает в векторном уравнении (7) разделение на три независимых скалярных уравнения в криволинейных системах координат. Отделением экспоненциального множителя, определяющего функциональную зависимость по времени, получаем векторное уравнение Гельмгольца для зависящей от пространственных координат части решения. Имеем разложение в общем виде [5]:

$$\mathbf{\Psi} = \nabla f + \nabla\times(\mathbf{a}_1 v\,y) + \frac{1}{k}\nabla\times\nabla\times(\mathbf{a}_1 v\,c), \quad (8)$$

где f, y, c - собственные функции скалярных уравнений типа:

$$\tilde{N}^2 f + k^2 f = 0. \quad (9)$$

Задача заключается в выборе k и соответствующих функций f, y, c таким образом, чтобы удовлетворялись все заданные граничные условия.

Форма решения (8) допускает применение граничных условий, при этом множитель k^{-1} уравнивает размерность функций f, $v\,y$, $v\,c$.

Учитывая геолого-геофизическую интерпретацию задачи, определим следующие граничные (кинематические и динамические) условия.

На условно “свободной” верхней поверхности осадочного слоя $z_1(\mathbf{r},t) = 0$ компоненты вектора скоростей ограничены и отсутствуют напряжения:

На поверхности раздела слоев $z(\mathbf{r},t) = 0$ имеем непрерывность компонент вектора скоростей, непрерывность компонент тензора напряжений, изменение наклона поверхности раздела определяется из условия равенства нулю полной лагранжевой производной по времени:

$$\frac{D}{Dt}[z - z(\mathbf{r},t)] = 0, \quad (10)$$

На поверхности контакта слоев $z_2(\mathbf{r},t) = 0$ жидкость прилипает к твердой неподвижной поверхности нижележащего осадочного слоя, скорость жидкости обращается в нуль.

Начальные условия для системы (2)-(4) при $t = 0$ определяют состояние покоя.

Приведенная выше система может находиться в устойчивом равновесии, быть устойчивой или неустойчивой относительно возмущений какого-либо параметра среды.

Устойчивое равновесие в поле силы тяжести достигается, если плотность вышележащего слоя меньше плотности нижнего слоя. В противном случае поверхность раздела сред будет динамически неустойчивой. Именно это явление представляет практический интерес. В многослойной области с кусочно-однородными заданными параметрами и соответствующими начально-краевыми условиями на границах сред требуется определить для каждого слоя компоненты векторов скорости, тензоров скорости деформаций и напряжений, давления, уравнение поверхности раздела слоев возмущенного состояния в течение времени $t \in [0,T], T < \infty$.

Принципиальная возможность решения поставленной задачи основана на строгом математическом доказательстве разрешимости стационарных и нестационарных (линейных и нелинейных) задач течения вязких несжимаемых двухфазных жидкостей в заданной области, когда граница раздела фаз известна и является гладкой поверхностью. Доказано существование обобщенного решения Показано, что линейная задача всегда однозначно разрешима. Получены условия однозначной разрешимости нелинейной задачи при достаточно малом T [4].

В эллиптической цилиндрической системе координат имеем решение задачи, частично разделяющее константы разделения. Построение соответствующих рядов по собственным функциям Матье для удовлетворения граничных условий требует для каждого члена ряда решения системы уравнений относительно собственных значений d и b. Граничные условия определяют свойство периодичности этой функции по аргументу h с периодом $\pi\,(2\pi)$ и дают дискретный спектр для множества значений b. Известно [5], что не для каждой пары значений d и b уравнение Матье имеет периодическое решение периода 2π. Но для каждого действительного значения параметра d существует бесконечная последовательность соответствующих значений параметра b, для которых такое решение есть, и оно определяется при $d \neq 0$ с точностью до постоянного множителя. В этом случае периодические функции Матье являются действительными для действительных значений аргумента h. Из граничных условий имеем ограничение значений решения при $z \to \infty$ и свойство конечности и непрерывности при $x = 0$.

Таким образом, подходящее частное решение определяющей системы уравнений с учетом граничных и начальных условий для каждого слоя среды в заданной эллиптической цилиндрической системе координат имеем в виде рядов функций Матье, $\mathrm{Jo}_m\left(d^{(j)}, \mathrm{ch}x\right)$, $\mathrm{So}_m\left(d^{(j)}, \cos h\right)$ $\mathrm{Je}_m\left(d^{(j)}, \mathrm{ch}x\right)$, $\mathrm{Se}_m\left(d^{(j)}, \cos h\right)$ первого рода целого порядка m ($m \geq 0$) [5].

Развитие неустойчивости поверхности раздела слоистой вязкой толщи осадочных горных пород с выраженной инверсией плотностей и соответствующий численно-графический анализ рассматривается на примере Прикаспийской впадины - упорядоченного седиментационного бассейна, который является закономерно-организованным в пространственно-временной эволюции. Для анализа неустойчивой поверхности раздела слоев рассмотрим полубесконечную модель. Из аналитического решения следует, что скорость роста возмущений зависит от неоднородности физических параметров слоев среды (m_j – вязкости, r_j - плотности) и мощности (h_1) верхнего осадочного слоя. При этом скорость роста возмущений равна нулю при $d = 0$ и при $d = \infty$. Существует хотя бы одно значение $d_{\max}$, при котором скорость роста достигает максимума. В общем случае начальное возмущение содержит все волновые числа (положительные параметрические нули функций Матье) на интервале $0 < d < \infty$, но так как для линейной стадии решения применим принцип суперпозиции, то конечная картина определяется максимальной скоростью роста и соответствующим волновым значением $d_{\max}$ (наименьший параметрический нуль), которое определяется численно. Очевидно, что в общем случае значение двух

параметров $d_{\max}$ и m определяет пространственное расположение куполов и как следствие, расстояние между смежными гребнями определяется расположением максимумов функции Бесселя $J_n(d\cdot \mathrm{ch}x)$. Фундаментальную моду в начальном возмущении с максимальной скоростью роста и соответствующие значения параметров m и n получим анализируя положительные действительные нули и экстремумы функции Бесселя $J_n(d\cdot \mathrm{ch}x)$. Решение устойчивое, имеет вид абсолютно и равномерно сходящихся рядов в заданной конечной части плоскости. Нормирование и множители связи вычислялись непосредственно по определению [5].

Линеаризация, приводящая к уравнениям в приближении Стокса, допустима в случае "ползущего" медленного движения и малости амплитуды возмущения по сравнению с длиной волны. По мере нарастания возмущения наблюдается усиление нелинейных эффектов. Для анализа нелинейной стадии развития неустойчивости предполагаем, что по мере развития основного процесса на возмущенной поверхности раздела слоев среды $z^*(\mathbf{r},t)=0$ отсутствует явление диффузии, скольжения; нормальная компонента скорости частиц каждого слоя среды равна скорости изменения самой поверхности раздела. Следовательно, полная лагранжева производная уравнения поверхности раздела слоев равна 0.

Тогда в эллиптической цилиндрической системе координат имеем нелинейное уравнение, определяющее скорость изменения поверхности раздела слоев:

$$v_z = \P z^*/\P t + \left(\sqrt{2}/C\sqrt{\mathrm{ch}2x-\cos 2h}\right)\times \left[v_x\cdot\left(\P z^*/\P x\right)+v_h\cdot\left(\P z^*/\P h\right)\right]. \quad (11)$$

в котором коэффициенты вида $\P z^*/\P x, \P z^*/\P h$ определяют тангенс угла наклона поверхности раздела в заданной точке. До тех пор пока этот наклон мал, нелинейными слагаемыми в уравнении (11) пренебрегаем, и допустима линейная аппроксимация. По мере развития неустойчивости и ростом куполов нелинейные члены становятся доминирующими. Первая аппроксимация нелинейной части выражения (11) преобразуется к виду:

$$\begin{aligned}
&\left[v_x\cdot\left(\P z^*/\P x\right)+v_h\cdot\left(\P z^*/\P h\right)\right]_{z=z^*}=\left\{\left(\frac{1}{H_1}\right)\times\right.\\
&\left\{\sum_{m=0}^{\infty}\left[-\left(A_{1m}\exp\left(l^*z^*\right)+A_{2m}\exp\left(-l^*z^*\right)\right)+(l/k)\times\right.\right.\\
&\left.\times\left(C_{1m}\exp\left(l\,z^*\right)-C_{2m}\exp\left(-l\,z^*\right)\right)\right]\times\\
&\mathrm{Se}_m(d,\cos h)\cdot\left[\mathrm{Je}_m(d,\mathrm{ch}x)\right]_x'+\\
&+\sum_{m=1}^{\infty}\left(B_{1m}\exp\left(l\,z^*\right)+B_{2m}\exp\left(-l\,z^*\right)\right)\times\\
&\left.\left[\mathrm{So}_m(d,\cos h)\right]_h'\,\mathrm{Jo}_m(d,\mathrm{ch}x)\right\}\times\\
&(1/w)\times\\
&\left\{\sum_{m=0}^{\infty}\left[-l^*\left(A_{1m}\exp\left(l^*z^*\right)-A_{2m}\exp\left(-l^*z^*\right)\right)+\right.\right.\\
&\left.\left(l^2+k^2/k\right)\times\left(C_{1m}\exp\left(l\,z^*\right)+C_{2m}\exp\left(-l\,z^*\right)\right)\right]\times\\
&\mathrm{Se}_m(d,\cos h)\cdot\left[\mathrm{Je}_m(d,\mathrm{ch}x)\right]_x'\Big\}+\\
&+(1/H_1)\times\\
&\left\{\sum_{m=0}^{\infty}\left[-\left(A_{1m}\exp\left(l^*z^*\right)+A_{2m}\exp\left(-l^*z^*\right)\right)+(l/k)\cdot\right.\right.\\
&\left.\left(C_{1m}\exp\left(l\,z^*\right)-C_{2m}\exp\left(-l\,z^*\right)\right)\right]\times\\
&\left[\mathrm{Se}_m(d,\cos h)\right]_h'\cdot\mathrm{Je}_m(d,\mathrm{ch}x)-\\
&-\sum_{m=1}^{\infty}\left(B_{1m}\exp\left(l\,z^*\right)+B_{2m}\exp\left(-l\,z^*\right)\right)\times\\
&\left.\mathrm{So}_m(d,\cos h)\cdot\left[\mathrm{Jo}_m(d,\mathrm{ch}x)\right]_x'\right\}\times\\
&(1/w)\times\\
&\left\{\sum_{m=0}^{\infty}\left[-l^*\left(A_{1m}\exp\left(l^*z^*\right)-A_{2m}\exp\left(-l^*z^*\right)\right)+\right.\right.\\
&\left.\left(l^2+k^2/k\right)\cdot\left(C_{1m}\exp\left(l\,z^*\right)+C_{2m}\exp\left(-l\,z^*\right)\right)\right]\times\\
&\left.\left[\mathrm{Se}_m(d,\cos h)\right]_h'\cdot\mathrm{Je}_m(d,\mathrm{ch}x)\right\}\cdot\exp(2wt).
\end{aligned} \quad (12)$$

Численно-графический анализ формирования купольных структур выполнен при следующих входных данных: $m_2 = 2.54*10^{18}$ *пуаз*, $m_1 = 10^{20}$ *пуаз*; $r_2 = 2.16$ *г/см*^{3}, $r_1 = 2.65$ *г/см*^{3}; мощность верхнего осадочного слоя $h_1 = 1.4*10^5$ *см*. Распространение, формы купольных структур в центральных, бортовых и смежных с ними частях различны. По мере

развития неустойчивости наблюдаются качественные и количественные изменения по всем координатным направлениям. Усложненный характер взаимодействия функций Матье отражает сложный механизм образования и развития куполов и впадин [7]. Для анализа закономерностей формирования куполов и их распространения приведены графики сечения областей D1, D2, D3 плоскостью y=0: D1($0 \le x \le 1.5\times10^2$ *км*, $0 \le y \le 1.5\times10^2$ *км*), D2($1.5\times10^2 \le x \le 3.6\times10^2$ *км*, $1.5\times10^2 \le y \le 3.6\times10^2$ *км*), D3($3.6\times10^2 \le x \le 4.8\times10^2$ *км*, $3.6\times10^2 \le y \le 4.0\times10^2$ *км*), расположенных от центра по диагонали. На рисунках 1(а,б,в) приведены графики амплитудных значений поверхности раздела: надсолевые осадочные породы - соляное тело на линейной (выделена жирной линией) при $t = 250$ *лет* и развитой нелинейной при $T = 1.0*10^6$ *лет* стадиях областей D1, D2, D3 соответственно.

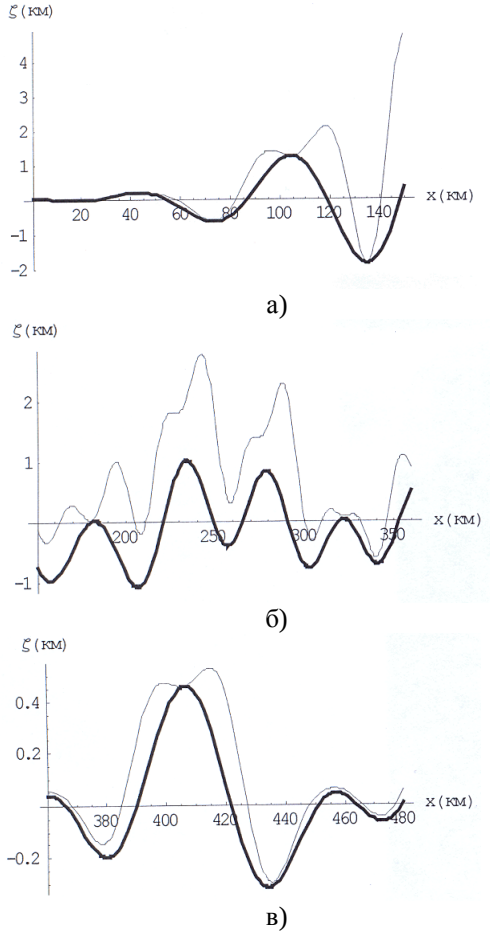


Рис.1 Графики амплитуды поверхности раздела на линейной и нелинейной стадиях

Скорости и закономерности развития куполов и впадин на линейной и нелинейной стадиях различны. На линейной стадии имеем регулярное распределение с соответствующими амплитудами. Нелинейные члены становятся доминирующими по мере развития неустойчивости. Сначала преобладают нисходящие движения впадин, а затем наблюдаются интенсивные восходящие движения куполов рисунки 1(а, б, в). Также выражено увеличение вертикальных и поперечных размеров куполов и сопутствующее структурообразование в смежных зонах областей D1-D3. В центральной части Прикаспийской впадины установлены сложные геологические структуры – купола с большими поперечными и вертикальными размерами. Ближе к периферии бассейна, размеры соляных структур уменьшаются, площадь межкупольных пространств расширяется и становится соизмеримой с куполами. Установленные в данной постановке закономерности распространения и формирования геологических солянокупольных структур на границе раздела: надсолевые осадочные породы – соляное тело, в общем соответствуют обстановке солянокупольного бассейна Прикаспийской впадины.

Литература

1. *Айзенштадт Г.Е.-А., Горфункель М.В.* Тектоника и нефтегазоносность Прикаспийской и Северо-Германской впадин. Л.: Недра, 1965, 155 С.
2. *Иванов Ю.А.* Соленосные бассейны Евразии и их роль в формировании нефтегазоносных областей/ Нефтегазоносность регионов древнего соленакопления. Новосибирск: Наука, 1982, С. 6-15.
3. *Косыгин Ю.А.* Основы тектоники нефтеносных областей. М.: Гостоптехиздат, 1952, 511 С.
4. *Ладыженская О.А.* Математические вопросы динамики вязкой несжимаемой жидкости. М.: Наука, 1970, 288 С.
5. *Морс Ф.М., Фешбах Г.* Методы теоретической физики.М.:ИЛ,Т.2,1960,896 С.
6. *Осипова Е.Б.* Исследование фундаментальной моды неустойчивости Релея-Тэйлора в бассейне эллиптической формы//Вычислительные технологии,1999, Т.4, N2, С.51-58.

7. *Хаин В.Е.* Соляная тектоника. Горная энциклопедия. М.:Недра,1989,Т.4, С.629-630.
8. *Яншин А.Л.* О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах деформирования мощных соляных толщ // Геология и геофизика, СО АН СССР, 1961, N1, С.3 - 15.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДВИЖЕНИЙ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА

Осипова Е.Б.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток, Россия (osipov@poi.dvo.ru)

Аномальная активность тектогенеза Западно-Тихоокеанских зон перехода связана с взаимодействием океанского и континентального литосферных блоков. При этом механизм тектонических движений, формирующих структуры зон перехода, не достаточно изучен. Например, анализ вертикальных и латеральных рядов магматических формаций Охотоморского региона и обрамления [4,6] показывает, что его структурно-вещественная эволюция отвечает концепции направленной необратимой переработки мафической коры в сиалическую. Значит «сиализирующиеся» структуры должны изостатически «всплывать». Тем не менее, в начале кайнозоя одновременно с обособлением региона от смежных звеньев Западно-Тихоокеанской зоны перехода (ЗТЗП) Хоккайдо-Сахалинской и Камчатской системами тектонического скучивания началось погружение его «Центрального поднятия», представленного разрастающимися постостроводужными структурами.

Для объяснения этого явления предложено моделирование движений тектоносферы региона под действием локального разуплотнения астеносферы, вязкость которой последовательно снижается, возможно, в связи с накоплением флюидов.

Разрез трёхслойной тектоносферы региона по трансекту «Сахалин - Охотское море - Камчатка» аппроксимирован областью с неподвижными боковыми границами (рис.1). Толщина слоёв, поле плотности и размеры области разуплотнения определялись по сейсмическим данным [2]. Условие неподвижных боковых границ модели принято в связи с наличием Хоккайдо-Сахалинской и Камчатской пограничных систем тектонического скучивания, разделяющих смежные регионы северной части ЗТЗП, каждому из которых соответствует своя астеносферная линза [8].

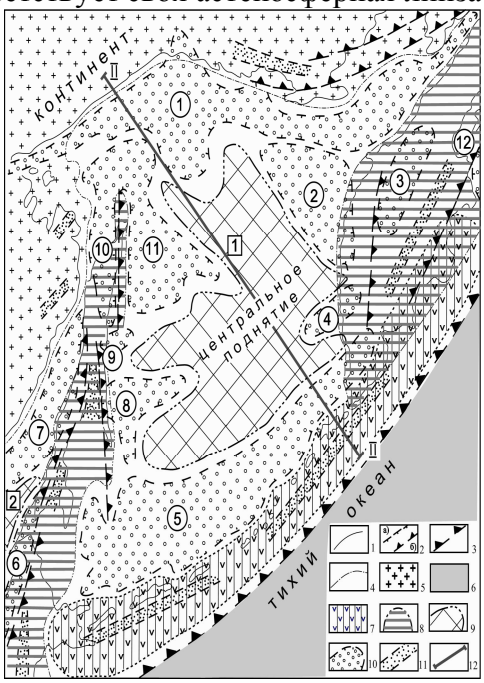


Рис.1. Схема основных структурных элементов Охотоморскогозвена ЗТЗП [1]

Условные обозначения: 1 – береговая линия; 2 – основные разломы: а) сбросы, б) взбросо-надвиги; 3 – выход на дно сейсмофокальной зоны; 4 - границы литосферных блоков; 5 - континентальный блок; 6 – океанский блок; блок зоны перехода: 7 – Курильская островодужная система; 8 - области тектонического скучивания окраинно-морской коры и их границы; 9 - подводные поднятия; цифрами в квадратах обозначены: 1 – Центральное, 2 – Южно-Татарское; 10 – главные седиментационные бассейны; цифрами в кружках обозначены: 1 – Северо-Охотский, 2 – ТИНРО, 3 – Воямпольский, 4 – Кольский, 5 – Южно-Охотский, 6 – Исикари-Монеронский, 7 – Северо-Сахалинский, 8 – Пограничный, 9 – Лунский, 10 – Северо-Сахалинский, 11 – Дерюгинский, 12 - Командорский; 11 – наложенные кайнозойские впадины; II-II – положение моделируемого трансекта.

Трёхслойная тектоносфера зоны перехода представлена как весомая кусочно-однородная среда Ω, двигающаяся под действием локального разуплотнения.

Использована система уравнений вязкой жидкости в приближении Стокса с учетом условия неразрывности. Решение получено методом возмущений в безразмерном виде [3]. Для каждого слоя области Ω общее решение системы уравнений определяет бесконечно малое поле скоростей $\mathbf{V}(v_x, v_z)$ однозначное, непрерывное и обращающееся в нуль на бесконечности [7].

Введем безразмерные координаты $x = x/a$, $h = z/H$, H – мощность трехслойной области Ω; g – ускорение свободного падения; безразмерные компоненты скоростей $v_x = v_x / v_0$, $v_h = v_z / v_0$, $v_0 = e r_0 g a / m_0$, безразмерное время $t = T v_0 / a$, безразмерное давление $\Pi_i = P_i / (e r_i g_i a)$, $\overline{\Pi} = h + e a \Pi$, $e = H/a$.

Решение системы определяется методом разделения переменных и в заданной системе координат имеет вид [1,7]:

$$v_x = e^{-wt} \sum_{n=1}^{\infty} v_{x_n}(h,n) \cos k_n x,$$

$$v_h = e^{-wt} \cdot \sum_{n=1}^{\infty} v_{h_n}(h,n) \sin k_n x, \qquad (1)$$

$$\Pi = e^{-wt} \cdot \sum_{n=1}^{\infty} \overline{\Pi}_n(h,n) \sin k_n x,$$

$$k_n = k_n(a,n),\ l_n = l_n(k_n, m_i, w, r_i).$$

Коэффициенты разложения являются функциями всех параметров слоев области Ω и определяются для каждого слоя из соответствующего характеристического уравнения, которое получаем из граничных условий.

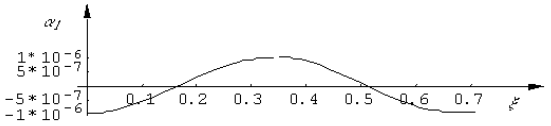
С учётом феноменологии задачи на верхней границе задано динамическое условие свободной поверхности, на нижней границе - условие жесткого сцепления. На границах раздела слоев приняты условия непрерывности нормальных и касательных компонент скорости и касательных напряжений. Начальные условия определены для состояния покоя при *t=0*. В заданной системе координат, подставляя соответствующие выражения компонент вектора скорости и выражения компонент тензора напряжений в граничные условия, получаем однородную систему из 12 линейных уравнений относительно неизвестных коэффициентов решения. Ранг матрицы полученной системы равен 11. Значит, полученная система линейных уравнений имеет ненулевое решение, если определитель Δ двенадцатого порядка, составленный из коэффициентов при неизвестных, равен нулю. Полученное характеристическое уравнение после ряда тождественных преобразований сводится к виду $w(l_n, k_n, m_i, r_i, h_i, n, a, g_i) = 0$. Его решения определяют возможные поля скорости движения каждого слоя рассматриваемой области Ω.

Из аналитического решения следует, что скорость роста возмущений зависит от неоднородности физико-механических параметров каждого слоя: m_i – динамической вязкости, r_i - плотности, h_i - мощности каждого слоя. При этом скорость роста возмущений равна нулю при $l = k = 0$ и $l = k = ¥$. Существует хотя бы одно решение, при котором скорость роста достигает максимума. Определение фундаментальной моды с максимальной скоростью роста в начальном возмущении и соответствующее исследование характеристического уравнения выполняется через производные по общим правилам.

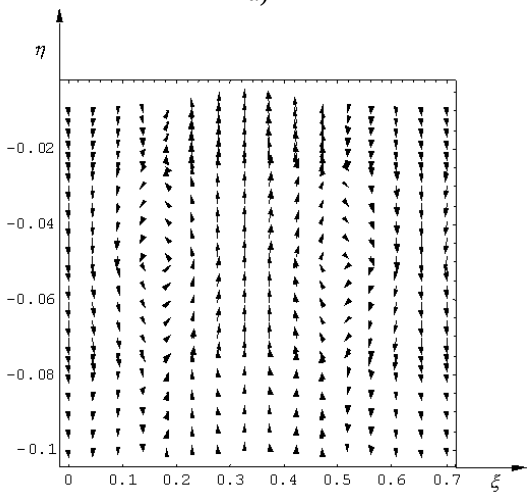
Численно-графический анализ выполнен для физико-механических параметров области Ω с горизонтальными границами раздела слоев: *0 £ a £ 3000 км, H = 420 км, H =42 км* + $h_1 + h_2 + h_3$, где h_1 = *63 км,* h_2 = *210 км,* h_3 = *105 км*. Значения вязкостей верхнего и нижнего слоев $m_1 = 2.0 * 10^{21}$ *пуаз,* $m_3 = 10^{22}$ *пуаз*, вязкость среднего слоя меняется; значения плотностей в верхнем и нижнем слое мантии составляют r_1 = *3.3 г/см*^{3}, r_3 = *3.4 г/см*^{3}. Плотность возмущенного среднего слоя задана функцией r_2 = *(3.3+* $Dr_2(x,h)$*)г/см*^{3}. Поле разуплотнения аппроксимировано полиномами пятого порядка в зависимости от глубины и меняется в пределах $Dr_2(x,h) \sim 0.08 \div 0.2$ [2].

По результатам обобщения численно-графических результатов тестов при различных наборах входных данных по вязкости и плотности слоев имеем

инверсию «купол»-«прогиб» в аномальной зоне действия максимального разуплотнения и соответствующую зависимость расчетных значений скоростей движения слоев, вертикальных перемещений деформированных поверхностей, интенсивности поля напряжений и других количественных параметров [1,7]. Приведены два варианта расчетов инверсии «купол» - «прогиб», наблюдаемой в центральной части в зоне максимального разуплотнения. В первом - боковая стенка перпендикулярна плоскости основания области **Ω**, во втором – направлена под углом 60^0. На рисунках 2(а), 3(а) приведены профили деформированной верхней границы; 2(б), 3(б) - векторные графики поля скоростей области **Ω**, в которой боковая стенка перпендикулярна плоскости основания. При значениях вязкости слоев: $m_1 = 2 \cdot 10^{21}$ *пуаз*, $m_2 = 9.5 \cdot 10^{20}$ *пуаз*, $m_3 = 10^{22}$ *пуаз* в центральной части модели в верхнем слое формируется «купол» (рис. 2(а,б)).



а)

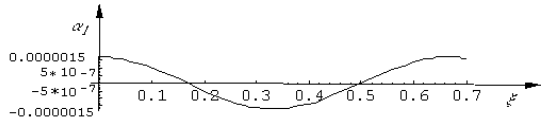


б)

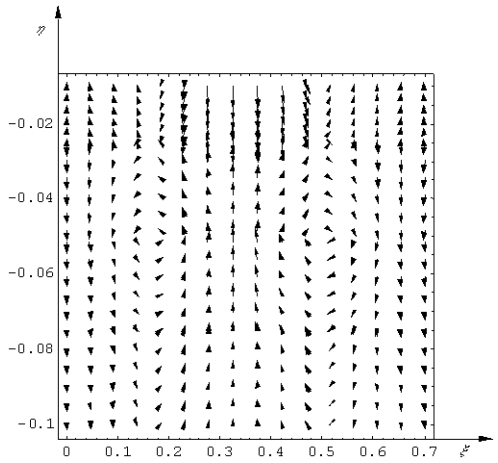
Рис.2 Графики профиля деформированной верхней границы (а) и поля скоростей режима «купола» (б).

Движение в среднем слое происходит по схеме конвективной ячейки с восходящими потоками в разуплотнённой области и нисходящими – у боковых границ. Максимальные значения вертикальных составляющих скорости движения в восходящих и нисходящих потоках достигают *1.0 мм/год*. Движение в подстилающем и перекрывающем слоях однонаправлено с движением смежных областей среднего слоя и происходит с меньшими скоростями. Максимальное поднятие верхней границы достигается над областью разуплотнения [1,7].

При значениях вязкости слоев: $m_1 = 2.0 \cdot 10^{21}$ *пуаз*, $m_2 = 4.0 \cdot 10^{20}$ *пуаз*, $m_3 = 10^{22}$ *пуаз* в центральной части верхней части модели формируется «прогиб» (рис. 3(а,б)).



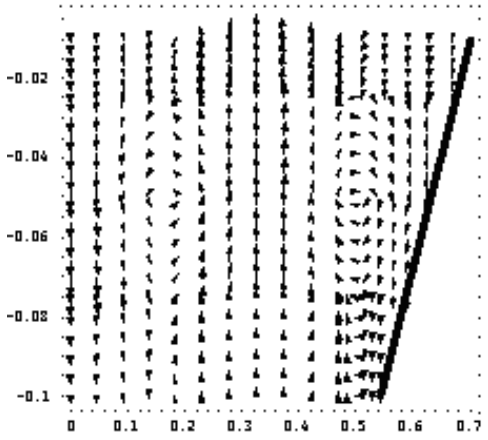
а)



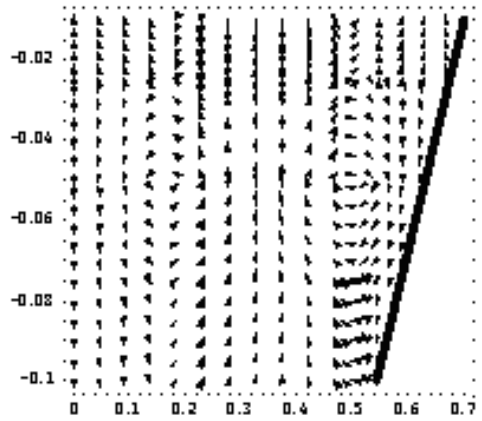
б)

Рис.3 Графики профиля деформированной верхней границы (а) и поля скоростей режима «прогиба» (б).

На рисунках 4(а), 4(б) приведены векторные графики поля скоростей области **Ω**, в которой боковая стенка направлена под углом 60^0 для режимов «купола» и «прогиба» для тех же расчетных данных.



а)



б)

Рис.4. Графики поля скоростей режима «купола» (а) и режима «прогиба» (б).

Взаимодействие слоя пониженной вязкости с перекрывающим слоем меняется. Разуплотнённое вещество растекается под перекрывающим более вязким верхним слоем, вызывая его утонение и проседание свободной верхней границы. Пристеночный эффект наиболее выражен вблизи наклонной стенки в нижней части среднего и в подстилающем слоях (рис. 4(а,б)) [1,7].

Предлагаемая модель даёт возможность увязать мел-кайнозойскую структурно-вещественную эволюцию Охотоморского звена ЗТЗП с движениями его тектоносферы по трансекту «Сахалин-Охотское море-Камчатка». В мелу всплывание «вязкого» астеносферного вещества в центральной части могло вызвать рост вулканически активного поднятия [5]. На рубеже мела и палеогена, в связи с уменьшением вязкости астеносферы до критических значений, динамическое воздействие восходящего потока на литосферу центральной части региона снизилось, и «разжиженное» вещество астеносферы стало «растекаться» под ней. В кайнозойское время центральная часть региона развивалась в обстановке растяжения, обусловившей кайнозойский вулканизм, сопровождавший тектогенез, связанный с формированием впадины Охотского моря. В периферических частях региона в это время образовались структуры тектонического скучивания – на востоке – Камчатская, на западе – Хоккайдо-Сахалинская, что подтверждается геофизическими данными строения дна Охотского моря [4,8,9].

Таким образом, результаты моделирования движений тектоносферы региона показывают, что инверсия тектонического режима ряда звеньев ЗТЗП может рассматриваться как следствие изменения реологических свойств астеносферы и сопутствующих движений, вероятно, в ходе её переработки флюидами на фоне общего процесса преобразования океанской коры в континентальную.

Литература

1. *Безверхний В.Л., Осипова Е.Б.* О возможном механизме инверсии вертикальных движений литосферы тыловодужных бассейнов Западно-Тихоокеанского региона//Тихоокеанская геология. 2009, №2, Т.28, С.27-35.
2. *Болдырев С.А., Кац С.А.* Трехмерная скоростная модель верхней мантии переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту//Вулканология и сейсмология,1982, № 2, С.80-95.
3. *Гершуни Г.З., Жуховицкий Е.М., Непомнящий А.А.* Устойчивость конвективных течений. М.:Наука,1989,320 С.
4. *Гринберг Г.А.* Позднемезозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР// Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973, С. 9–26.
5. *Емельянова Т.А.* Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004, 148 С.
6. *Маляренко А.Н.* Мезо-кайнозойский гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана: Авт. дис. канд. г.-м. наук. Владивосток, 1991, 25 С.
7. *Осипова Е.Б.* Численное моделирование движения трехслойной тектоносферы тыловодужных бассейнов в рамках модели вязкой жидкости //Физическая мезомеханика, 2007, №4,Т.10, С.41-47.
8. *Родников А.Г., Вадковский В.Н.* Механизм формирования структур переходной зоны западной части Тихого океана // Вулканология и сейсмология, 1982, №3, С. 88-91.
9. *Харахинов В.В., Туезов И.К., Бабошина В.А. и др.* Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. М.: Наука, 1996, 337 С.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

П

Содержание:

Павленкин А.Д., Пискарев А.Л., Поселов В.А., Поселова Л.Г.
КАРТА МОЩНОСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА КАК ИНСТРУМЕНТ ОБОСНОВАНИЯ ВНЕШНЕЙ ГРАНИЦЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ШЕЛЬФА (ВГКШ) РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ 1385

Павленкова Г. А.
ГОТЛАНД-РИЖСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ПОЯС НА ЮГЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА (ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ) 1388

Павленкова Н.И.
СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СИБИРСКИХ ПЛАТФОРМ ПО ДАННЫМ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ 1392

Палымский Б.Ф., Кузнецов В.М., Петров А.Н., Чехов А.Д., Шахтыров В.Г.
О ПРИНЦИПАХ СОСТАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ НОВОГО ПОКОЛЕНИЯ 1396

Палымский Б.Ф.
НЕКОТОРЫЕ МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА 1401

Параев В. В., Еганов Э. А.
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ И ПРИРОДА ЦИКЛИЧНОСТИ В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ПРОБЛЕМ НАУК О ЗЕМЛЕ 1406

Парфенова Т.М.
ГЕОХИМИЯ НАФТИДОПРОЯВЛЕНИЙ В КУОНАМСКОЙ И ОЛЕНЕКСКОЙ СВИТАХ СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ) 1412

Парфенюк О.И.
ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТНОГО РАСПЛАВА В КОЛЛИЗИОННЫХ СИСТЕМАХ 1415

Патрикеев В. Н.
ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПЛИТЫ ТИХОГО ОКЕАНА 1420

Петрищевский А.М.
ГРАВИТАЦИОННАЯ РЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА РОССИИ 1425

Петров Г.А., Рыбалка А.В.
ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ УРАЛА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ТРАНСЕКТАМ 1430

Петров Г.А.
ТЕРРЕЙНЫ ТАГИЛО-МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ УРАЛА 1436

Петрова А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Кохан А.В.
ОСОБЕННОСТИ ВНЕОСЕВОГО СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТАХ 1442

Пискарев А.Л., Павлов С.П., Поселов В.А., Буценко В.В.
ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ХРЕБТА ЛОМОНОСОВА С СИБИРСКИМ ШЕЛЬФОМ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ 1447

Побережная Т.М.
ВОЗМОЖНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК ПРИ РЕШЕНИИ ЭКОЛОГО-БИОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ 1451

Погорельский А.И., Егоров М.С.
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ ИНТРУЗИИ НОРИТОВ ОАЗИСА ВЕСТФОЛЛЬ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА, ЗАЛИВ ПРЮДС) 1456

Покровская Н.Е.
ТИПОМОРФНЫЕ СВОЙСТВА АЛМАЗА ИЗ ТРУБКИ СНЕГУРОЧКА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ РЕШЕНИИ ПОИСКОВО ПРОГОЗНЫХ ЗАДАЧ 1459

Покровский М.П.
ПРОБЛЕМА КЛАССИФИКАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В СВЕТЕ ПРОЦЕССОВ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И ИНТЕГРАЦИИ НАУКИ 1462

Полетаев А.И.
РОТАЦИОННАЯ ГЕОДИНАМИКА-1 1468

Полетаев А. И.
РОТАЦИОННАЯ ГЕОДИНАМИКА-2 1473

Палымский Б.Ф.
МЕЛОВЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ 1477

Попков В.И., Соловьев В.А., Соловьева Л.П.
ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПРИНЦИП РАЙОНИРОВАНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СКОПЛЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА 1482

Попков В.И.
НОВЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ ЧЕРНОМОРСКО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА (ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР АКАДЕМИК В.Е. ХАИН) 1487

Попков В.И., Сазонов И.Г., Коллеганова Д.А.
О НОВЕЙШЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД 1492

Постников А.В., Постникова О.В.
ЭВОЛЮЦИЯ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ПАЛЕОРИФТОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ 1495

Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.
ПРОТРУЗИВНО-РАЗЛОМНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ЗОН ВНУТРИПЛИТНОЙ АКТИВИЗАЦИИ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ 1499

Карпенко И.В., Приходченко Е.Е.
РЯДЫ ТЕКТОНОФАЦИЙ В СТРОЕНИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН 1504

Прокофьева А.В.
ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ОЛОВА В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ РАСТВОРЕ ПРИ 500˚С, 1 КБАР: РЕШЕНИЕ ОБРАТНОЙ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЙ ЗАДАЧИ 1509

Промыслова М.Ю.
МАГМАТИЗМ И КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В ОБСТАНОВКЕ ПЕРЕХОДА ОКЕАНИЧЕСКИЙ РИФТ – КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТ 1512

Прусакова Н.А.
ЭЛЕМЕНТЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ЛОКАЛИЗАЦИЮ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА 1517

Пруцкий Н.И., Энна Н.Л., Лаврищев В.А.
ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА – СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ 1522

Пучков В.Н.
ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА УРАЛИД: СООТНОШЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ И ГЛОБАЛЬНЫХ АСПЕКТОВ 1527

Пушкарев П.Ю., Мойланен Е.В.
НАЗЕМНЫЕ И СПУТНИКОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ МАНТИИ ЗЕМЛИ 1530

Пушкарев Е.В.
ПИРОПОВЫЕ ВЕБСТЕРИТЫ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА - ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИННОГО ПЕТРОГЕНЕЗИСА В ПАЛЕОЗОЙСКОЙ МАНТИИ УРАЛА 1533

КАРТА МОЩНОСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА КАК ИНСТРУМЕНТ ОБОСНОВАНИЯ ВНЕШНЕЙ ГРАНИЦЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ШЕЛЬФА (ВГКШ) РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Павленкин А.Д., Пискарев А.Л., Поселов В.А., Поселова Л.Г.

ВНИИОкеангеология, С.-Петербург, Россия(apiskarev@gmail.com)

Карта мощности осадочного чехла Арктического бассейна составлена для применения критерия обоснования ВГКШ Российской Федерации. Геологические критерии расширения ВГКШ прибрежных государств (Конвенция ООН по морскому праву 1981г., пункты 76, 2 и 76,3) включают возможность установления ВГКШ на расстояние от подножия континентального склона (ПКС), на протяжении которого мощность осадков не менее 1% этого расстояния и которое в любом случае не превышает 350 миль от исходных линий или 100 миль от изобаты 2500 м.

Увеличение юридического шельфа Российской Федерации относительно его площади, вычисленной при использовании формульной линии ПКС+60 миль, следует ожидать только в котловинах Нансена, Амундсена, Макарова и Подводников, где возможно применение геологического критерия мощности осадочного чехла.

Своеобразие морфоструктуры глубоководной части Северного Ледовитого океана обусловило многочисленность концепций её формирования [1], на фоне чего становится неприемлемым рассмотрение отдельных геоструктур бассейна в отрыве от остальных, что привело к необходимости построить карту мощности осадочного чехла на всю акваторию. При построениях были использованы все доступные современные структурные компиляции и сейсмические разрезы, выполненные на шельфах Баренцева, Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей, вся первичная сейсмическая информация по глубоководной части СЛО, полученная российскими геофизиками, а также опубликованные зарубежными коллегами материалы по площади за пределами российского сектора.

В глубоководной части Арктики для структурных построений использованы первичные материалы сейсмозондирований МОВ, полученных в экспедициях «Север», которые оцифровывались и обрабатывались со сведением точечных зондирований в линейные компилятивные сейсмобатиметрические профили, что улучшало корреляцию волн на временных разрезах. Кроме данных полевых наблюдений были использованы значения мощности осадочного чехла и глубины до фундамента, снятые со структурных карт и разрезов, имеющихся в отчетах и опубликованных в научной литературе [2].

Под осадочным слоем для коры континентального типа понимается слой, ограниченный снизу кровлей консолидированной коры, а для коры океанического типа - подошвой осадочного слоя, соответствующей поверхности второго океанического слоя.

По особенностям технологии наблюдений все использованные временные разрезы делятся на четыре группы.

К первой группе относятся временные разрезы МОВ-ОГТ, полученные преимущественно на шельфе и континентальных склонах, а также по геотраверсам ГСЗ 5-АР и Арктика-2007. На них расслоенные рефлекторами осадки фиксируются до полного прекращения записи отражений ниже горизонта, индексируемого АВ (акустический фундамент). В пределах средней части расслоенных рефлекторами осадков выделяется один опорный горизонт, получивший название RU (региональное несогласие).

Ко второй группе относятся временные разрезы, полученные на дрейфующих станциях "Северный Полюс". На временных разрезах по дрейфующим станциям

"Северный Полюс" повсеместно отмечается хорошая корреляция рефлекторов с подчеркиванием горизонтов АВ и RU, как и на разрезах МОГТ.

К третьей группе относятся временные разрезы, представленные компилятивными сейсмобатиметрическими профилями, на которые снесены данные площадных точечных зондирований МОВ в окрестностях профилей. При этом снос достигал местами десятков километров, а расстояния между зондированиями менялись от первых км до десятков км.

К четвертой группе относятся готовые (преимущественно зарубежные) глубинные разрезы, взятые из доступных литературных источников.

Первичные разрезы были либо цифровые, либо оцифрованные твердые копии. В итоге создана "таблица точек" с географическими координатами и данными по глубине дна, глубине фундамента, и по мощности осадков в масштабе времени.

По простиранию крупнейших морфоструктур поверхности дна и по региональному (господствующему) простиранию изопахит осадочного чехла Арктическая акватория разделяется на три области. *К первой области* относится Евразийский бассейн с его континентальными бортами. Он рассекает Арктическую акваторию почти посредине и вкрест её основного простирания от Баренцева моря до моря Бофорта. Здесь господствующие простирания субпараллельны оси хребта Гаккеля, на котором осадки имеют минимальную мощность вплоть до отсутствия на отдельных поднятиях хребта. Мощность осадков в котловинах редко превышает 4 км, что связано как с недавним (по геологическим меркам) формированием области аккумуляции осадков при раскрытии бассейна, так и отдаленностью основных источников сноса, а также маломощностью и эпизодичностью функционирования ближайших источников сноса.

Ко второй области относится глубоководная акватория Амеразийского бассейна с примыкающими шельфами (за исключением Канадского Арктического архипелага, где доминирует суша).

В Амеразийском бассейне хорошо просматриваются главные структуры в его северной и северо-западной частях: хребты Ломоносова, Альфа-Менделеева и разделяющая их депрессия, сегментируемая поперечными субширотными поднятиями (перемычками) на три впадины: Макарова, Подводников - 2 и Подводников - 1. На поднятиях установлен маломощный (до 1 км) осадочный слой, во впадинах его мощность повышается до 4 км и более.

В зоне сочленения Амеразийского бассейна и шельфа восточно-арктических морей мощность чехла максимальна у подножия склона шельфа моря Лаптевых. Восточнее ось регионального прогиба уходит в котловину Подводников, а затем поднимается на склон и шельф, где переходит в Северо-Чукотский прогиб с мощным осадочным чехлом (до 18 - 20 км), возраст которого оценивается, предположительно, как верхний палеозой - кайнозой.

К третьей области относится акватория Баренцево-Карского шельфа. Господствующие простирания геоструктур в этой области (Баренцевский мегапрогиб, Новая Земля, сегменты архипелагов) соответствуют простираниям геоструктур области Амеразийского бассейна.

Карта мощности осадочного чехла, построенная по данным, полученным с применением различных технологий и переменной плотностью полевых наблюдений, не может заменить непрерывных наблюдений по сети сейсмобатиметрических профилей для использования критерия мощности осадков, однако она полезна для оптимизации планирования этих профилей и для обоснования закономерностей плановой структуры мощности осадков.

Литература

1. *Гуревич Н.И., Глебовский В.Ю.* Краткий обзор тектонических концепций образования Амеразийского суббассейна (Северный Ледовитый океан) // Российский геофизический журнал. 2004. №33—34, С. 38—51.

2. *Gramberg I.S., Verba V.V., Verba M.L., Kos'ko M.K.* Sedimentary cover thickness map – sedimentary basins in the Arctic // Polarforschung 69. 2001. P. 243-249.

ГОТЛАНД-РИЖСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ПОЯС НА ЮГЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА (ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Павленкова Г. А.

Институт физики Земли РАН, Москва,Россия
(gpavlenkova@ya.ru)

На южной окраине Балтийского щита в разные годы и разными странами выполнено пять почти параллельных профилей глубинных сейсмических исследований (рис.1): Fennolora [7], Coast [8], BABEL [5], «Балтийское море» [1] и Прибалтийский [4]. Из-за разной методики отработки и интерпретации данных по этим профилям и разной, часто несопоставимой формы их представления, совместный их

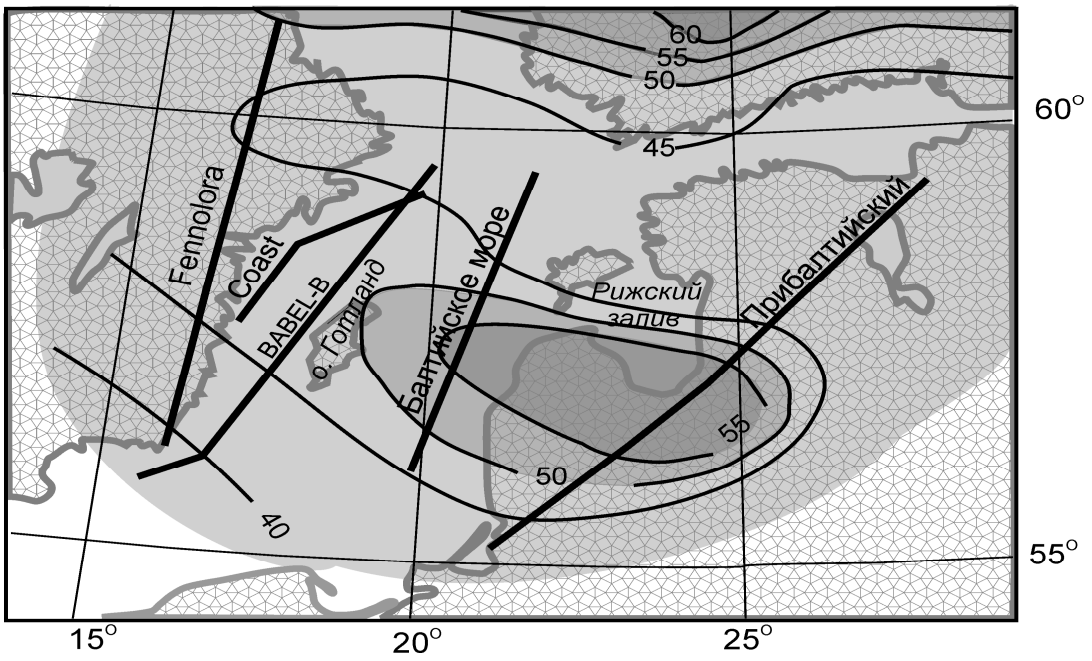


Рис.1 Схема глубин до подошвы земной коры, границы М, и расположение сейсмических профилей в южной части Балтийского щита.

анализ и обобщение были затруднены. Переинтерпретация данных по этим профилям по единой методике и на современном методическом уровне [2], а также применение метода миграции преломленных и закритических отраженных волн [3], позволила согласовать между собой данные по этим профилям и по-новому представить детальное строение земной коры и верхов мантии этого участка Балтийского щита.

Прибалтийский профиль. Для этого профиля потребовалась полная переобработка первичных данных. Он был отработан в 70-ые годы многоканальными станциями по методике непрерывного профилирования. Полученные на профиле волновые поля не позволили тогда однозначно определить структуру земной коры. Методика интерпретации данных ГСЗ в те годы основывалась на методе преломленных (головных) волн, но четких записей этих волн даже от подошвы коры (границы М) не было получено. В результате были построены отдельные отражающие площадки в широком диапазоне глубин (от 30 до 50 км), среди которых трудно было выделить подошву коры.

Экспериментальные материалы по этому профилю в виде детальных годографов всех волн были переинтерпретированы на основе современных методов интерпретации

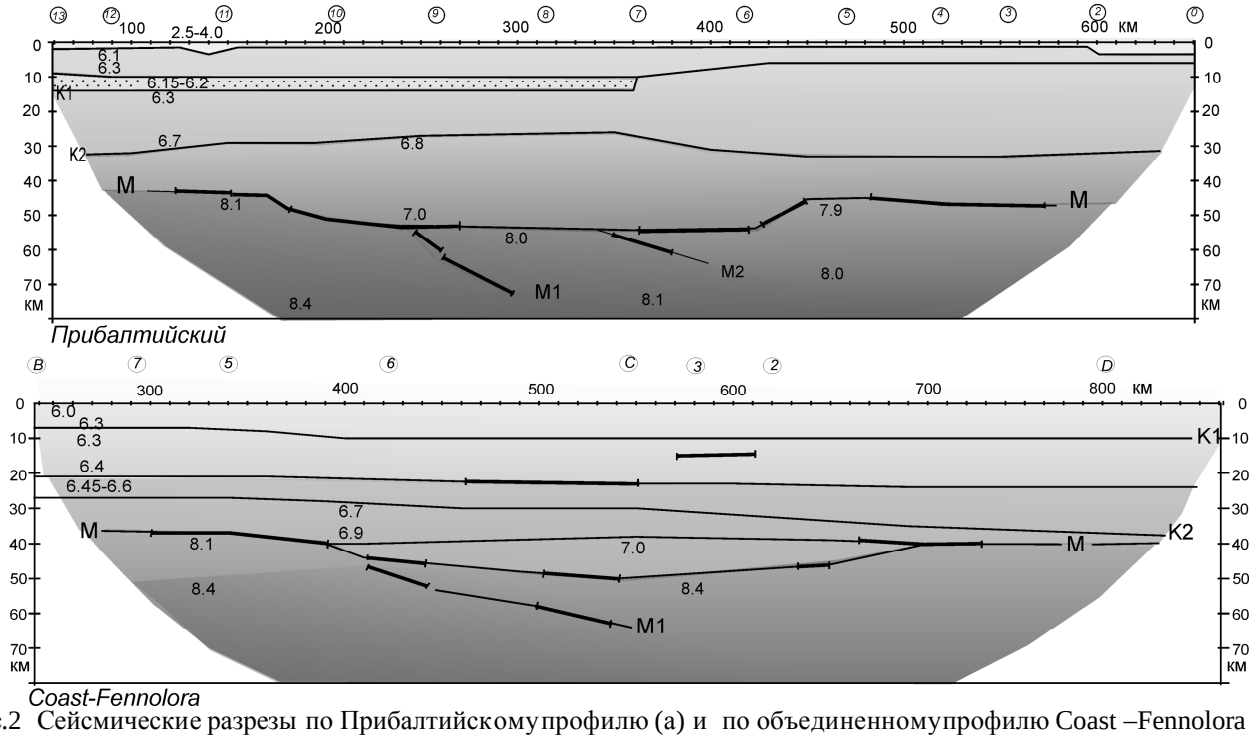


Рис.2 Сейсмические разрезы по Прибалтийскому профилю (а) и по объединенному профилю Coast –Fennolora (б). Тонкими линиями показаны границы между слоями с разными сейсмическими скоростями (км/с), толстые линии соответствуют отражающим площадкам. Точками отмечен слой с пониженной скоростью.

данных ГСЗ (лучевого моделирования) и с применением новых приемов анализа волновых полей и определения природы регистрируемых волн. Это позволило проследить границу М вдоль всего профиля и построить скоростной разрез земной коры (рис.2а).

По полученному разрезу земная кора южной части Балтийского щита характеризуется рядом структурных особенностей. В верхней части коры не наблюдается каких-либо существенных горизонтальных неоднородностей, лишь на глубине около 10 км выделен слой с пониженной скоростью. Главной особенностью полученного разреза является глубокий прогиб по границе М, глубина до которой изменяется от 40 км на краях профиля до 50 км в его центре. Характерной особенностью структуры нижней части земной коры является также увеличение в области прогиба границы М мощности слоя с высокими скоростями (6.8-7.0 км/с). Это увеличение подчеркивается подъемом преломляющий границы со скоростью 6.8 км/с над этим прогибом. В самых верхах мантии выделены отражающие площадки М1 и М2, наклоненные на север, которые можно связывать с нарушениями в верхней мантии.

Профили Fennolora и Coast отработаны в разное время [7,8], но они образуют единую систему наблюдений, позволяющую построить детальный скоростной разрез, как земной коры, так и верхов мантии восточной окраины Балтийского моря (рис.1). Отличительной особенностью разреза по этому профилю является аномально высокая (8.4 км/с) скорость по границе М. Построенный методом математического моделирования разрез (рис.2 б) показал, что как и в Прибалтике, граница М погружается в центре профиля до глубины более 50 км и в этой погруженной зоне в верхах мантии наблюдается круто наклоненная на север

отражающая площадка М1. Прогиб по границе М также заполнен высокоскоростными (до 7.0 км/с) образованиями.

Профиль BABEL-B был отработан методом отраженных волн (в модификации ОГТ), а выставленные на побережье сейсмические станции дали возможность дополнить разрезы ОГТ данными о скоростях в земной коре и о положении границы М [5]. Как и на предыдущих профилях, граница М погружается к центру профиля. Высокая детальность работ ОГТ по этому профилю позволила выявить ряд дополнительных особенностей земной коры в области прогиба по границе М, например, наличие глубокой грабенообразной структуры в верхах коры в северной части этого прогибы. Эта структура соответствует впадине Jotnian-Vendian, выделенной по геологическим данным в прибрежной зоне Швеции. По отраженным волнам в этой впадине, глубиной около 10-15 км, прослеживается несколько суб-горизонтальных границ. Глубже земная кора характеризуется сложным строением с чередованием «мутных» и «прозрачных» зон.

Профиль «Балтийское море» был отработан с донными станциями и с виброисточниками [1]. По полученному разрезу, как и на других профилях, границы в земной коре залегают практически горизонтально, но четко очерчивается прогиб границы М до глубины 50 км в центре профиля. Этот прогиб заполнен высокоскоростными образованиями (до 7 км/с). Детальные непрерывные записи всего волнового поля, полученные от виброисточников, позволили применить для их обработки новую методику – миграцию преломленных и закритических отраженных волн [3], которая позволяет построить по данным ГСЗ волновые разрезы, подобные разрезам ОГТ. На полученном разрезе в погруженной по границе М части выделяется несколько наклоненных на север границ. В земной коре, как и на профиле BABEL-B также выделена прозрачная зона, которая может быть связана с грабеном Jotnian-Vendian.

Таким образом, данные по всем профилям одинаково отражают особенности выделенной синформной по границе М структуры: меняется не только глубина до границы М, но и внутреннее строение земной коры. Мощность коры в центральной части этой структуры увеличивается до 50-55 км по сравнению с 40-45 км на ее ботах. Прогнутая часть структуры заполнена веществом с повышенными сейсмическими скоростями. Меняются и свойства самой границы М: на южном борту синформы она представлена четкой отражающей границей, а в прогнутой и северной частях синформы она разрушена.

Такого рода структура с еще более глубоким погружением границы М была выявлена ранее на Балтийском щите в районе южной Финляндии [9]. Изучению природы этой необычной для платформенных регионов структуры посвящено много геофизических и геологических работ, но до сих пор она остается дискуссионной. Необычность заключается в том, что прогибы Мохо чаще всего наблюдаются под горными системами, это - так называемые «корни гор», которые обеспечивают изостатическую уравновешенность земной коры. В пределах шита с практически плоским рельефом глубокие прогибы по границе М можно объяснить сохранностью «корней гор» древних орогенных систем. Изостатическая уравновешенность земной коры обеспечивается в этом случае утолщенной нижней корой, характеризующейся высокими скоростями (рис.2). Большая часть исследователей разделяет объяснение прогиба Мохо в Южной Финляндии, предложенное в работе [6], где эта структура рассматривается как коллизионная зона между Карельским древним кратоном и Свекафенским протерозойским орогеном.

Такой же природой можно объяснить и описанную выше синформную структуру, вытянутую вдоль окраины щита от острова Готланд до Рижского залива. Геодинамические процессы образования подобных структур можно описать по-

разному. Но общим для них является процессы растяжения и сжатия на разных этапах геологического развития и интенсивное преобразование корового вещества. Все это отражается в структуре земной коры. Прогиб Мохо отражает существование в этой области орогена. Наличие глубокого грабена в северной части прогиба свидетельствует о рифтогенных процессах. Наклонные на север разломные зоны в верхах мантии говорят о возможных подвижках литосферы в южном направлении. Все это позволяет назвать этот пояс зоной коллизии, ограничивающей с юга Балтийский щит. Конечно, в протерозойское время все эти структурные особенности земной коры были более выраженными, и они существенно сгладились в платформенный период ее развития.

Таким образом, совместный анализ и переинтерпретация сейсмических материалов на новой методической основе позволили выявить на юге Балтийского щита протяженный структурный пояс, Готланд- Рижский, характеризующийся увеличенной мощностью земной коры и глубинными нарушениями в верхней мантии. Нарушения наклонены на север, а прогнутая по границе М часть этой структуры заполнена веществом с повышенными сейсмическими скоростями. Вдоль северной окраины прогиба в верхней части земной коры выявлен узкий грабен. Все эти особенности земной коры дают основание предположить наличие в Прибалтике вдоль южной окраины Балтийского щита древнего коллизионного пояса с направлением основных движений с севера на юг.

Литература

1. *Островский А.А.* Донные сейсмоэксперименты. М: Наука, 1998. 255 с.
2. *Павленкова Г.А., Павленкова Н.И.* Земная кора южного коллизионного пояса Балтийского щита. Региональная геология и металлогения, 42, 2010. С. 34-39.
3. *Павленкова Н.И., Пилипенко В.Н., Островский А.А.* Особенности сейсмических изображений структуры земной коры по данным ОГТ и ГСЗ (на примере района Балтийского моря) Физика Земли, № 6, 2003. С.102-112.
4. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР (Отв.ред. Зверев С.М., И.П.Косминская). М: Наука, 1980, 184 стр.
5. *BABEL Working Group*, 1993. Deep Seismic Reflection/Refraction Interpretation of Crystal Structure along BABEL Profiles A and B in the Southern Baltic Sea // Geophys. J. Int. 112. 325—343.
6. *Korja, T., Luosto, U., and Heikkinen, P.*, 1993. Seismic and geoelectrical evidence for collission and extensional events in the Fennoscandian Shield – implication for Precambrian crustal evolution. Tectonophysics, 219, 129-152.
7. *Guggisberg B., Kaminski W., Prodehl C.*, 1991. Crustal structure of the Fennoscandian Shield, a traveltime interpretation of the long-range FENNOLORA seismic refractionprofile. Tectonophysics 195, № 2/4, 105-138.
8. *Lund C-E., Gorbachev R., Smirnov A.*, 2001. A seismic model of the Precambrian crust along the coast of the southern Sweden: the Coast Profile wide-angle airgun experiment and the southern part of FENNOLORA revisited. Tectonophysics, 339, 93-111.
9. *Luosto, U.*, 1991. Crustal structures of Eastern Fennoscandia. Tectonophysics, 189, 19-27.

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СИБИРСКИХ ПЛАТФОРМ ПО ДАННЫМ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ

Павленкова Н.И.

Институт физики Земли РАН, Москва,Россия
(ninapav@mail.ru)

Глубинное сейсмическое зондирование, проведенные МинГео СССР на сверхдлинных профилях с мирными ядерными взрывами (рис.1) [2], до сих пор является уникальным источником информации о структуре верхней мантии платформенных областей.

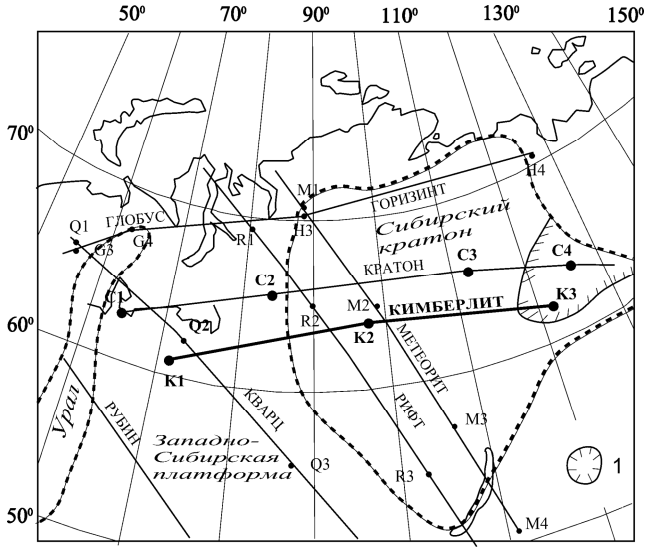


Рис. 1. Схема расположения сверхдлинных сейсмических профилей, отработанных с мирными ядерными взрывами (на профиле «Кимберлит К1, К2, К3). 1-Вилюйская впадина.

Обобщение и анализ этих данных, проведенные в последние годы по всем профилям [5,10], позволили выявить главные закономерности этой структуры и по-новому осветить проблему динамики верхней мантии. Установлено, что для всей верхней мантии характерна существенная неоднородность, которая выражается в изменчивости сейсмических скоростей с глубиной и по горизонтали, в наличие региональных сейсмических границ и других неоднородностей. Многие из этих неоднородностей оказались неожиданными и до сих пор не нашли однозначного объяснения. Рассмотрим некоторые из них.

Сначала предполагалось, что исследования на сверхдлинных профилях позволят установить различия в строении верхней мантии основных тектонических структур, определить природу крупных геофизических аномалий и описать систему литосфера-астеносфера. Проведенные работы действительно подтвердили ожидаемое региональное изменение скоростей, коррелируемое с тектоникой и тепловым потоком: под холодной Сибирской платформой они повышенные, 8.1-8.3 км/с, под Западно-Сибирской плитой с высоким тепловым потоком - понижены до 8.0 км/с (рис. 2). Но эта глобальная закономерность столкнулась с проблемой интерпретации гравитационного поля: повышенным сейсмическим скоростям под Сибирским кратоном соответствуют пониженные плотности.

Кроме этого в верхах мантии Сибирского кратона выявлены блоки аномально высоких сейсмических скоростей (до 8.6 км/с), которые не коррелируются ни с тектоникой этого региона, ни с геофизическими полями. Объяснить их петрологически трудно, а предположение, что они связаны с анизотропией скоростей, пока не нашло подтверждение в экспериментальном материале.

Другой неожиданной особенностью в структуре верхней мантии явилось отсутствие зоны пониженных скоростей в области «термической» астеносферы, то есть общепринятая реологическая модель жесткой литосферы и астеносферы, как области частичного плавления, не подтвердилась. Главная роль в определении глубины до подошвы литосферы традиционно отводится геотермическим методам: по данным измерений теплового потока определяется глубина возможного

солидуса. По сейсмическим данным такая астеносфера должна выделяться, как слой пониженных скоростей. Под Сибирскими платформами по данным теплового потока астеносфера предполагалась на глубине 250-300 км [7]. Но на этой глубине указанными сейсмическими исследованиями не выделено слоев с пониженной скоростью (рис. 2). Правда, здесь наблюдается смена структурного плана, которая дает основание предполагать смену реологических свойств вещества. Это следует из формы сейсмических границ L и H: граница L обычно повторяет структурную неоднородность верхних слоев, а граница H имеет обратный рельеф. То есть на этой глубине осуществляется изостатическая уравновешенность верхней мантии. Последнее возможно именно благодаря общему увеличению пластичности материала на глубине 250-300 км. Это подтверждается и увеличением под Сибирской платформой на глубине 250 км величин добротности, определенных по сверхдлинным профилям на основе спектрального анализа сейсмических волн [3]. Этот слой повышенной пластичности можно назвать астеносферой, но твердофазной. Такая трактовка дана сейсмической модели верхней мантии и в работе [4] при построении петрофизической ее модели с учетом данных ксенолитов и температурного режима.

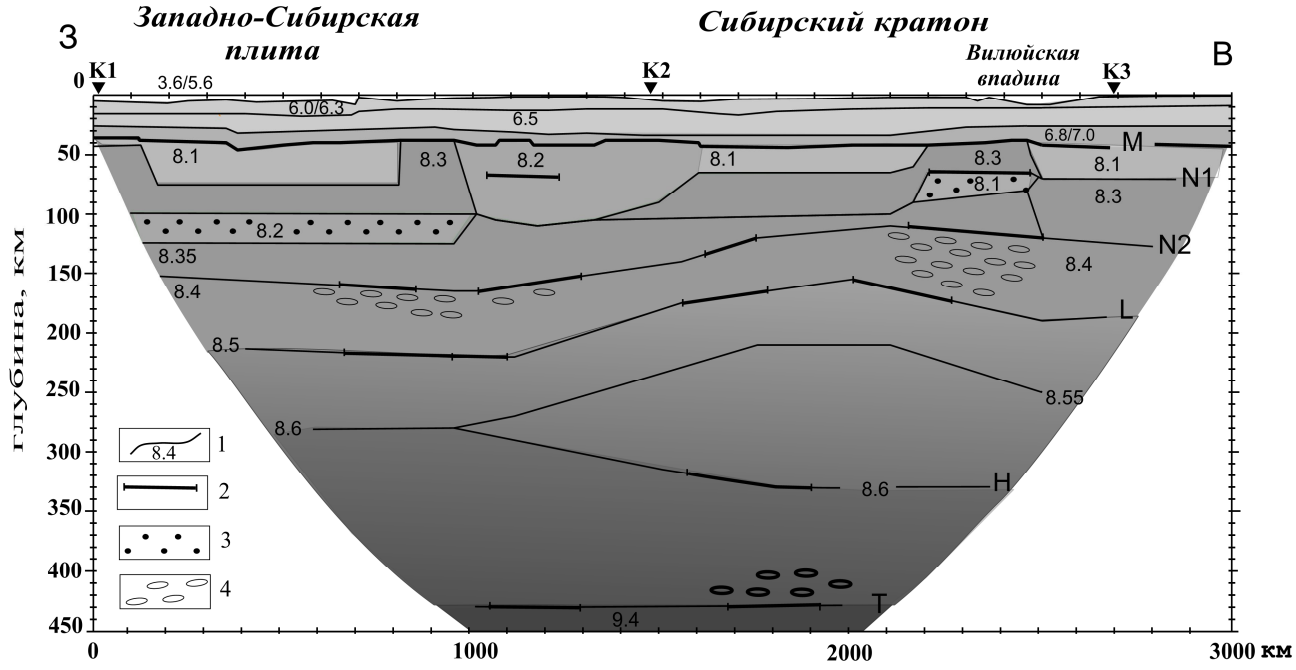


Рис.2 Сейсмический разрез верхней мантии по профилю «Кимберлит»: 1 – изолинии скорости (км/с), 2 - отражающие границы, 3 –слои с пониженными скоростями, 4 - области повышенной гетерогенности

Новой особенностью реологической модели верхней мантии оказалось деление литосферы на два слоя разной степени пластичности. Это следует из структурных особенностей литосферы. Верхняя ее часть до глубины 80-100 км характеризуется блоковой структурой с существенными перепадами сейсмических скоростей на границе блоков, часто разделенных глубинными разломами. Это – наиболее жесткая часть литосферы. Ниже 100 км горизонтальная неоднородность незначительна, то есть на этих глубинах вещество более пластично и не способно сохранить блоковую структуру.

Выявленная расслоенность верхней мантии подчеркивается слоями с пониженной скоростью, наблюдаемыми на глубине около 100 км и сейсмическими границами (рис. 2): граница N1 (скоростной уровень V = 8.35-8.4 км/с), N2 (V = 8.4-8.45 км/с), L (V = 8.5 км/с) и H (V = 8.6 км/с). На всех этих границах не происходит резких скачков скоростей. Они выделены, в

основном, по отраженным волнам, имеющим сложную многофазовую запись. Расчеты показали, что такие волны формируются не на границах первого рода, а в неоднородных расслоенных зонах мощностью до 2-3 км, с чередованием прослоев повышенных и пониженных скоростей. Перепады скоростей в таких прослоях должны быть значительными – не менее 0.3 км/с.

Объяснить природу таких многослойных пачек и причину резких перепадов скоростей в отдельных их прослоях не просто. Мантийные породы разного состава практически не различаются по сейсмическим скоростям. По петрофизическим данным никакие существенные фазовые переходы на отмеченных глубинах не предполагаются [8], да они и не могут создать многослойные пачки. Одно из возможных объяснений высокоскоростных прослоев может быть анизотропия скоростей, типичная для основного минерала верхней мантии оливина. Но прослои с пониженными скоростями, так же как и слой с пониженной скоростью на глубине около 100 км, объяснить традиционным образом невозможно.

Обычно слои пониженных скоростей в верхней мантии связывают с астеносферными линзами, то есть с областями частичного плавления. Как уже отмечалось, по последним данным [4] для Сибири частичное плавление мало вероятно в пределах всей верхней мантии. Однако все эти оценки возможного солидуса проводились для «сухой» мантии, в то время как показали лабораторные исследования, небольшое содержание флюидов существенно снижает эту температуру и может привести к частичному плавлению на малых глубинах [1]. То есть именно повышенным содержанием флюидов можно объяснить слой с пониженной скоростью на глубине около 100 км.

Флюидную природу могут иметь и низкоскоростные прослои в расслоенных отражающих зонах. Предположение, что эти прослои, связаны с концентрацией в них глубинных флюидов, согласуется с данными по сибирским ксенолитам. В работе [6] показано, что ксенолиты, сформировавшиеся на глубине выделенных региональных границ, имеют признаки пленочного плавления.

Еще одной неожиданностью в структуре верхней мантии Сибири оказались сейсмические скорости в ее нижней части: они повышены под молодой Западно-Сибирской платформой и понижены под холодным Сибирским кратоном (рис.2). Такое же соотношение вытекает из сопоставления скоростной модели Сибирского кратона с обобщенной по миру моделью IASP-91 [9] которая отличается повышенными скоростями на глубине 250-400 км (рис.3). Модель IASP91 построена, в основном, по сейсмологическим данным, полученным в сейсмоактивных регионах, характеризующихся высоким тепловым потоком. В областях повышенного теплового потока можно было ожидать пониженных скоростей не только в верхах, но и в низах верхней мантии. Вероятно, модель IASP91 отражает петрофизические изменения вещества верхней мантии в тектонически активных регионах. Это – нерешенная пока, но очень важная геодинамическая проблема.

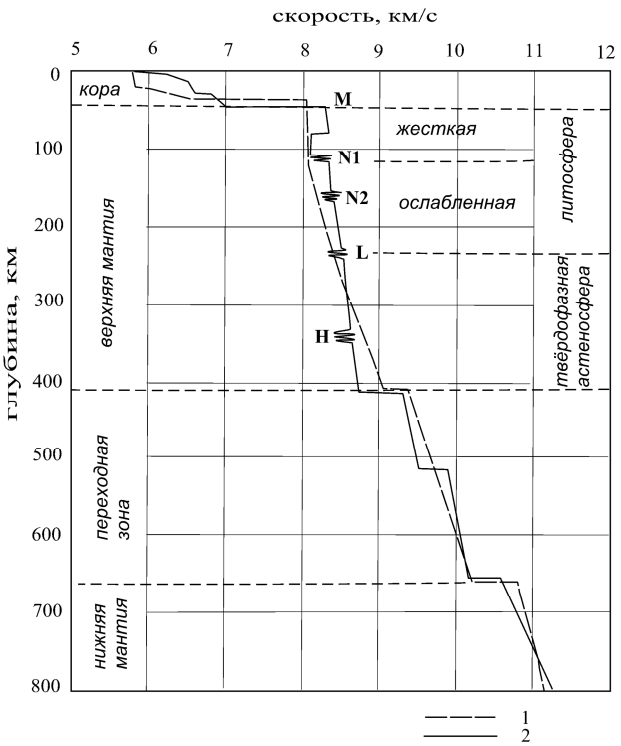


Рис. 3. Обобщенная сейсмическая модель верхней мантии Сибирского кратона (2) в сопоставлении с моделью IASP91 (1).

В целом, полученная скоростная модель низов верхней мантии Сибири не согласуется с идеей конвективного переноса вещества и энергии в областях повышенного теплового потока. В этих областях при конвекции сейсмические скорости должны быть понижены во всей верхней мантии, а кровля переходной зоны приподнята. Под Западно-Сибирской плитой с повышенным тепловым потоком пониженные скорости наблюдаются только в верхних 200 км, ниже, как отмечалось, они повышены по сравнению с холодным Сибирским кратоном, а кровля переходной зоны практически горизонтальна.

Это необычное распределение скоростей в низах верхней мантии также находит свое объяснение с точки зрения флюидной концепции глобальной геодинамики [1]. Поступающие из нижней мантии энергоемкие глубинные флюиды характеризуются малыми потерями энергии на больших глубинах, они выделяют ее при физико-химических преобразованиях в верхних частях мантии, не нарушая существенно температурный режим в нижних ее областях. В результате, в отличие от конвекции, они в большей мере прогревают вещество мантии только на глубине 50-200 км, что и отражается в пониженных скоростях на этих глубинах в областях высокого теплового потока, но практически не изменяют температурный режим на больших глубинах.

Литература

1. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ / Материалы международной конференции памяти академика П.Н.Крапоткина, 20-24 мая 2002, Отв.ред. А.Н.Дмитриевский, Б.М.Валяев/ М: ГЕОС. 2002. 471 с.
2. *Егоркин А.В.* Изучение мантии на сверхдлинных геотраверсах // Физика Земли. 1999. № 7-8. С. 114-130
3. *Егоркин А.В., Кун В.В., Чернышев Н.М.* Поглощение продольных и поперечных волн в коре и верхней мантии Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 2. С.37-50.
4. *Кронрод В.А., Кусков О.Л., Прокофьев А.А.* Распределение температур в литосферной мантии Сибирского кратона по данным региональных сейсмических моделей // Гехимия. 2009. С.
5. *Павленкова Н.И.* Структура верхней мантии Сибирской платформы по данным, полученным на сверхдлинных сейсмических профилях // Геология и геофизика. 2006. Том 47. № 5. С. 630-645
6. *Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В., Масловская М.Н., Брант С.Б.* Кимберлиты и кимберлитовые породы; вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск. ВО «Наука». Сибирская издательская фирма. 1994. 256 с.
7. *Artemieva I.M., Mooney W.D.* Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // J. Geoph. Res. 2001. V.106 (B8). P.16 387-16 414
8. *Griffin W., Ryan C., Kaminsky F et al.* The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics. - 1999. - 310 - P.1-35.
9. *Kennet B.L.N. and Engdahl E.R.* Travel times for global earthquake location and phase identification // Geophys. J. Int., 105, 1991. P. 429–465.
10. *Pavlenkova G.A. and N. I. Pavlenkova.* Upper Mantle Structure of the Northern Eurasia from Peaceful Nuclear Explosion Data // Tectonophysics, 416, 2006. P.33–52.

О ПРИНЦИПАХ СОСТАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ НОВОГО ПОКОЛЕНИЯ

Палымский Б.Ф., Кузнецов В.М., Петров А.Н., Чехов А.Д., Шахтыров В.Г.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт, г. Магадан, Россия (palymsky@neisri.ru)

Многочисленные тектонические карты и схемы, появившиеся за 70-летнюю историю тектонической картографии на территорию северо-восточного региона (характеристика этого периода приведена в работе А.Д. Чехова [10]), составляют по своей идейной направленности три основные группы – «фиксистские», «умеренно мобилистские» (конструктивного тектогенеза) и «плейттектонические». На фиксистской основе (по традиционному на тот период принципу - возрасту завершающей складчатости) составлена «Тектоническая карта Северо-Востока СССР», созданная в 1966 г. коллективом авторов СВКНИИ (В.Ф. Белый, А.А. Николаевский, С.М. Тильман, Н.А. Шило). Представителями второй группы могут служить «Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей» сводного коллектива СВКНИИ-ГИН (1979 г., по времени формирования зрелой земной коры), «Тектоническая карта Северо-Востока Азии» под редакцией С.М. Тильмана и Н.А. Богданова (1992 г.) и др.,. Начиная с «Геодинамической карты СССР…» Л.П. Зоненшайна с соавторами (1988 г.), террейновой карты У. Ноклеберга с большим интернациональным коллективом (1997 г.) и заканчивая картой А.И. Ханчука с соавторами (2006 г.[8]) – все они строятся на принципах ортодоксального неомобилизма, отражая различные стороны главенствующей в настоящее время концепции «плитовой тектоники».

За последние десятилетия получены новые данные по геологическому строению региона и его глубинной структуре. Выполнена разномасштабная геологическая съемка (от 1:1000000 до 1:10000), широким фронтом проведены поисковые, оценочные и разведочные работы, специализированные геофизические, геохимические, дистанционные, тематические исследования; полученные материалы нередко принципиально отличаются от предшествующих и, естественно, требуют учета и обобщения. Широкое распространение получили геоинформационные технологии, позволяющие оперативно и эффективно решать проблемы сбора, хранения и передачи полученных материалов, а также предоставляющие практически неограниченные возможности их использования и трансформации. Следует добавить, что простое копирование модных идей и парадигм перестало удовлетворять пользователей, особенно геологов-производственников. Очевидно, этим можно объяснить появление обзорных тектонических карт (например, карта Центральной Азии, изданная во ВСЕГЕИ [8]), созданных на, казалось бы, давно забытых принципах выделения областей по принадлежности к главнейшим тектоническим эпохам - каледонской, герцинской, альпийской и т.д. Рассмотренные обстоятельства обусловили необходимость создания Тектонической карты Северо-Востока Азии нового поколения, составление которой начато в 2008 г. в рамках СВКНИИ ДВО РАН [2].

На первом этапе основное внимание уделено созданию по возможности объективной структурно-вещественной основы, с одной стороны, отражающей все современные данные по геологическому строению территории, а с другой – не испытывающей на себе влияние существующих тектонических теорий и гипотез. Эта основа должна включать в качестве обязательных компонентов три главных составляющих – структурный (существенно разломный) каркас, вещественное наполнение и его внутреннюю организацию.

Предварительная разбраковка дизъюнктивов показывает, что для составляемой мелкомасштабной Тектонической карты основными являются глубинные разломы и сопряженные с ними региональные разрывы. При этом основной структурный каркас образуют системы глубинных разломов, различающихся морфологией, кинематикой, временем заложения и генетической природой – показателями, которые далеко не всегда отображаются на тектонических картах. Например, глубинные разломы Яно-Колымской складчатой системы в западной части территории имеют северо-западную ориентировку, ранне- среднепалеозойский (?) возраст заложения, конседиментационную природу, магмо- и рудоконтролирующий характер [12]. Сбросовая кинематика разломов на момент заложения в орогенный (коллизионный) этап трансформируется в сдвиги, надвиги, реже – шарьяжи. Рассматриваемые разломы расчленяют Яно-Колымскую систему на ряд «устоявшихся» структурных единиц - Верхне-Индигирский и Иньяли-Дебинский синклинории, Аян-Юряхский и Нерский антиклинории, Охотский срединный массив и Омулевское горст-антиклинальное поднятие. Северо-западное и субширотное простирание имеют глубинные разломы Чукотской системы. Отдельную категорию составляют системы северо-восточных разломов Омолонского массива; они заложились в раннем палеозое, проявились в позднем палеозое и мезозое как конседиментационные, однако в позднем мезозое в значительной степени переработаны и рассечены разломами северо-западной (Яно-Колымской) ориентировки.

Сложная разноориентированная система разломов связана с заложением и развитием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Их простирание чаще всего совпадает с общей ориентировкой пояса, поэтому преобладают северо-восточные разрывы, меняющие направление на отдельных отрезках на субширотное (Северное Приохотье, Восточная Чукотка). Во внешней и внутренней зонах пояса магмоконтролирующие разломы дискордантны общей ориентировке пояса и кинематически соподчинены «допоясовым» структурам Яно-Колымской, Чукотской (северо-западные разломы) и Кони-Тайгоносской (субмеридиональные разломы) систем. Субмеридиональные разрывы внешней перивулканической зоны нередко описываются как зоны «тектоно-магматической активизации» [4].

На юге территории вдоль северного побережья Охотского моря преобладают субширотные зоны разломов, определяющие положение цепочек кайнозойских угленосных впадин Восточно-Азиатского грабенового пояса. Структурную самостоятельность проявляет известный разлом Улахан[11]. Специфичны также системы разломов Корякско-Камчатского региона; здесь широко развиты продольные большеамплитудные надвиги и шарьяжи с падением сместителей в сторону океана, поперечные разломные зоны скрытого характера, а также новейшие крутопадающие сбросы, контролирующие поля вулканитов, серии даек, кайнозойские депрессии.

Сведения о вещественном составе картографируемых тектонических единиц наиболее полно отражены в геологических формациях и их совокупностях. Среди осадочных формаций распространены группы флишевых, молассовых, микститовых, карбонатных, терригенно-кремнистых и глинистых [5]; разнообразны по составу представители вулканических и плутонических формаций (от ультрамафических до ультрасалических). Собственно метаморфические формации (не стратифицированные и монофациально стратифицированные - амфиболитовые, гранулитовые) известны преимущественно в пределах срединных массивов и палеозойских поднятий; на большей части территории Северо-Востока Азии широко проявлена зеленосланцевая фация метаморфизма.

Картографическое выражение большинства из выделенных геологических формаций в связи с мелким масштабом

карты затруднено, поэтому формации объединены в закономерные формационные комплексы. Каждый из комплексов отражает определенный этап становления тектонических структур и их элементов и, как правило, отделен от сопряженных комплексов поверхностью несогласия. В фанерозойском цикле (исключая неоген-четвертичные образования) насчитывается семь этапов: рифей-вендский; раннепалеозойский; среднепалеозойский; позднепалеозойский-раннемезозойский; триасово-юрский; позднеюрский-раннемеловой; меловой.

Рифей-вендский этап известен лишь в пределах Омолонского и Охотского массивов, проявился в образовании пестроцветного булунского карбонатно-терригенного формационного комплекса общей мощностью 3-3,5 тыс. м. Встречаются пласты альбитизированных базальтов, линзы туффитов. *Раннепалеозойский* этап наиболее полно выражен на Омулевском поднятии. Здесь в ордовике-силуре сформировался мощный (4-11 тыс.м.) существенно карбонатный (формации известняков, доломитов, реже присутствуют терригенные породы) комплекс. Значительно меньшую мощность (1-2 тыс. м.) имеет пестроцветный известняково-доломитовый комплекс Омолонского массива. Резко отличается по набору формаций ордовикский комплекс Кони-Тайгоносской системы (Центрально-Тайгоносский район), представленный карбонатно-кремнистыми отложениями общей мощностью около 2 тыс. м., с пластами спилитов и их туфов.

Специфичен *среднепалеозойский* (D_2-C_1) этап Омолонского и Охотского массивов. В центральной части Омолонского массива - это своеобразный комплекс континентальных вулканитов кислого-среднего состава с пачками терригенных пород (кедонская серия), мощностью 1,2-4 тыс. м. В краевых зонах появляются пласты и пачки известняков, доломитов, кремнистых сланцев и аргиллитов (ушурэкчанская, моланджинская, медьгорская серии, общей мощностью до 10 тыс.м.). Комплекс залегает на подстилающих с резким угловым и структурным несогласием и включает многочисленные внутриформационные перерывы. На Омулевском поднятии в этот период формируется преимущественно терригенно-карбонатный комплекс с включением пластов основных туфов и диабазов, общей мощностью 2-5 тыс. м.

Широким распространением пользуется *позднепалеозойский - раннемезозойский* (C_2 –T_2) этап, представленный терригенным, терригенно-глинистым, местами терригенно-карбонатным комплексом (7,5-15 тыс. м). В структурах Яно-Колымской системы (Верхне-Индигирский, Армано-Вилигинский, Иньяли-Дебинский синклинории, Аян-Юряхский и Буюндино-Балыгычанский антиклинории) в нижней части комплекса преобладают глинисто-сланцевые (аспидно-сланцевые) формации, в верхней – флишоидные и аргиллитовые (глинисто-сланцевые), в средней они расслаиваются маркирующим горизонтом диамиктитов (атканская свита поздней перми и ее аналоги). На Омулевском поднятии продолжается формирование мощного девон-пермского карбонатно-кремнистого комплекса. На Омолонском массиве накапливается маломощная (0,2-1 км) тонкотерригенная толща с характерными пачками битуминозных известняков и редкими пластами базальтов и туфов основного состава. В пределах Кони-Тайгоносской системы преобладают терригенные породы, переслаивающиеся в верхней части с базальтами и их туфами.

В основании следующего (позднетриасового-среднеюрского) терригенного комплекса залегает горизонт (500-4000 м) вулканомиктовых песчаников, гравелитов, туффитов и туфов основного и среднего состава, реже алевролитов, сланцев (грауваккова формация). Выше по разрезу – толща мелкозернистых песчаников, алевролитов, сланцев, нередко во флишоидном чередовании (флишевая формация); в самой верхней части преобладают глинистые сланцы. На Омолонском массиве присутствуют также прослои конгломератов, туффитов,

известняков и специфических высоко основных вулканитов; в Кони-Тайгоносской системе в это время продолжается формирование мощной (до 15 км) толщи формации «зеленых туфов».

Резким структурным несогласием в своем основании фиксируется позднеюрско-раннемеловой этап накопления мощных молассовых толщ, завершающих развитие Верхояно-Колымской области. В Чукотской системе и на Омолонском массиве шлировая (нижнемолассовая) формация (2-3 тыс. м) выполняет серию крупных межгорных впадин. Пачки терригенных пород включают линзы известняков, покровы базальтов, андезитов и их туфов. В южной части Армано-Вилигинского синклинория вероятным возрастным аналогом служит момолтыкичская свита палеотипных андезибазальтов и их туфов, включающая мощные пачки осадочных пород.

Более молодой (аптский) возраст имеет угленосная моласса Балыгычано-Сугойского прогиба (омсукчанская серия, 4-5 тыс. м); в ее основании терригенные породы содержат пласты и пачки трахибазальтов, калиевых риолитов, иногда выделяемых в самостоятельную дукатскую серию. Близкое строение имеет верхний молассовый комплекс в межгорных впадинах Омолонского массива и Чукотской системы (200-1400 м), начинающийся контрастно чередующимися трахибазальтами, трахитами, риолитами, их туфами и завершающийся угленосными образованиями. Отличается от рассмотренных мощный осадочно-вулканогенный комплекс Илинь-Тасской зоны Омулевского поднятия (до 10 тыс. м). В основании его залегают чередующиеся терригенные и кремнистые породы с пластами трахибазальтов, трахиандезитов. Вверху – флишоидно переслаивающиеся песчаники, алевролиты, аргиллиты, с прослоями углей.

Завершается мезозойская история Северо-Востока формированием (начиная с альба и охватывая почти весь мел) мощного (1,5-6 тыс. м) вулканогенного комплекса Охотско-Чукотского пояса. Комплекс включает три серии (охотская – ранний-поздний мел, эвенская – поздний мел, янская – мел-палеоген; некоторые исследователи включают эвенскую серию в сосав более молодого Хакаринско-Энмываамского вулканогенного пояса). Каждая из них начинается вулканогенно-осадочной молассой, достигающей наибольшей мощности (до 1,5 тыс. м) в основании охотской серии. Вулканогенная составляющая охотской серии представлена андезитовой и риодацитовой формациями, эвенской – формациями двупироксеновых андезитов и риолитовой, янской – платобазальтовой или контрастной базальт-риолитовой.

Важным элементом структурно-вещественной основы тектонической карты является отображение морфологии складчатых структур. Для этой цели предлагается изображать не только оси крупных складок, как принято на традиционных структурных и тектонических картах, но и линии простирания, согласующиеся с элементами залегания слоистости. Карта, дополненная такими элементами, становится более наглядной и выразительной. Как показали исследования А.Н. Петрова [6,7], эти линии обладают теми же свойствами, что и естественные стратиграфические границы и, таким образом, могут рассматриваться как предмет анализа, позволяющего делать обоснованные выводы о последовательности, направленности и интенсивности тектонических движений.

Итак, на первой стадии составления новой Тектонической карты Северо-Востока Азии создается ее «фактологическая» часть, включающая материалы по структурному каркасу, сведения о формациях и формационных комплексах, данные о внутренней структуре тектонических блоков. Существование полноценной структурно-вещественной основы, учитывающей современные данные о геологическом строении территории в виде цифровой базы данных, позволяет перейти к наиболее ответственной стадии – разработке «идеологической» основы будущей карты. Самый простой и

«надежный» путь – взять на вооружение постулаты «плитовой» или «террейновой» тектоники. Однако, Северо-Восток Азии всегда являлся прекрасным полигоном для возникновения и проверки новых тектонических гипотез и концепций. К числу перспективных направлений творческой тектонической мысли, развиваемых авторами-составителями карты, принадлежат, например: 1) концепция А.Д. Чехова [9,10] о принадлежности северо-восточного региона, начиная с рифея, к особому самостоятельному типу земной коры (или литосферы), названному «окраинноморским»; 2) поддерживаемая В.М. Кузнецовым [4] идея о формировании всей Верхояно-Чукотской области под влиянием глубинного мантийного диапира в районе Алазейского поднятия; 3) представления, разделяемые В.Г. Шахтыровым [11], об образовании раздвиговых структур (сфено- и ромбохазмов), обусловленных глобальными сдвигами вдоль окраины Арктического бассейна, и др. Возможности современных геоинформационных технологий позволяют осуществить многовариантные построения, с целью проверки этих и других концепций.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. *Горячев А.Н., Бяков А.С., Бялобжеский С.Г., Ведерников И.Л., Жуланова И.Л., Палымский Б.Ф., Петров А.Н., Русакова Т.Б., Чехов А.Д., Шахтыров В.Г.* Новая тектоническая карта Северо-Востока Азии: принципы построения, проблемы, перспективы. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2009
3. *Кузнецов В.М.* К проблеме формирования структуры Верхояно-Чукотской складчатой области//Геология и тектоника платформ и складчатых областей Северо-Востока Азии. Якутск, 1999. С.94-98
4. *Кузнецов В.М.* Разнопорядковые структуры позднемезозойской тектоно-магматической активизации в Верхояно-Чукотской складчатой области. Магадан: Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2006, №2. С. 2-12
5. *Палымский Б.Ф.* Геологические формации Северо-Востока России. Автореф. дис. докт. г.-м. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006. 50 с.
6. *Петров А.Н.* Геометрические модели слоистых тел и картирование сложнодислоцированных толщ путем интерполяции элементов залегания. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 60 с.
7. *Петров А.Н.* Математическое моделирование тектонических движений при изучении геологических структур. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. 130 с.
8. Тектоническая карта Центральной Азии, масштаб 1:2500000. СПб: ВСЕГЕИ, 2008
9. *Чехов А.Д.* Закономерности формирования континентальных окраин Северо-Востока СССР. Автореф. дис. докт. г.-м. наук. Иркутск, 1989. 33 с.
10. *Чехов А.Д.* Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии. М.:Научный мир, 2000. 204с.
11. *Шахтыров В.Г.* Сфенохазмы в мезозоидах Северо-Востока Азии и геотектоническая позиция гранитоидного магматизма и золотого оруденения//Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Тр. Всеросс. Совещания. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 68-76
12. *Шахтыров В.Г.* Возраст и мезо-кайнозойская кинематика тектонических движений Момской рифтовой зоны//Естественные и технические науки, 2008, № 5. С. 136-141

НЕКОТОРЫЕ МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Палымский Б.Ф.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт, г. Магадан, (palymsky@neisri.ru)

Важность методологических разработок для различных научных направлений бесспорна, в том числе и в сфере геологических знаний; к проблемам методологии геологических наук неоднократно обращался в своих работах В.Е.Хаин [8,9]. Не разделяя некоторых дискуссионных положений этих публикаций, автор настоящей статьи считает полезным рассмотреть ряд методологических вопросов в учении о геологических формациях, пережившем за последние десятилетия и взлеты, и падения; в настоящее время интерес к формационному анализу, как к основе многих последующих теоретических построений, неуклонно возрастает [5,6,11].

Сформировавшееся в геологической литературе понимание формации отражает многозначность его содержания: геологическая формация – это и реальное природное тело, и геоисторическая (стратиграфическая) единица, и генетическая категория, и рудосодержащий объект и т.д.; приверженцы различных научных дисциплин интересуются преимущественно теми сторонами геологических формаций, которые необходимы им для решения поставленных задач. В методологическом плане учение о формациях включает два самостоятельных раздела, названных В.И. Драгуновым [2] *формациологией* и *формационной геологией*. По-видимому, правильней было бы первый раздел назвать «геоформациологией» - наукой о составе, строении, границах, геологическом содержании геологических формаций, проблемах классификации тел формационного ранга, а собственно описательная ее часть, занимающаяся структурно-вещественным описанием формационных объектов, может быть названа «геоформациографией». Для второго раздела, в задачи которого входят геоисторические реконструкции, восстановление различных генетических аспектов, металлогенические построения, лучше использовать название «формационный анализ» (в узком смысле), понимая его как аналитическую часть учения о формациях.

Рассмотрение геологических формаций, как природных объектов в общей системе тел геологической организации вещества невозможно без учета их связи с другими телами, иными словами, без понимания их места в общей иерархии геологических тел. Существование различных уровней и рангов организации вещества осознавалось еще с началом развития естествознания. Под *уровнем организации* понимают совокупность естественных систем (объектов), находящихся в иерархическом соподчинении и характеризующихся одинаковым типом пространственного расположения (упаковкой) элементов [1. С.282]. Геологический уровень (макромир) характеризуется плотнейшей упаковкой объектов. *Ранг иерархии* - совокупность конечного числа элементов одного порядка, образующих целостную систему. В рамках геологического уровня организации вещества разными исследователями выделяется различное число соподчиненных объектов, от трех до двенадцати. Наиболее логичной и обоснованной представляется пятиранговая иерархическая классификация: минералы – горные породы – геологические формации – геологические комплексы – геосферы [1. С.284]. Геологические формации занимают «срединное» положение; они «вбирают» в себя объекты предшествующих рангов (горные породы и минералы) как элементы, составные части, и «строят» объекты последующих рангов – геокомплексы и геосферы.

Очень важным является понятие об «элементарной ячейке», перенесенное из минералогии в учение о геологических формациях впервые В.И. Драгуновым [3]. Суть этого понятия заключается в том, что качественный переход от одного ранга геологических тел к другому осуществляется не через простое суммирование объектов низшего ранга в высший, а через промежуточную ступень, элементарную ячейку, в которой эти объекты определенным образом структурно упорядочены. Для геологических формаций такой ячейкой должен быть парагенезис горных пород, для обозначения которого в литературе используются различные термины: набор пород, ассоциация горных пород (породная ассоциация), петрофонд, фация, элементарная фация, литофация, петрофация, субформация, литома, гилеация, седиментит и др. Наиболее удачным кажется термин «парагенерация». «В качестве элементарных ячеек геологических формаций следует рассматривать парагенерации, т.е. устойчивые совокупности пород, которые и определяют формацию» [1. С.285].

Для развития учения о геологических формациях плодотворно использование системного принципа. «Любой предмет исследования можно считать системой, если нам удалось, во-первых, выявить его компоненты, во-вторых, определить такие их взаимоотношения, благодаря которым они образовали данный, а не какой-либо другой предмет, т.е. найти свойства композиции, и, в-третьих, открыть специфические системные (эмерджентные) свойства предмета» [12. С.71]. Следовательно, геологические тела формационного ранга, в том качестве, в каком они обычно понимаются и выделяются, безусловно, могут рассматриваться как системы, поскольку они состоят из элементов (горных пород), обладают закономерной структурой и отчетливыми границами, характеризуются особыми свойствами, не сводимыми к простой сумме свойств слагающих их горных пород. Принципиальная возможность исследования геологических формаций с позиции системного анализа определяется повторяемостью в формационных объектах характерных ассоциаций горных пород и однородностью их структурных отношений (иными словами, главными системными признаками геологических формаций служат их состав и структура); моделью такой ассоциации является понятие об элементарной ячейке формаций - парагенерации.

Информация о составе формаций достаточно полна. Значительно слабее изучены структурные особенности геологических формаций. Известны отдельные исследования, касающиеся главным образом стратифицированных образований [10], однако единая классификация формационных структур до сих пор не разработана. Рассмотрим некоторые возможные общие принципы структурного анализа геологических формаций, базирующиеся на характере отношений между слагающими их ассоциациями горных пород. По элементам симметрии тел и характеру их границ выделяется две основных группы формаций - стратифицированные (осадочные, вулканические, метаморфизованные) и нестратифицированные (плутонические, метаморфические). Структура стратифицированных формаций в общем случае слоистая, определяется цикличностью накопления горных пород. В первичном залегании циклы совпадают с вектором – радиусом Земли. Формации второй группы обладают резкими вертикальными и неопределенными горизонтальными границами.

Внутренние особенности строения геологических формаций определяются характером отношений между слагающими их ассоциациями горных пород. Наиболее распространены в стратифицированных формациях отношения «порядка» (последовательности) - в каком порядке, выше или ниже располагаются друг относительно друга конкретные ассоциации, образующие тело геологической формации. В осадочных формациях это может быть слоистость, цикличность, в вулканических -

последовательная смена характерных парагенезисов вулканических горных пород (покровных, эксплозивных, пирокластических петрофаций). Значительно реже подобные отношения свойственны первично «расслоенным» интрузивным телам и метаморфическим толщам. Иногда отношения порядка могут быть выражены понятием «моложе-древнее»; в известной мере это относится и к метаморфическим образованиям.

Смену парагенезисов горных пород в латеральном направлении характеризуют отношения «эквивалентности». Для стратифицированных формаций можно говорить о расположении различных парагенезисов пород на «одном стратиграфическом уровне», для плутонических – это отношения между различными петрографическими фациями пород одной фазы внедрения, Для большинства метаморфических и рудных формаций эти отношения проявляются в вертикальной и латеральной зональности. Разновидностью (но не тождеством) эквивалентности является отношение «одновозрастности». Отношения «пересечения» свойственны преимущественно плутоническим формациям и отражают взаимоотношения совокупностей горных пород различных фаз внедрения, а также интрузивных тел с вмещающими толщами. В вулканических формациях отношения пересечения существуют между ассоциациями горных пород экструзивных и субвулканических петрофаций с другими – покровными, эксплозивными и т.п. Наконец, отношения «контактирования» указывают на характер границ как между геологическими формациями, так и между их частями, компонентами – согласные, секущие, резкие, постепенные и т.п. границы.

Еще одним важным системным признаком, наряду с составом и структурой, является «число» - количество элементов; в ряде случаев термин «число» может означать мощность отдельных слоев различных по минеральному составу пород, величину того или иного параметра при анализе геофизических процессов и т.д.. Состав, структура и численная характеристика – универсальные критерии, по которым различаются между собой геологические формации, как и вообще любые природные объекты [7]. Переход от одной формации к другой возможен тогда, когда меняются их основные характеристики, критерии (элементы, их отношения, число), или их сочетания.

Геологические формации, как ранг иерархии и геологические тела, проявляются в трех аспектах - элементарном, рядовом и обобщающем. «Элементарный аспект» тел формационного ранга выражен в парагенерации – естественном элементарном парагенезисе горных пород, обладающем устойчивостью состава и структурных отношений; как порядок иерархии - это условно выделенный минимальный объем сочетания горных пород, с помощью которого может быть охарактеризована вся геологическая формация. Границы между парагенерациями должны проводиться с учетом изменения количественных характеристик (числа), состава элементов (горных пород) и взаимоотношений между ними.

«Рядовой» аспект выражения геологических формаций заключается в характеристике их как целостных единиц ранга иерархии и соответствующих геологических тел. *Геологическая формация* – это геологическое тело надпородного ранга, иерархически и систематически однородное в структурно-вещественном отношении, представляющее собой парагенезис парагенераций. Она может объединять несколько парагенераций или, в простейшем случае, соответствовать одной парагенерации. Очевидно, что среди парагенераций выделяются формациеобразующие – обязательные для данной формации, и второстепенные (акцессорные), присутствие или отсутствие которых существенно не влияет ни на состав, ни на структуру формаций. Объем и границы геологических формаций обуславливаются распределением (в т.ч. появлением или исчезновением) ведущих парагенераций, сохраняющих единство

вещественного состава и строения. Границы между собственно геологическими формациями необходимо проводить по смене характерных парагенераций в составе формаций, определяющих их облик.

Третий аспект определяется необходимостью рассмотрения общей совокупности геологических формаций, «формационного множества», составляющего оболочки Земли. Геологические формации являются элементами этого множества, объединенными общим признаком – все они формируют геологические тела, образованные парагенезисами горных пород (парагенерациями). Не все «множество» формаций доступно геологическим наблюдениям, поэтому исследователи обычно имеют дело с частью этого множества, или «подмножеством». В качестве таких частей как реальные геологические тела выступают ряды формаций, или формационные ряды. Эти, самые крупные, единицы формационного ранга обычно четко обособляются по составу формаций от выше- и нижележащих формационных рядов, т.е. в ограничении формационных рядов на первый план выступает состав геологических формаций. Нередко они имеют резкие границы в виде угловых и региональных поверхностей несогласия и отождествляются со структурными этажами или ярусами, отвечающими определенным этапам развития какого-либо региона. Ряды осадочных геоформаций выполняют бассейны, интрузивно-эффузивных – вулканические прогибы, блоковые поднятия и т.д. Интрузивные формации образуют плутонические пояса, площадные ареалы. Именно четко прослеживаемая связь формационных рядов с определенными тектоническими структурами, вероятно, обусловила привлекательность «тектонических» классификаций тел формационного ранга, особенно их высших порядков. Однако здесь кроются и серьезные негативные последствия. Во-первых, любые генетические, в том числе тектонические, построения содержат больший или меньший элемент предположения, гипотезы, следовательно, и созданные на их основе классификации могут быть ошибочными. Еще Ю.А. Кузнецов отмечал, что у геологов, занимающихся исследованием ассоциаций магматических пород, во многих определениях понятия *магматическая формация* «также имеются многочисленные методологические ошибки, выражающиеся в том, что авторы их включают в свои определения чисто умозрительные гипотетические предпосылки петрологического или тектонического характера» [4. С.14]. Во-вторых, кажущийся наиболее легким путь – принятие на вооружение одной из модных теорий или гипотез, приводит к догматизму и не способствует стремлению к кропотливому собиранию фактов и их глубокому осмысливанию. Сошлемся, опять таки, на Ю.А. Кузнецова: «…очень часто о самих этапах развития подвижных поясов начинают судить по присутствию тех или иных магматических формаций, причем во многих случаях даже не предпринимаются попытки выяснения действительных условий и обстановки их образования» [4. С.15].

Подводя итог, подчеркнем еще раз, что геологические формации занимают срединное ранговое положение в общей системе иерархии геологических тел; как ранг иерархии они подразделяются на три порядка и соответствующие им тела. Низший (элементарный) порядок – парагенерация, как элементарная ячейка геологической формации. Собственно геологическая формация представляет собой парагенезис парагенераций. Множество геологических формаций, составляющее оболочки Земли, разделяется на подмножества – ряды формаций. Как природные системы геологические формации обладают фундаментальными характеристиками – составом, структурой и количественными параметрами («числом»). Границы между геологическими телами формационного ранга должны проводиться по смене этих характеристик или их совокупностей.

Литература

1. Геологические тела (терминологический справочник). Под ред. Ю.А. Косыгина, В.А. Кулындышева, В.А. Соловьева. М.: Недра, 1986. 334 с.
2. *Драгунов В.И.* Формациология и формационная геология //Оболочки Земли и их взаимодействие (тезисы докл. конф., посвященной 125-летию В.И. Вернадского). Л.:ВСЕГЕИ, 1988. С. 64-67
3. *Драгунов В.И., Айнемер А.И., Васильев В.И.* Основы анализа осадочных формаций. Л.:Недра, 1974. 160 с.
4. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387с.
5. *Палымский Б.Ф.* Основы формационного анализа. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 131 с.
6. *Палымский Б.Ф.* Опыт структурно-вещественной классификации геологических формаций. Тихоокеанская геология, 2005, № 5. С. 83-87
7. *Симаков К.В.* На пути к теоретической стратиграфии. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1997. 180 с.
8. *Хаин В.Е., Рябухин А.Г., Наймарк А.А.* История и методология геологических наук: учеб. пособие для вузов. М.: Академия, 2008
9. *Хаин В.Е., Рябухин А.Г., Наймарк А.А.* О некоторых актуальных проблемах методологии геологических наук. Вестн. Моск. ун-та, сер. 4. Геология, 2010, №4. С.3-11
10. *Цейслер В.М.* Структуры геологических формаций //Структура геологических формаций. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 31-42
11. *Цейслер В.М.* Формационный анализ. Учебник. М.: РУДН, 2002. 186 с.
12. *Шарапов И.П.* Системный подход к методологическим проблемам в геологии //Методология геолог. исследований. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С.69-76

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ И ПРИРОДА ЦИКЛИЧНОСТИ В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ПРОБЛЕМ НАУК О ЗЕМЛЕ

Параев В. В. [а], **Еганов Э. А.** [б]

[а] *Институт геологии и минералогии СО РАН.*
[б] *Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН*
Просп. Акад. Коптюга, 3. 630090, г. Новосибирск, Россия
(*paraev@uiggm.nsc.ru*)

Постановка проблемы. Во многих своих работах В.Е. Хаин, анализируя общее состояние наук о Земле, принципиальное значение уделял проблемам современной теоретической геологии. В одной из последних монографий (2009 г) в соавторстве с Э.Н. Халиловым [8] обращается внимание на значительную разобщённость и несогласованность ведения научных исследований среди многих дисциплин наук о Земле.

Действительно, в последние годы всё чаще возникает вопрос о кризисной ситуации в науке, о её крене в сторону прагматизма, на решение сугубо практических задач. Под напором такой ориентации наука утрачивает свои *истинные цели* — познание окружающего Мира как единого целого. Изучение природных явлений приобретает *специфически однобокий* характер. Каждая дисциплина ведёт исследования, исходя лишь из собственных нужд и интересов, без учёта проблем смежных наук. Так, Земля — неотъемлемый элемент Солнечной системы, которая сама является лишь малой частицей Млечного Пути. С позиций единства Мира и всеобщей связи явлений природы их рождение и развитие — это следствие и продукт *единого космического механизма* (беспрерывной череды «причин» и «следствий») как важнейшего свойства и способа существования Вселенной. Однако при этом цели и задачи, например, геологии, биологии или астрономии никак не увязываются между собой.

Тенденция к разделению единой науки на отдельные специальности породила разногласие в отношениях между *философией* и *естествознанием*. С одной стороны основополагающие вопросы естествознания и философии (*о материи, пространстве, времени, информации, энтропии и пр.*) взаимозависимы и теснейшим образом переплелись. Они не могут рассматриваться и решаться отдельно друг от друга. Иными словами, как философия не может развиваться без обобщений конкретных научных достижений и открытий, так и исследователь не может состояться и быть полноценным *Учёным* (несмотря на свои звания и занимаемые должности) без знаний основ и главных проблем современной философии.

С другой стороны, каждая конкретная дисциплина, ограниченная «узостью» целей и задач частного характера, выступает в качестве обособленного и самостоятельного направления. Такое положение привело к переориентации и утрате первоначального понимания *истинных целей* науки — науки о *познании МИРА РЕАЛЬНОСТЕЙ как ЕДИНОГО ЦЕЛОГО*. Кроме того, деятельность *учёного* (узкого специалиста) в значительной мере стала регламентироваться меркантильным, бытовым прагматизмом. Руководствуясь и подчиняясь должностным инструкциям и директивным предписаниям *учёные-специалисты* неизбежно превращаются, по выражению немецкого социолога А. Вебера, всё больше в обычных ***функционеров***, исправно и добросовестно исполняющих лишь свои *ОБЯЗАННОСТИ* (функции).

На современном этапе развития теоретической геологии многие основополагающие её предпосылки упираются, в конечном счете, в проблему *происхождения и формирования планеты*. Для решения подобных задач особо остро ощущается отсутствие *общей теории Земли*

(на что неоднократно указывал В.Е. Хаин), причём не только с позиций прагматической геологии (нацеленной на поиск полезных ископаемых), а, прежде всего, в формате *планетологии* с учётом общих законов о Мироустройстве.

Среди важнейших проблем современной геологии В.Е. Хаин [6] выделял: формирование планеты, происхождение жизни на Земле и причины великих вымираний, направленность эволюции Земли, механизмы движений и деформаций земной коры, литосферы, внутренние и внешние источники энергии геологических процессов, **роль космических факторов** во всех этих процессах и др. «*Процессы, происходящие на уровне ядра, мантии, земной коры и других оболочек, а также их составных элементов, взаимосвязаны, поэтому и назрел вопрос о создании глобальной геодинамической модели эволюции Земли и составления ближайшего прогноза ее развития*» — замечают В.Е. Хаин и А.Г. Рябухин [7, с.208].

Общая теория Земли должна ответить на один из кардинальных вопросов естествознания — о ***причинах и природе движущих сил, об энергетическом обеспечении* развития планеты.** Это как раз те проблемы, которые на ряду с вопросами о природе глобальной цикличности и стали ключевыми в упомянутой монографии [8]. Решение подобных фундаментальных проблем естествознания (в формате планетологии) должно основываться на базе *геологических событий* ***планетарного масштаба, их корреляции с внешними по отношению к Земле факторами*** (причиной). Все эти выдвигаемые положения (по отношению к геотектонике) можно проследить на примере анализа причинно-следственных связей **геодинамической эволюции литосферы** и её мотивации.

Действующие силы и закономерности диастрофизма

Глобальный диастрофизм со всеми своими проявлениями — это следствие *центробежно-инерционного механизма перемещения литосферных плит*, который обусловлен *планетарным движением Земли*. Подобный механизм универсален для всей Солнечной системы в целом и действует на протяжении всей её истории. Он не является даже альтернативой уже имеющимся, т.к. относится к механизмам более высокого ранга и довлеет на Земле над другими природными процессами.

Основные положения физических аспектов движения литосферных плит как следствие эффектов механики, возникающих при планетарном движении Земли, изложены в [2, 5]. Главная идея предлагаемой концепции понятна из рисунков 1, 2 и 3.

1. На рис. 1 изображены силы, действующие на тело M массы m, находящееся на широте j в Северном полушарии.

При планетарном движении на тело M действуют силы инерции: центробежная сила $\mathbf{F}_{c1} = m w_1^2 \mathbf{r}$, (1)

связанная с суточным вращением Земли с угловой скоростью $\mathbf{w_1}$;

центробежная сила $\mathbf{F}_{c2} = m w_2^2 \mathbf{R}$, (2)

связанная с годовым вращением Земли с угловой скоростью $\mathbf{w_2}$; а также

сила Кориолиса $\mathbf{F}_k = 2m\,[\mathbf{v}, \mathbf{w}_2] = 2m\,[[\mathbf{w}_1, \mathbf{r}], \mathbf{w}_2]$, (3)

связанная с обоими вращениями Земли. Векторы **R**, **r** и линейная скорость **v** в формулах (1) – (3) определены на рис. 1.

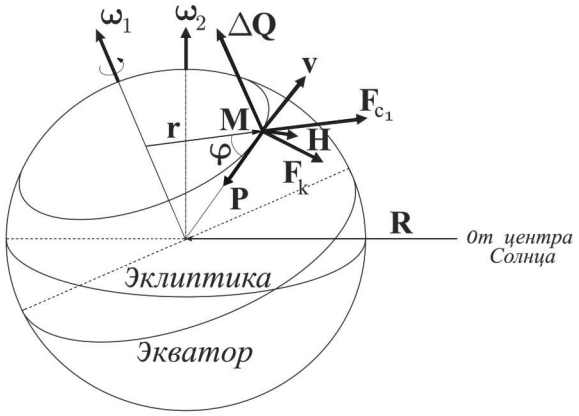


Рис. 1. Силы, действующие на тело M, которое покоится относительно Земли и расположено на широте φ. Масштаб по отношению к длине векторов по понятным причинам не выдержан.
P — вес **M**, $\mathbf{H} = \mathbf{F}_{c2} + \mathbf{F}_{\square}$. Силы $\mathbf{F}_{c1}$, $\mathbf{F}_{c2}$ и $\mathbf{F}_k$, а также $\Delta\mathbf{Q}$ обусловлены одним обстоятельством — вращением Земли, суточным и годовым.

Центробежные силы инерции (**ЦСИ**) $\mathbf{F}_{c1}$ и $\mathbf{F}_{c2}$ сравнимы по величине.
Действительно,

$$F_{c1} / F_{c2} = w_1^2 r_o \cos j \ / \ w_2^2 R \approx 6 \cos j ,$$

где r_o – радиус Земли. Так как сила инерции $\mathbf{F}_{c2}$ уравновешивает силу притяжения Солнца ($\mathbf{F}_{\odot}$), поэтому (*если в задаче можно пренебречь разницей в расстояниях от Солнца до центра Земли и до обозначенной точки на поверхности Земли*) договариваются не вводить ни той, ни другой. Но всё же эти расстояния различны: сила притяжения Солнца на дневной стороне Земли больше, а на ночной – меньше, чем сила инерции $\mathbf{F}_{c2}$, что вызывает на Земле приливные явления. Они объясняются тем, что Земле в целом (как твердому телу) Солнце (аналогично, Луна) сообщает ускорение $j_0 = \dfrac{GM_{\odot}}{R^2}$, где $M_{\odot}$ – масса Солнца, G – гравитационная постоянная, или, в других величинах, $j_0 = w_2^2 R$. Массам воды, находящимся на дневной стороне Земли, сообщается ускорение $j_1 = \dfrac{GM_{\odot}}{(R - r_o)^2}$, а массам, находящимся на ночной стороне, – ускорение $j_2 = \dfrac{GM_{\odot}}{(R + r_o)^2}$. Так как $j_1 > j_0 > j_2$, то массы воды, находящиеся со стороны Солнца (Луны), опережают твердую оболочку Земли, а массы воды с противоположной стороны отстают, образуются два водяных “горба”. Величина эффекта зависит от разностей ускорений $(j_1 - j_0)$ и $(j_0 - j_2)$:

$$j_1 - j_0 \approx j_0 - j_2 \approx \frac{GM_{\odot}}{R^2} \cdot \frac{2r_o}{R} = 2w_2^2 r_o .$$

2. Эффект от названных сил выражается в том, что ЦСИ от собственного вращения Земли и ЦСИ от её движения по орбите суммируются на ночной стороне планеты и вычитаются на дневной. Сумма двух ЦСИ вызывает морской прилив (водяной горб), а сила инерции будет тормозить движение массы воды и “горб” будет “отставать”. Аналогично, массивные континентальные плиты (за счёт силы инерции) будут также “отставать” от вращающейся Земли, т.е. двигаться с востока на запад. Например, условия “отставания” литосферных плит от вращающейся Земли определяют движение Американской плиты с востока на запад, подминая Тихоокеанскую плиту и нагромождая хребет Кордильеры – Анды.

3. Кроме этих сил инерции есть еще сила ($\Delta\mathbf{Q}$), обусловленная суточным вращением Земли. Она на поверхности Земли направлена строго на север, по $\mathbf{w}_1$. Причинная или несимметричная механика Н.А. Козырева [1] открыла, что на тело массы m, находящееся на поверхности Земли и участвующее в причинных связях, действует дополнительная сила

$$\Delta \mathbf{Q} = \pm \mathbf{j} p n \frac{(v - \bar{v})}{c_2} mg \qquad (4).$$

Здесь $\mathbf{j}$ – единичный вектор, направленный по вектору $\mathbf{w}_1$, g – ускорение свободного падения, $\bar{v}$ – некоторая эффективная линейная скорость вращения всей массы Земли ($0 < v < w_1 r_o$). c_2 – фундаментальная константа мирового *хода времени*, выражающая скорость превращения ‘причин’ в ‘действие’ внутри элементарного звена причинной цепи.

По расчётам Н.А. Козырева она равна $c_2 = 2200$ км/сек. Знак ‘+’ соответствует случаю, когда с телом связано ‘действие’, ‘причина’ которого находится вне тела. Знак ‘–’ соответствует обратной ситуации. n = 1, 2, 3, ... и зависит от продолжительности существования системы и “интенсивности” ее причинных взаимосвязей.

Н.А. Козырев установил, что линейная скорость вращения тела на поверхности Земли (V) на широте φ_0, в $73^0\ 5'$, равна *некоторой эффективной линейной скорости вращения всей массы Земли*. На этой широте $\Delta Q = 0$.

4. На рис. 2 изображены проекции сил $\mathbf{F}_{c1}$ и $\Delta\mathbf{Q}$ на касательную к меридиану на широте наблюдения, соответственно, как $\mathbf{F_1}$

и $\mathbf{F_2}$. Согласно (1) и (4),

$$F_1 = F_{c1}\cos l = \frac{1}{2} m w_1^2 r_o \sin 2j ,$$

$$F_2 = \Delta Q \cos b = p\, nmg \frac{w_1 r_o (\cos j - 0{,}29)}{c_2} \cdot \cos j ,$$

где m – масса литосферной плиты. Эти силы мы называем *сдвигающими*, в отличие от сил, действующих вдоль параллелей. На рис. 3 сдвигающие силы $\mathbf{F}_1$ и $\mathbf{F}_2$ изображены на разных широтах. У силы $\mathbf{F}_1$ максимум при $j = 45^{\circ}$, нулевое значение – на экваторе и полюсе. У силы $\mathbf{F}_2$ максимум на экваторе, т.е. при $j = 0$, при $j = j_0$ (т.е. на широте 73^0 5') и на полюсе – нулевое значение.

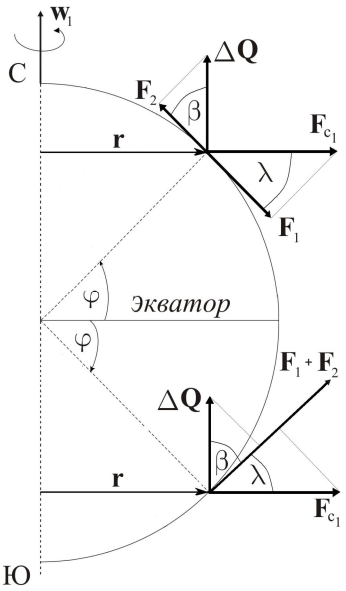


Рис. 2. Сдвигающие силы от сил $\mathbf{F_{c1}}$ и $\Delta\mathbf{Q}$.

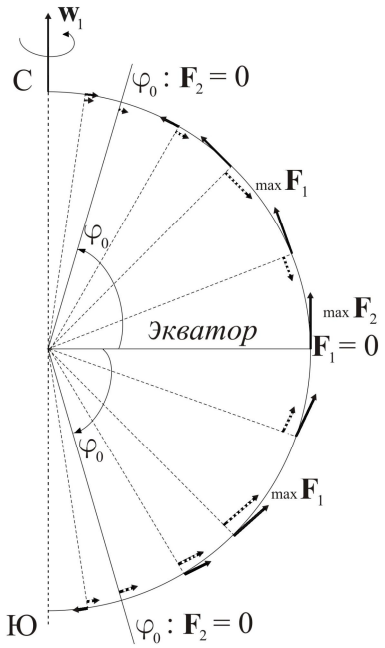


Рис. 3. Силы $\mathbf{F_1}$ (пунктир) и $\mathbf{F_2}$ (сплошная) при разных $\boldsymbol{\varphi}$.

Резюме. С позиций физики рассмотренный механизм движущих сил геодинамической эволюции литосферы, не противоречит экспериментальным наблюдениям. Этот механизм должен действовать ежедневно из века в век, на протяжении многих миллионов лет. Но тут уже *с позиций геологии* – истории формирования Земли, – исследователи сталкиваются с проблемой иного плана.

Оказывается, что геодинамические преобразования планеты протекают далеко не равномерно. В геологической истории фиксируются эпохи особой тектонической активности (мощный орогенез, магматическая деятельность). Они нередко сопровождаются значительной перестройкой лика Земли (формирование суперконтинентов типа Пангеи, Гондваны или их распад), которые обычно расцениваются как катаклизмы планетарного масштаба. Представления о таких фазах тектогенеза (в совокупности с другими глобальными событиями) легли в основу разделения геохронологической шкалы на *эры* и *периоды*, измеряемые десятками миллионов лет. Однако природа цикличности геологических процессов столь долговременной периодичности так до конца и не выяснена.

Проведённый нами анализ динамики подобного рода катаклизмов [3] позволил выявить *глобальные геологические циклы* (**ГГЦ**), регулярно повторяющиеся на протяжении всего фанерозоя. К проблеме их выделения мы подошли с позиций *концепции взаимодействия геосфер* по единому (*сквозному во времени*) геологическому признаку. Этим признаком стало содержание органического углерода ($C_{орг}$) в осадочных породах, отражающее степень богатства или ущербности живой природы и интенсивность процессов фотосинтеза в каждый период фанерозойской истории. Ритмичность смены периодов затухания и роста накопления органических остатков в недрах (как и накопление биогенного кислорода в атмосфере) определилась в 50—70 млн. лет (подробности см. в [3, 4]). Полный набор таких периодов с угнетённой и активной формами жизни образовали *циклы*, растянувшиеся до 170 млн. лет.

Совпадение ГГЦ с продолжительностью геологических эр позволило выявить устойчивый ритм повторяющихся фаз тектогенеза, эпох определённого типа седиментации и рудонакопления, наблюдаемой периодизации в 50—70 млн. лет изменений климата, великих вымираний и новых рождений в растительном и животном мире. Выделяемые в стратисфере подобного рода ритмы, фазы эпохи, этапы геологических преобразований в десятки миллионов лет, мы называем ***геогалами*** (этимология производного от «*геологической*» и «*галактической*» природы). Геогалы проявляются практически во всех геологических событиях долговременного и планетарного масштаба. Наиболее выразительными являются геогалы ***тектонические, климатические и биосферные*** (подробности см. в [3, 4]).

Логично предположить, что выделяемые циклы долговременного масштаба с ритмичным чередованием в 50-70 млн. лет различного типа геогалов — это земное отражение какой-то астрофизической цикличности. Например, по расчётам фурье-анализа [9] гармоника Солнца при пересечении плоскости Галактики составляет период до 79 млн. лет. А гармоника с периодом в 150 млн. лет связывается авторами с движением Солнца по эпициклу. В рамках этих представлений глобальные циклы до 170 млн. лет и входящие в них геогалы (в 50-70 млн. лет) можно с большой уверенностью также рассматривать как своеобразные *геологические метки* — следы от воздействия факторов, имеющих галактическую природу. Запечатлённые в каменной летописи, они представляют собой *следствия* от пришедшей со стороны (внеземной) *причины*. Периодичность чередований выделяемых геогалов носит квазисинусоидальный характер и может определённо соотноситься с гармоникой движения Солнца по эпициклу и его ритмом пересечений плоскости Галактики.

Литература

1. *Козырев Н.А.* Избранные труды. Л.: Изд-во ЛГУ, 1991. 445 с.
2. *Молчанов В.И., Параев В.В.* Проблемы мобилизма в свете планетарных движений. // Поиск математических закономерностей Мироздания: физические идеи, подходы, концепции. Новосибирск: издательство СО РАН, филиал «ГЕО», 2006. – С. 69-84.
3. *Параев В.В., Молчанов В.И.* Глобальные геологические циклы и катаклизмы в фанерозойской истории Земли. // Поиск математических закономерностей Мироздания: физические идеи, подходы, концепции. Новосибирск: СО РАН, Ин-т математики им. С.Л. Соболева. 2004, т. 2, с. 73—89.
4. *Параев В.В., Молчанов В.И., Еганов Э.А.* Парадоксальность теории эволюции органического мира и тенденции её решения. // Уральский геологический журнал. 2009, № 4 (70), с. 3 — 30.
5. *Параев В.В., Молчанов В.И., Еганов Э.А.* Принцип каузальности – научная основа фундаментальных проблем геологии. // Уральский геологический журнал. 2010, №1(73), с. 3 – 20.
6. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XX1 века). М.: Наука, 1995. – 190 с.
7. Хаин В.Е., Рябухин А.Г. История и методология геологических наук. М.: изд-во МГУ. 1997. – 224 с.

8. *Хаин В.Е., Халилов Э.Н.* Цикличность геодинамических процессов: её возможная природа. М.: Научный мир, 2009, 520 с.
9. *Чуйкова Н.А., Семенков К.В.* Зависимость частоты инверсий геомагнитного поля от положения Солнечной системы в Галактике. // Труды Госуд Астрон. Ин-та им П.К. Штернберга. 1996, т. 65. – С. 136-147.

ГЕОХИМИЯ НАФТИДОПРОЯВЛЕНИЙ В КУОНАМСКОЙ И ОЛЕНЕКСКОЙ СВИТАХ СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Парфенова Т.М.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия (ParfenovaTM@ipgg.nsc.ru)

Введение

На востоке Сибирской платформы распространены обогащенные органическим веществом (ОВ) породы куонамского депрессионного комплекса нижнего и среднего кембрия [1, 5 и др.]. В этих отложениях, а также в подстилающих и перекрывающих толщах с 1930 годов геологи обнаруживают битумы (асфальты, кериты, нефти и т.д.) различной морфологии (Бобров и др., 1954, Зеленов, 1957, Санин и др., 1950, Смирнов, Урванцев, 1935, Флерова, 1941). До 1970 годов аналитические возможности не позволяли авторам достоверно судить об источнике нафтидов Алданской и Анабарской антеклиз.

В 70-80-е годы прошлого века А. Э. Конторович, В. М. Евтушенко, О. Ф. Стасова установили, что битумы в пределах Оленекского поднятия и Алданской антеклизы и битумоиды горючесланцевых кембрийских отложений, широко развитых на этой территории, имеют высокие концентрации ванадиловых и никелевых порфиринов [6], (стр. 481, [1]). Сходство состава и содержания порфиринов было первым подтверждением реализации генерационного потенциала углеродистых пород куонамского комплекса. В дальнейшем следы миграции нефтей из этой толщи изучали с применением сравнительного анализа индивидуальных насыщенных, ароматических соединений и изотопов органического углерода компонентов ОВ [2-4, 7 и др.].

Цель настоящего исследования – выявить геохимические особенности и происхождение новых нафтидопроявлений Мунского свода.

Коллекция образцов пород и нафтидов собрана автором во время полевых работ на двух обнажениях р. Кюлюнке (левый приток р. Лена) в 2005 году.

Обсуждение результатов

В куонамской свите найдены битумы в кальцитовых жилах (обр. К-1-7а и К-2-5а) маспакыйского и амыдайского горизонтов. Натеки битумов зафиксированы на плитках карбонатно-кремневых пород (обр. К-1-7в) на границе амыдайских и малокуонамских отложений. Определение органического углерода, битуминологический анализ и пиролиз позволили в мелкозернистом карбонатном песчанике (прослой 3 см, обр. К-2-6а), черных карбонатно-кремневых породах (обр. К-1-5 и обр. К-1-8) куонамской свиты, комковатом сером известняке (обр. К-1-7б) малокуонамского горизонта, сером известняке (обр. К-1-1) оленекской свиты установить присутствие паравтохтонных и аллохтонного битумоидов. Таким образом, в породах среднего кембрия обнаружены микро- и макроскопические нафтидопроявления. Начато исследование углеводородов (УВ) их метано-нафтеновых фракций.

На газо-жидкостных хроматограммах и масс-хроматограммах по *m/z* 217, 218, 191 и 177 идентифицированы алканы, стераны и терпаны. Их изучение показало, что:

- отношения пристана (Pr) к фитану (Ph) и нечетных нормальных (н-) алканов к четным близко к 1;
- отсутствие 12- и 13-монометилалканов;
- среди стеранов доминирует этилхолестан и велика доля диастеранов;
- подобное распределение хейлантанов C_{19-31} (в максимальных количествах присутствуют гомологи C_{21}, C_{23}, C_{26});

- уменьшение содержания гомогопанов по мере роста молекулярной массы и отношение C_{35} к C_{34} меньше 1;
- низкое содержание гаммацерана.

Эти черты ОВ свидетельствуют, что исходными организмами, липиды которых сохранились в породах, а позже мигрировали с нефтью, были водоросли и бактерии, обитавшие в морском бассейне с нормальной соленостью вод.

Сравнение содержаний УВ в рассмотренных гомологических рядах изученных нафтидов и автохтонных битумоидов куонамских отложений [2, 7 и др.] позволяет сделать вывод о едином источнике их генерации – углеродистых породах куонамской свиты.

Интересно, что только образцы К-1-5 и К-2-6а характеризуются типичным для аквагенного органического вещества распределением нормальных алканов с максимумом в области выхода н-C_{15-20}. В других пробах наблюдается либо смещение пика в высокомолекулярную область, либо отсутствие некоторых н-алканов на фоне так называемых «нафтеновых горбов» [9] (рис. 1).

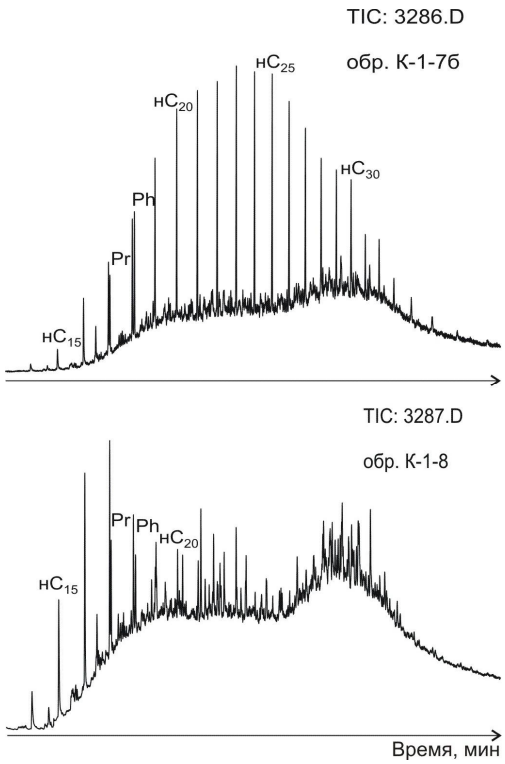


Рис. 1. Масс-хроматограммы УВ нафтидов малокуонамскогогоризонта и куонамскойсвиты.

Изменение распределений н-алканов и «горбообразные» формы хроматограмм, обусловленные большим содержанием неделимых нафтеновых углеводородов, по-видимому, вызвано бактериальным окислением УВ в зоне гипергенеза [2, 8, 9, 10 и др.].

Кроме этого, на масс-хроматограммах по *m/z* 177 в пяти пробах (образцы: К-1-1, К-1-7б, К-1-7в, К-1-8, К-2-5а) диагностированы деметилированные терпаны (рис. 2): 25-норгопаны и 17-нортрицикланы, у которых отсутствует метильный заместитель при C_{10}.

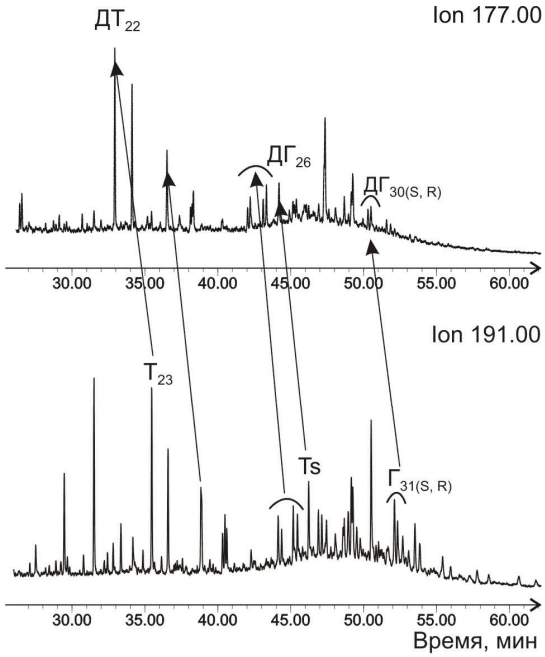


Рис. 2. Масс-хроматограммы терпанов по *m/z* 177 и 191 нафтида куонамскойсвиты(обр. К-1-8).

Образование таких углеводородов связывают с избирательным деметилированием циклоалканов на этапе биодеградации [2, 8, 10 и др.].

Заключение

1. Представленный анализ нафтидов среднего кембрия и опубликованный материал [1-8 и др.] доказывают, что

нефтяные компоненты образовывались, накапливались в куонамской свите и мигрировали из ее пород. Это подтверждает предположение (с. 480, [1]), что на востоке Сибирской платформы, в частности на склонах Мунского свода и Суханской впадины при наличии ловушек в перекрывающих, подстилающих, а также самих отложениях доманикового типа, могут быть нефтяные залежи, генетически связанные с породами куонамской свиты.

2. Нафтидопроявления р. Кюлюнке вместе с ОВ углеродистых пород куонамской свиты являются уникальным объектом, сохранившейся в природе полной генетической последовательности от первичных и первично-миграционных битумоидов до вторично-миграционных битумоидов и нефтей (автохтонный битумоид → паравтохтонный битумоид → аллохтонный битумоид → битум).

3. Показанные типы распределений алканов нормального строения, наличие деметилированных три- , тетра- и пентатерпановых УВ, указывают, что нафтиды р. Кюлюнке являются углеводородными системами разной степени биологического окисления и, возможно, продуктами нескольких фаз генераций нефтей.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 10-05-00705, 11-05-00314 и НШ-6244.2010.5, программ Президиума РАН № 15, ОНЗ-1 РАН, междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 36.

Литература

1. Геология нефти и газа Сибирской платформы / Под ред. А.Э.Конторович, В.С.Сурков, А.А.Трофимук. М.: Недра, 1981. 552 с.
2. *В.А. Каширцев*. Органическая геохимия нафтидов востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2003. 159 с.
3. *В.А. Каширцев, А.Э. Конторович.* Алкилстераны и алкилароматические стероиды – новые биометки в докембрийских и кембрийских нефтях Непско-Ботуобинской и Алданской антеклиз // Геология и геофизика, 2006, №6, с. 812-819.
4. *Б.А. Клубов.* Природные битумы Севера. М.: Наука, 1983. 208 с.
5. *А.Э. Конторович.* Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. Труды СНИИГГиМСа, Вып. 229. М.: Недра, 1976. 250 с.
6. *В.Е. Савицкий, В.М. Евтушенко, Л.И. Егорова и др.* Кембрий Сибирской платформы (Юдомо-Оленекский тип разреза. Куонамский комплекс отложений). Труды СНИИГГиМСа; Вып. 130. М.: Недра, 1972. 200 с.
7. *Т.М. Парфенова, С.Ф. Бахтуров, Ю.Я. Шабанов.* Органическая геохимия нефтепроизводящих пород куонамской свиты кембрия (восток Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2004, №7, с. 911-923.
8. *Т.М. Парфенова*. Нафтидопроявление в породах малокуонамского горизонта среднего кембрия как доказательство первичной миграции нефти в куонамской свите (северо-восток Сибирской платформы) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2005, №7, с. 26-30.
9. А.А. Петров. Углеводороды нефти. М.: Наука, 1984. 264 с.
10. *Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M.* The biomarker Guide: I. Biomarkers and isotopes in the environment and Human History. Cambridge University Press, 2005. 474 p.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТНОГО РАСПЛАВА В КОЛЛИЗИОННЫХ СИСТЕМАХ

Парфенюк О.И.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия
(oparfenuk@mail.ru)

Введение

Модель континентальной коллизии по типу надвига представляет собой один из возможных сценариев формирования гранулитовых комплексов и позволяет понять разнообразие *P-T* трендов и условий метаморфизма в области, испытывающей деформации под действием горизонтальных сжимающих напряжений и неравномерно распределенных вертикальных нагрузок. Результаты численного моделирования тепловой и механической эволюции зон континентальной коллизии, сформировавшихся в результате надвига вдоль разлома и испытавших деформации в обстановке сжатия при горизонтальном сокращении верхней коры и дополнительной вертикальной нагрузке в результате формирования поднятий, получены в условиях реологически расслоенной литосферы. Особый интерес представляет изучение условий образования гранитного расплава на различных глубинах в ходе коллизии и после ее завершения, а также механизм выхода гранитоидов на поверхность. Глубоко эродированные области коры различного возраста, характеризующиеся выходами на поверхность высокометаморфизованных пород вплоть до глубин нижней коры, создают основу для моделирования возможных процессов эволюции верхних оболочек Земли.

Основной причиной появления гранитных расплавов в обстановке коллизии является возмущение теплового поля в утолщенной коре. Тепловые источники, которые могут вызвать повышение температуры на разных глубинах в процессе коллизии по надвиговому типу, - это выравнивание температуры в надвигаемой и поднадвиговой плитах, повышение радиогенной теплогенерации за счет увеличения мощности теплогенерирующего слоя, наличие горизонтального переноса тепла из-за нарушения тектонической структуры при коллизии и локальный разогрев в результате трения при перемещении вдоль разлома при надвиге.

Раннепротерозойская аккреция гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых террейнов, сочлененных по коллизионным зонам, привела к образованию Сибирского кратона. Билляхская и Котуйканская коллизионные зоны Анабарского щита отражают два этапа образования зон локального метаморфизма и гранитообразования 1.8 и 1.9 млрд. лет назад. На современной поверхности эрозионного среза коллизионные зоны террейнов отражают уровень средней и нижней коры, выведенной на поверхность и эродированной на постколлизионной стадии, когда верхняя кора, включая выплавленные и внедренные в верхнюю кору гранитоиды, была полностью эродирована [6].

Раннепалеозойские коллизионные системы позволяют увидеть гранитный слой, который вышел на поверхность из-за эрозии горного поднятия и образовал верхнюю кору мощностью примерно 10 км. Этот слой мог возникнуть в результате разогрева внутри утолщенной коры при надвигании блоков во время коллизии.

В земной коре современных коллизионных горных сооружений существуют квазистационарные расплавные горизонты, отмечаемые геофизическими и косвенными геологическими данными. Они залегают на глубинах 10 – 15 км и имеют мощность около 10 км на протяжении 50 – 250 км. По физическим свойствам они соответствуют граниту в состоянии, близком к температуре солидуса. Возможной причиной их появления считается плавление вещества коры вследствие коллизионного разогрева при термальной релаксации надвинутых пластин.

Моделирование коллизии

Континентальная кора является хранилищем долгоживущих радиоактивных элементов – урана, тория и калия. Содержание этих элементов является ключевым параметром для оценки теплового режима континентов и эволюции мантийного вещества в процессе выделения коры. Оценки средних концентраций ^{235}U, ^{238}U, ^{232}Th и ^{40}K различаются почти в два раза, что приводит к средним значениям объемной генерации тепла в диапазоне 0.55 – 1.31 мкВт/м^3. Средняя поверхностная генерация тепла для различных архейских и протерозойских геологических провинций, полученная путем систематического отбора образцов на больших площадях, дает разброс значений в еще более широком диапазоне 1.01 – 3.6 мкВт/м^3 [13]. Для архейских и протерозойских провинций Канады и Южной Африки радиогенная генерация тепла оценивается величинами 0.6 – 2.3 мкВт/м^3 [12]. Постколлизионное образование гранитов палеозойских варисцид (Южная Богемия) в диапазоне 330 – 370 млн. лет назад происходило в обстановке неравномерно распределенных источников радиогенного тепла с максимальными значениями 1.9 – 2.1 мкВт/м^3 на глубинах 2.6 – 23.4 км [11].

Долгое время самой распространенной моделью распределения радиоактивной теплогенерации с глубиной была модель ее экспоненциального убывания. Последние исследования в этой области показали, что концентрация источников тепла не убывает с глубиной. В вертикальном масштабе порядка 10 км изучение образцов Кольской сверхглубокой скважины [2] и скважины КТВ в Германии [8] показало отсутствие систематической вариации теплогенерации с глубиной. Этот факт нашел подтверждение и при многочисленных измерениях теплогенерации в выведенных на поверхность породах вплоть до средней коры, например, областей Пиквитоней-Сашиго и Капускейсинг-Вава Канадского щита [10], структуры Вредфорт Южной Африки [14]. Поэтому на настоящем этапе исследований самым разумным будет предположение о постоянной величине теплогенерации в верхней коре.

Детальное изучение распределения плотности теплового потока и коровой генерации тепла основных провинций различного возраста позволило авторам работы [13] сделать оценки полной генерации тепла земной коры для структур различного возраста: 0.56 –0.73 мкВт/м^3 для архея, 0.73 – 0.90 мкВт/м^3 для протерозоя и 0.95 – 1.1 мкВт/м^3 для фанерозоя и палеозоя при мощности коры примерно 40 км. Принимая во внимание тот факт, что нижняя кора обеднена радиоактивными элементами, указанные оценки в случае верхней коры должны быть увеличены с учетом значений мощности верхней и нижней (обедненной) коры.

На основе разработанных ранее алгоритмов проведено изучение теплового и тектонического режимов при формировании и эволюции компрессионных орогенов. Модель рассматривает конвергенцию двух относительно легких континентальных плит, одна из которых надвигается на другую, формируя утолщение коры. Предполагается, что верхняя кора разбита на блоки, которые слабо связаны друг с другом. Такой жесткий, но гибкий слой может перемещаться, не деформируясь, вдоль основного разлома. Утолщение верхней коры компенсируется вязкими течениями в области нижней коры и верхней мантии (рис. 1). Развитие горизонтальных и наклонных движений пластин и блоков земной коры приводит к резким нестационарным нарушениям теплового режима и теплового потока, т.к. в результате надвига “холодный” слой оказывается под “горячим” слоем.

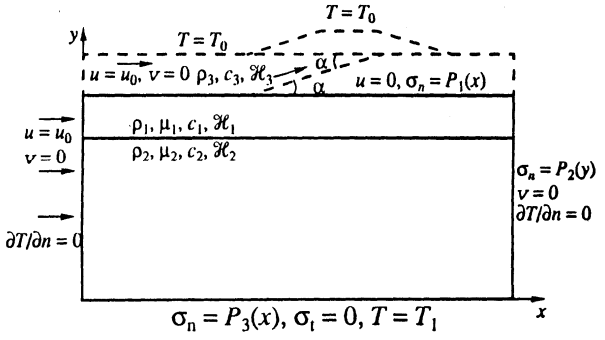


Рис. 1. Геометрия модели деформаций и граничные условия для механической и тепловой задач.

Моделирование вязких течений на глубинах нижней коры и литосферной верхней мантии (i=1,2) в рамках уравнения движения и неразрывности проведено в приближении ньютоновской реологии для двухслойной несжимаемой вязкой жидкости. Методом конечных элементов решена задача о распределении поля скоростей и напряжений:

$$\begin{cases} m_i \nabla^2 \mathbf{u} - \nabla P - r_i \mathbf{g} = 0 \\ \nabla \mathbf{u} = 0. \end{cases}$$

Здесь P – давление, $\boldsymbol{u}$ – вектор скорости, ρ– плотность, μ – эффективная кинематическая вязкость (μ = const), $\boldsymbol{g}$ – ускорение силы тяжести, ∇ - линейный дифференциальный оператор, $\nabla^2 = \nabla \cdot \nabla$ – оператор Лапласа.

На основе решения системы уравнений сохранения массы и импульса выполнены расчеты тепловой эволюции деформируемой в процессе коллизии области, включая верхнюю кору (с областью надвига i=3), обогащенную радиоактивными элементами [3 - 5]. Уравнение сохранения энергии для случая обобщенных лагранжевых координат (сетка привязана к движущейся материальной точке) формулируется как уравнение теплопроводности без инерционного члена, который содержится в субстанциональной производной по времени:

$$c_i r_i \frac{DT}{Dt} = l_i \nabla^2 T + H_i,$$

где c – удельная теплоемкость, ρ плотность, λ – коэффициент теплопроводности, H – скорость генерации тепла.

Условия образования гранитных расплавов

Для определения вклада радиогенного тепла верхней коры рассмотрен сценарий сокращения коры со скоростью 0.5 см/год в течение 20 млн. лет с эрозией и одновременной седиментацией, которые начались спустя 5 млн. лет после начала надвига. Полное горизонтальное сокращение мощности коры составляет 100 км. Результатом этих одновременно происходящих процессов - горизонтального сокращения, нагрузки, эрозии и осадконакопления - стало увеличение мощности коры в области протяженностью порядка 250 км. В случае эрозии со скоростью 0.5 мм/год на стадии надвига и 0.25 мм/год на постколлизионной стадии максимальное отклонение Мохо составляет 22 км. Следует отметить особую роль скорости эрозии поднятых покровов на постколлизионной стадии, когда происходит выравнивание поверхностного рельефа и на поверхность выводятся породы с глубин средней и частично нижней коры (эрозионный срез в максимальном варианте расчетов спустя 30 млн. лет после окончания надвига достигает 9 км).

Расчеты тепловой эволюции деформированной в ходе горизонтального сокращения коры и надвига показали возможность формирования расплавного горизонта на наиболее глубоком уровне (глубины порядка 30 - 40 км) по классификации Розена, Федоровского (2001). В описанном выше варианте рассматривалась двухслойная кора с начальным значением плотности теплового потока 60 мВт/м^2 и теплогенерацией 1.5; 2 и 2.5 мкВт/м^3 (кривые 2 – 4 рис. 2; кривая 1 – начальное распределение температуры) в утолщенной верхней коре, что может соответствовать обстановке палеозоя, протерозоя и раннего протерозоя (когда теплогенерация была примерно в 1.6 раза выше современной). Примерно такие значения генерации тепла приняты в работе [9] для одномерной модели мгновенного надвига. Превышение температуры влажного гранитного солидуса в этих условиях возникает на уровне 35 - 40 км, и после окончания коллизии в описанном выше варианте зона плавления поднимается до глубины 15 - 20 км на постколлизионной стадии через 30 млн. лет после окончания надвига. При этом в утолщенной коре градиент температуры превышает начальный (25°С/км) на 15 – 25 °С/км в зависимости от принятых значений теплогенерации верхней коры. Высокие

градиенты температуры в верхних слоях являются характерной особенностью теплового режима коллизионных областей [9].

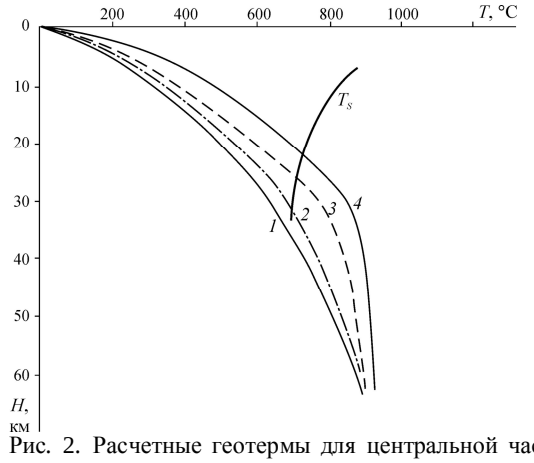


Рис. 2. Расчетные геотермы для центральной части коллизионнойзоны (t = 50.0 млн. лет)

Плотность теплового потока над фронтальной областью надвига достигает величины 108 мВт/м^2 на постколлизионной стадии (t=50.0 - спустя 30 млн. лет после окончания коллизии) при значении теплогенерации 2.5 мкВт/м^3. Для сравнения плотность теплового потока у Главного Кавказского хребта (современная зона коллизии Аравийской и Евразийской плит) достигает очень высоких значений –71 – 193 мВт/м^2 на фоне прилегающих с севера частей Скифской плиты – 50 мВт/м^2 и расположенной на юге Закавказской плитой – 58 – 97 мВт/м^2 [1].

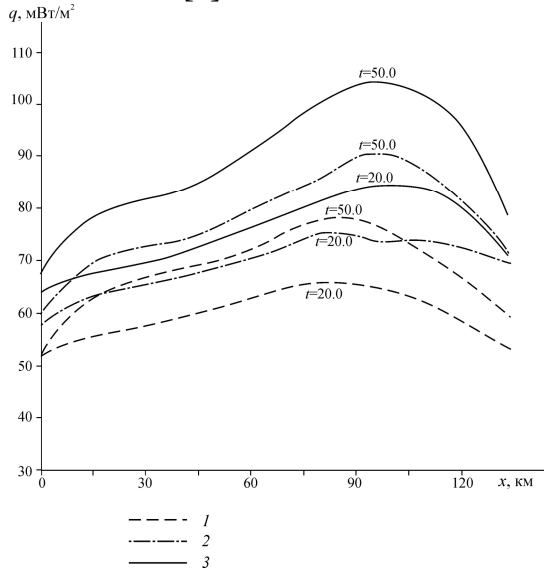


Рис. 3. Плотность теплового потока над зоной надвига. Генерация тепла верхней коры:1 – 1.5 мкВт/м^3; 2 – 2.0 мкВт/м^3; 3 – 2.5 мкВт/м^3

Скорость генерации тепла трения, выделяемого при движении вдоль разлома, принимается пропорциональной скорости надвига и величине тангенциального напряжения τ: $\tau = f\rho gH$, где f – коэффициент трения, g – ускорение силы тяжести, ρ - плотность, H – глубина. Дополнительный нагрев в окрестности зоны трения может составлять 10 – 150 °C [7, 9]. Верхняя оценка справедлива для надвигаемой пластины большой мощности (20 – 30 км), высокой скорости сокращения коры (4 – 6 см/год) при верхних оценках коэффициента трения (f = 0.4 – 0.6) и длительном процессе надвига. Наши расчеты показали рост температуры вдоль разлома вплоть до значений 600°C на глубинах 12 – 15 км горизонтальной протяженностью примерно 25 км в случае высокой теплогенерации. Добавление тепла трения в этой области делает возможным появление локальной зоны частичного плавления, т.е. гранита в состоянии субсолидуса, наблюдаемого геофизическими методами в ряде систем кайнозоя.

Заключение

Расчеты различных вариантов теплогенерации верхней коры позволили определить время и область образования глубинных горизонтов плавления. Превышение температуры влажного гранитного солидуса возникает на уровне 35 - 40 км, и после окончания коллизии в описанных выше вариантах зона плавления поднимается до глубины 15 - 20 км на постколлизионной стадии через 30 млн. лет после окончания надвига. Учет тепла трения в области разлома, по которому осуществляется надвиг, приводит к возможности появления локальной зоны частичного плавления на небольшой глубине, наблюдаемого геофизическими методами в ряде коллизионных систем кайнозоя. По результатам численного моделирования показано, что определяющими параметрами формирования зон гранитного расплава в процессе надвига и на постколлизионной стадии являются начальное тепловое состояние изучаемой области, а также

величина источников тепла в слое верхней коры. Результаты численного моделирования с различными значениями теплогенерации верхней коры показали возможность появления расплавных горизонтов либо к моменту окончания коллизии (при высоких значениях тепловыделения), либо на постколлизионной стадии при начальном распределении температуры, соответствующем значениям теплового потока выше 60 мВт/м^2. Учет тепла трения при движении по разлому приведет к возможности появления локальных областей гранитного расплава малой мощности на небольших глубинах.

Литература

1. *Краснопевцева Г.В.* Глубинное строение Кавказского региона // Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена. Киев: Наукова думка, 1996. С. 151 – 178.
2. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: МФ Технонефтегаз, 1998. 260 с.
3. *Парфенюк О.И.* Особенности теплового режима коллизионных надвиговых структур // Физика Земли. 2005. № 3. С. 68 – 70.
4. *Парфенюк О.И.* Тепловые эффекты процесса деформаций при надвиге (результаты численного моделирования) // Известия высших учебных заведений, серия “Геология и разведка”. 2008. № 6. С. 68 – 73.
5. *Парфенюк О.И., Марешаль Ж.-К.* Численное моделирование термо-механической эволюции структурной зоны Капускейсинг (провинция Сьюпериор Канадского щита) // Физика Земли. 1998. № 10. С. 22 – 32.
6. *Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. Труды ГИН РАН; В. 545. М.: Научный мир, 2001. 188 с.
7. *Brewer J.* Thermal effects of thrust faulting // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 56. P. 233 – 244.
8. *Clauser C., Gieses P., Huenges E. et al.* The thermal regime of the crystalline continental crust: implications from the KTB // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 18417 – 18441.
9. *England P.C., Thompson B.* Pressure – temperature – time paths of regional metamorphism // J. Petrol. 1984. V. 25. Pt. 4. P. 894 – 955.
10. *Fountain D.M., Salisbury M.H., Furlong K.P.* Heat production and thermal conductivity of rocks from the Pikwitonei-Sashigo continental cross section, central Manitoba: implications for the thermal structure of Archean crust // Can. J. Earth Sci. 1987. V. 24. P, 1583 – 1594.
11. *Gerdes A., Worner G., Henk A.* Post-collisional granite generation and HT – LP metamorphysm by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // J. Geol. Soc. 2000. V. 157. P. 577 – 587.
12. *Jaupart C., Mareschal J.-C.* The thermal structure and thickness of continental roots // Lithos. 1999. V. 48. P. 93 – 114.
13. *Jaupart C., Mareschal J.-C.* Constraints on crustal heat flow data // Treatise on Geochemistry, V. 3: The Crust. Ed. By R.L. Rudnick. Elsevier Sci. Pub. Amsterdam. 2004. P. 65 – 84.
14. *Nicolaysen L.O., Hart R.J., Gale N.H.* The Vregfort Radioelement Profile extended to supracrustal strata at Carletonville, with implications for continental heat flow // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 10653 – 10661.
15. Nyblade A.A., Pollack H.N. A global analysis of heat flow from Precambrian terrains: implications for the thermal structure of Archean and Proterozoic lithosphere. J. Geophys. Res. 1993. V. 98. P. 12207 – 12218.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПЛИТЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Патрикеев В. Н.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 693022, Южно-Сахалинск, (patrik.imgg.ru)

Сейсмические исследования в Северо-Западной котловине [1, 3] свидетельствуют о значительных вертикальных деформациях осадочного чехла и базальтового фундамента. В результате этих деформаций образованы крупные региональные структуры: поднятия Шатского и Обручева, Курило-Камчатский желоб; разломы Тускарора и Хоккайдо со всей совокупностью боковых ветвей и оперяющих их холмистых гряд; огромное количество холмов и гор, а также прогибов и впадин. Исходя из постулатов плитовой тектоники, океанические плиты довольно жесткие образования и испытывают деформации двух типов: общее плавное погружение при их остывании; деформации по своей периферии в результате взаимодействия плит при движении к зонам субдукции. Обычно деформации этих типов не сопровождаются интенсивными внутриплитными движениями. Поэтому неровности кровли базальтового фундамента внутри плит связывают с первичным рельефом, возникающим при формировании коры. Однако на сейсмических разрезах котловины Тускарора между Курильским желобом и поднятием Шатского фундамент на подавляющем большинстве структур облекается осадочным чехлом нередко с налеганием, что при условии формирования чехла придонными потоками [3] свидетельствует не о первичном рельефе фундамента, а о его соответственно пост или конседиментационных деформациях. Их вертикальная амплитуда составляет многие сотни метров. Теоретические и экспериментальные исследования деформаций, связанных с погружением плиты при ее остывании приводили к существенно различающимся результатам. Во многом это объясняется недостаточным объемом экспериментального материала, допускающим неоднозначное его толкование, и возможно, ошибочными предпосылками при теоретических исследованиях.

Предполагается, что новые данные о структуре мезокайнозойского чехла и базальтового фундамента, полученные по сейсмическим материалам института морской геологии и геофизики ДВО РАН (более 20000 пог. км профилей) [3], позволят существенно дополнить экспериментальные данные и во многом прояснить характер деформирования Северо-Западной (СЗ) плиты Тихого океана. Для этого по сейсмическим материалам, увязанным с данными глубоководного бурения, проведено исследование вертикальных движений СЗ плиты Тихого океана в мезокайнозое, на примере района между Курильским желобом и возвышенностью Шатского. Рассматривались только движения регионального масштаба, затрагивающие крупные районы океанической плиты, такие как котловина Тускарора, возвышенность Шатского, вал Хоккайдо, внешний склон Курильского глубоководного желоба.

Для изучения погружений или поднятий плиты в целом выделялись структурные поверхности, положение которых можно было бы определить для каких то конкретных моментов геологического времени. Обычно для этого используются материалы бурения в основном литологический, гранулометрический состав отложений, их состояние, стратиграфические перерывы и фауна. Однако, судя по результатам [5], их значительному разбросу, этих данных оказывается недостаточно, чтобы уверенно судить о глубинах формирования того или иного комплекса отложений. Поэтому

предлагается дополнительно использовать информацию о структурных особенностях каждого из этих комплексов по сейсмическим данным. Важнейшими из них являются внутренняя структура комплексов, особенности рельефа границ между ними, характер несогласий, размеры и форма осадочных тел. При анализе этих данных могут быть выявлены абразионные поверхности, границы размыва, переотложенные горизонты, определены условия формирования разных комплексов отложений.

Вертикальные движения СЗ плиты в мезозое – раннем кайнозое

В качестве первой структурной поверхности выбрана кровля базальтового фундамента на момент его образования. Возраст базальтов в пределах исследуемого участка плиты определялся по фауне из перекрывающих его слоев как поздняя юра - ранний мел. Бурением в кровле океанического фундамента вскрыты пузырчатые базальты с подушечной отдельностью [5]. Эти пиллоулавы изливались, судя по пузырчатой текстуре, в морских условиях на глубинах не более 600 – 1000 м. Поэтому можно полагать, что первая структурная поверхность на рубеже юра – мел располагалась на глубинах до 1000 м. В раннем мелу на этой поверхности в морских условиях формировались отложения карбонатной и кремнисто-глинистой толщ [5].

В качестве второй структурной поверхности выбрана кровля меловой кремнисто-глинистой толщи, которая в конце раннего начале позднего мела поднялась до уровня моря и на большей части исследуемого района СЗ плиты подверглась денудационному, а местами абразионному размывам, установленных по сейсмическим материалам и данным глубоководного бурения. Так по сейсмическим профилям выделено более 20 локальных участков плиты, где отложения кремнисто-глинистой толщи полностью или в значительной степени абрадированы (рис. 1).

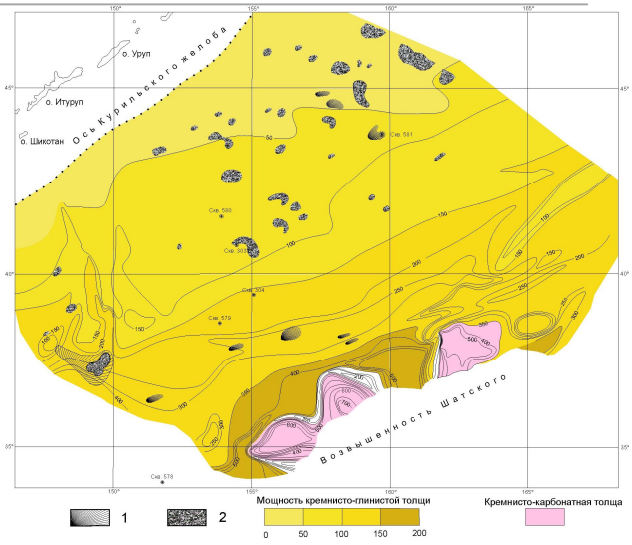


Рис. 1. Карта изопахит отложений мелового возраста. 1 – галечные горизонты; 2 – абразионные поверхности.

Важным свидетельством абразионного размыва этой толщи являются валунно-галечные отмостки, разбуренные скважиной 581 и широко представленные на сейсмических разрезах в виде слоя с аномальной, не характерной для кремнисто-глинистой толщи структурой, а именно непрерывно прослеживающихся отражающих горизонтов внутри него. Если галечный горизонт тонкий, то он выражается контрастным непрерывно коррелирующимся отражением в кровле кремнисто-глинистой толщи. В скважине 581 валунно-галечная отмостка представлена прослоями кремнистой гальки суммарной мощностью 65 м [4].

Денудационный размыв меловых отложений осуществлялся преимущественно в северо-западной части исследуемой территории плиты. Об этом свидетельствует удревнение осадков в кровле кремнисто-глинистой толщи в северо-западном направлении (диахронная граница) от 80 млн. лет (скв. 198) до 85 (скв. 196) и 94 млн. лет в скв. 303, 304 [5], а также уменьшение в том же направлении ее мощности от 200 до 0 – 50 м [3].

Таким образом, с верхнего мела на исследуемой территории плиты установились наземные условия, в которых происходило формирование горизонта пестрых немых глин, мощностью 20–40 м.

Большинство исследователей, исходя из представлений о глубоком древнем океане, рассматривают эти глины как глубоководные пелагические, накапливающиеся ниже уровня карбонатной компенсации. Однако, при этом не находит объяснений отсутствие морской фауны и железомарганцевых конкреций в них во всех скважинах глубоководного бурения, кроме самой верхней, переотложенной при наступлении океана части. Эти данные получают объяснение в рамках представлений о наземных условиях формирования горизонта пестрых глин и согласуются с материалами сейсморазведки и бурения, свидетельствующими об абразионном и денудационном размыве меловых отложений Северо-Западной плиты.

Морские условия осадконакопления в позднем мелу и палеогене сохранялись лишь на территории возвышенности Шатского, где накапливались фораминиферовые нанноилы. Глубина морского бассейна здесь в позднем мелу составляла первые сотни метров и уменьшалась по мере заполнения осадками, на что указывают многочисленные эоценовые и олигоценовые перерывы в седиментации по материалам глубоководного бурения и эрозионные срезы по сейсмическим данным [2].

Вертикальные движения в позднем кайнозое

Горизонт пестрых глин с подошвенным несогласием перекрывается отложениями кремнисто-глинистой толщи среднего – позднего миоцена. С этого времени на всей рассматриваемой части СЗ плиты устанавливаются морские условия осадконакопления, связанные с ее резким погружением и трансгрессией Тихого океана. Обилие каналов с глубиной вреза до 300 м, обвалованных намывными дамбами, широкие абиссальные долины южного и юго-западного направлений, развитие таких несогласий, как подошвенное прилегание, указывают на определяющую роль придонных потоков в формировании позднекайнозойского осадочного чехла. Эти потоки размывали пестрые глины и переоткладывали их, чем объясняются находки остатков морской фауны в верхней части этих глин и желтые или красноватые тона средне – позднемиоценовых осадков. Таким образом, кровля горизонта пестрых немых глин определяет третью структурную поверхность на начало среднего миоцена, которая располагалась в это время на уровне океана. Учитывая мощность мезозойской толщи и горизонта пестрых глин можно определить глубину базальтового фундамента от уровня океана в среднем миоцене.

Четвертой структурной поверхностью является современный рельеф кровли базальтового фундамента, из которого следует, что со среднего миоцена большая часть исследуемого района СЗ плиты погрузилась на 5 км. Однако в целом наблюдается дифференцированное погружение различных участков плиты наибольшее до 9 км в районе оси глубоководного желоба, наименьшее до 3 км на территории возвышенности Шатского. Современный рельеф базальтового фундамента можно объяснить разной скоростью опускания отдельных районов плиты, либо равномерным ее погружением с разновременным прекращением этого процесса в разных ее участках. Сейсмические материалы позволяют во многом прояснить характер этих движений во времени.

Из сейсмических разрезов, карты изопахит позднекайнозойского осадочного чехла [3] и материалов бурения следует, что источники сноса осадочных отложений позднего кайнозоя располагаются с северо-запада от исследуемой части плиты, т.е. в районе Курильской островной дуги и Камчатки. Поскольку накопление этих осадков осуществлялось преимущественно придонными турбидитовыми потоками то глубоководного желоба в этот период времени не было, либо он был компенсирован осадками. Из карты изопахит мощность позднекайнозойских осадков уменьшается от желоба до возвышенности Шатского в юг-юго-восточном направлении от 600 м до 200 м,

что объясняется удалением от источников сноса осадочного материала. Вариации мощностей осадков в основном определяются характером турбидитного осадконакопления – увеличении их в аккумулятивных лопастях и уменьшении в долинах, а также локальными, малоамплитудными вертикальными движениями фундамента до осадконакопления. Изменений мощности позднекайнозойского чехла, связанных с поднятием или опусканием крупных районов плиты не отмечается. Поэтому вся исследуемая территория плиты, где происходило терригенное осадконакопление, погружалась равномерно и представляла собой плоскую аккумулятивную равнину, возможно, слабо наклоненную на юго-восток. Такой характер движений плиты сохранялся в течение всего периода турбидитного осадконакопления со среднего миоцена до середины плейстоцена. Время заложения глубоководного желоба можно определить при изучении условий залегания осадочного чехла на его внешнем склоне.

На сейсмических разрезах океанического склона желоба миоценовые осадки со стратиграфическим несогласием залегают на отложениях раннемелового возраста, однако угловых несогласий между этими толщами не наблюдается. Несогласия типа прилегания видны лишь вблизи уступов, которые фиксируют положение разломов, смещающих всю толщу осадков. Угловое несогласие местами отмечается в самой верхней части осадочной толщи в результате заполнения карманов в рельефе чехла горизонтально слоистыми верхнеплейстоценовыми осадками. Следовательно, формирование желоба началось в позднем плейстоцене.

Другим подтверждением морфологического оформления желобов в среднем плейстоцене, сопровождавшееся уменьшением энергетики придонных мутьевых потоков и их прекращением, является заполнение позднеплейстоценовыми осадками на всей территории плиты каналов и долин и фактически их отмирание, а также установление пелагической седиментации, что подтверждается формированием в кровле чехла слоя красных глин, мощностью до 10 см.

На территории трех массивов возвышенности Шатского в позднем кайнозое происходило биогенное осадконакопление, накапливались наноилы мощностью от первых до десятков метров. Для данных отложений характерны резкие изменения мощностей, кровельные и подошвенные несогласия, перерывы, связанные с ненакоплением осадков [2, 3, 5]. Такое строение и литологический состав позднекайнозойского чехла возвышенности с учетом преимущественно терригенного состава и турбидитного осадконакопления на прилегающей части плиты указывает, что территория трех массивов поднятия Шатского с позднего миоцена располагалась существенно выше окружающих его участков плиты. Каньоны и эрозионные срезы позднемеловых и кайнозойских, до плиоцена включительно, осадков по сейсмическим материалам [2, 3] дают основание предполагать, что до плейтоцена многие значительные по площади участки возвышенности могли располагаться выше уровня океана. И лишь во второй половине плейстоцена все три массива возвышенности стали погружаться до современных глубин.

Существенно иной характер позднекайнозойских вертикальных движений отмечается в пределах северных отрогов возвышенности Шатского, располагающихся выше 38 параллели. В отличие от трех ее массивов, имеющих куполовидное строение, северные отроги с восточной стороны представлены протяженными гребнями северо-восточного простирания, с западной – холмистой равниной. Другой отличительной особенностью этой части возвышенности является облекание ее структур позднекайнозойскими осадками. Одинаковая последовательность слоев, характеризующихся различной акустической дифференциацией, в котловине Тускарора и на холмистой равнине возвышенности позволяет

предполагать однотипный (терригенный) состав позднекайнозойских осадков в пределах этих структур. Подтверждением этому являются долины в основании уступов и намывные дамбы, наблюдаемые на всех разрезах равнины. Поэтому осадконакопление здесь также осуществлялось преимущественно придонными потоками, а глубина ее в позднем миоцене – плиоцене была той же, что и на прилегающей части котловины Тускарора. Облекание осадками многих структур равнины указывает о том, что ее погружение в плейстоцене резко замедлилось или даже прекратилось.

Из проведенного анализа позднекайнозойского погружения СЗ плиты можно заключить, что в период времени со среднего миоцена до начала плейстоцена большая часть исследуемой территории плиты погружалась примерно с одной скоростью 0,4 мм/год. С середины плейстоцена скорость погружения разных районов плиты дифференцировалась – в одних она резко упала или даже стала равной нулю (вал Хоккайдо, северные отроги возвышенности Шатского), в других существенно увеличилась (океанический склон и ось желоба).

Литература

1. *Андреев А.А., Воробьев В.М., Патрикеев В.Н. и др.* Магнитные аномалии и деформации в Северо-Западной котловине Тихого океана // Тихоокеанская геология. – 1988. № 5. – С.109-112.
2. *Карп Б.Я., Прокудин В.Г.* Строение осадочного слоя возвышенности Шатского по сейсмическим данным // Тихоокеанская геология. – 1985. № 3. – С.26-33.
3. *Патрикеев В.Н.* Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. – М.: ГЕОС, 2009. – 207 с.
4. Initial Core Descriptions. – La Jolla, California, 1982. – Leg 86. – 112 p.
5. Initial Reports of the DSDP. Vol. 19, 32, 56, 57, 61. Washington. 1973, 1975, 1980, 1980, 1981.

ГРАВИТАЦИОННАЯ РЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА РОССИИ

Петрищевский А.М.

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН

(petris@stl.ru)

Традиционными средствами распознавания и пространственной параметризации сред разной жесткости (или вязкости) на Дальнем Востоке России являются аномалии скорости сейсмических волн (V), теплового потока (ТП) и электрического сопротивления (ρ_t). Среды пониженной вязкости в аномалиях V и ρ_t отражаются пониженными значениями этих пара-метров, а зоны повышенного флюидонасыщения и изменения фазового состояния тектонических сред (зоны частичного плавления) в подкоровом слое и астеносфере диагнос-тируются с помощью моделирования распределений температур по измерениям ТП. Однако, сейсмические, магнитотеллурические и термометрические исследования на Дальнем Востоке рассредоточены в редкой сети наблюдений, густота которых недостаточна для получения объемных представлений о реологических свойствах земной коры и верхней мантии. Гравиметрические данные более представительны по плотности наблюдений, однако, наиболее широко распространенные здесь методы гравитационного моделирования, основывающиеся на подборе плотности геологических тел под наблюдаемые гравитационные аномалии, мало эффективны для диагностики реологических свойств тектоносферы по причине сложности геологического строения и соответствующих широких вариаций плотностных характеристик тектонических и магматических комплексов, и поэтому практически не используются с этой целью.

Разработанный автором метод сравнительной оценки жесткости тектонических сред по гравитационным аномалиям [3] основывается на результатах множественной интерпретации симметричных гравитационных возмущений, эквивалентных аномалиям от компактных источников, для которых глубина залегания поверхности источника (Z_1) больше половины его горизонтальных размеров (D) в исследуемом сечении. В этом случае, пространственными распределениями центров масс (Z_0) эквивалентных источников с точностью 30 % можно аппроксимировать распределения модельных тел широкого класса ($5 > H / D > 0.1$, где: ΔH – толщина пластины), в том числе – осуществлять пространственную корреляцию вертикальных и горизонтальных пластин [2]. Построение реологических моделей земной коры и верхней мантии базируется на трех следствиях теорем единственности и эквивалентности обратных задач гравитационного потенциала: (1) для любой многосвязной системы компактных (квазисимметричных) источников гравитационных аномалий всегда существует эквивалентная односвязная звездная масса с центром масс в центре тяжести системы; (2) гравитационные потенциалы объемных и сферических (плоских) тел с одинаковой массой во внешнем пространстве одинаковы; (3) эквивалентность плотности при увеличении, или уменьшении, размеров тела с неизменной массой непрерывна, что открывает возможность для томографического “просвечивании” геологических сред [5].

Носителем информации о реологическом состоянии тектонических (или магматических) сред является параметр: $\mu_z = V_{zm} Z_0 / 4\pi K (Z_0 - Hc)^2$, где: V_{zm} – амплитуда гравитационного возмущения, K – гравитационная постоянная, Hc – поверхность, на которую выметаются (по Пуанкаре) массы эквивалентного объемного источника. Для построения 3D-моделей распределений μ_z-

параметра исследуемый объем геологического пространства разбивается на серию слоев (20-25 слоев до глубины 200-250 км), в каждом из которых аномальные массы конденсируются на поверхности эквивалентных сфер, касательных к поверхностям Нс, всегда располагающихся выше поверхностей слоев, из которых выметаются массы, (т.е. выполняется условие: Нс < Z_0). Пиковые значения μ_z-параметра сглаживаются. В результате вычислений формируется объемная модель μ_z (x, y, Нс), которая является исходной матрицей для построения карт-срезов и вертикальных разрезов распределений μ_z-параметра с помощью стандартных средств графического отображения цифровой информации (Surfer, ArcGIS, 3D-Max и др.).

Таблица 1. Сводный разрез распределений μ_z-параметра в тектоносфере Дальнего Востока России.

Глубина, км слои	μ_z	Забай-калье	Алдан-Станов. террейн	Амурс-кая плита	Охотс-кая плита	Колым. - Омол. плита.	Камчат-ка	Сихотэ-Алинь	Сев.-Азиат. кратон
ВО	< 10	0 -10	0 - 15	0 -20	0 -15	0-10	0 -10	0 - 20	0 -10
К.	15-30	10-30	15-35	15-40	15-25	15-40	5 -20	15 - 40	10-40
A_1	< 15	24 - 40	35-60	40-60		40-60	20-40	22 - 38	35 -50
TM_1	15-30	40 -80	60-90	40-80	30-80	60-80	30-70		50 -90
A_2	< 15	> 80	> 90	> 80	50-120	60-150	70-120		90-130
TM_2	20-50				> 120		> 120		> 130

В разрезах земной коры и верхней мантии среды пониженной вязкости (турбидитовые толщи, жидкие или вязкие магматические очаги, астеносфера), вследствие плавных изменений плотности и отсутствия резких границ между элементарными плотностными неоднородностями внутри этих сред, картируются низкими значениями градиентов сферической плотности (μ_z), а жесткие, резко дифференцированные по плотности, среды (древние кристаллические комплексы и вулканогенно-кремнистые пластины в земной коре; нижний слой литосферы) – высокими значениями [1, 3, 6, 7]. Имеющиеся сейсмические, магнитотеллурические и термометрические данные во всех, без исключения, разрезах тектоносферы Дальневосточного региона подтвердили существование сред пониженной вязкости в зонах μ_z-минимумов. Решениями прямой линейной задачи в средах с закрепленными формализованными границами тектонических сред вычислены непротиворечивые наблюденным гравитационным аномалиям плотностные модели, подтверждающие прямую корреляцию распределений μ_z-параметра в формализованных абстрактных моделях с объемной плотностью эквивалентных им тел и структур.

Исследованиями по описанной методике охвачена вся территории Дальнего Востока России восточнее 114 меридиана, для которой установлена универсальная реологическая расслоенность тектоносферы в районах, различающихся по возрасту, составу и строению преобладающих в них тектонических и магматических комплексов (таблица 1).

При сопоставлении аномалий μ_z-параметра с распределениями источников землетрясений и магматическими проявлениями было обнаружено, что в К-слое располагаются гипоцентры большей части землетрясений Северо-Восточной Азии, а слои A_1 и A_2 являются вероятными источниками мезозойских и кайнозойских вулканических поясов и флюидно-магматических инъекций в структурах центрального типа плюмовой природы. Изучение пространственных

взаимоотношений жестких и вязких слоев открывает возможность для расшифровки глубинного строения структур земной коры и верхней мантии, особенностей их эволюции и связи глубинных структур с размещением рудных районов, узлов и крупных месторождений.

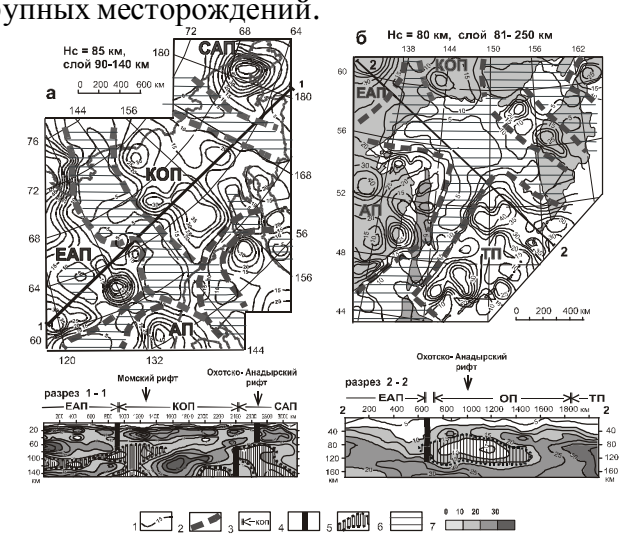


Рис. 1. Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии (а) и Охотоморскогорегиона (б)

1 – изолинии градиента поверхностной плотности слоя (1 ед. = 10^{-2} кг / м ^{2} / км); 2, 3 – границы литосферных плит: глубинные в плане (2) и приповерхностные над разрезами (3); 4 – глубинныеразломы; 5, 6 – астеносфера в разрезах (5) и на схемах (6); 7 – шкала раскраски разрезов.

По значениям градиентов плотности в нижнем срезе литосферы уверенно различаются литосферные плиты (рис. 1) и разделяющие их выступы астеноферного слоя (A_2). В приводимых разрезах отчетливо проявлены признаки расщепления плит первого порядка (Северо-Американской и Тихоокеанской) в зонах коллизии их с Евразиатской плитой на коровые и нижне-литосферные пластины, первые из которых надвинуты на астеносферу, или подкоровый вязкий слой (A_1) в зонах коллизии, а вторые – поддвинуты (субдуцированы) под буферные литосферные плиты окраинноморского происхождения. В этом проявляется одинаковый механизм взаимодействия литосферных плит на мезозойской и кайнозойской окраинах Северо-Восточной Азии.

Близкие особенности глубинного строения земной коры, обусловленные универсальным характером коллизии Тихоокеанской плиты с Евразией, проявились в прибрежно-материковых складчато-надвиговых системах Сихотэ-Алиня и Камчатки [1, 3], различающихся на 30-40 млн лет возрастом однотипных тектоно-магматических процессов. В восточных районах обеих систем отсутствует континентальный гранитно-метаморфический слой, а жесткие океанические пластины в нижней коре поддвинуты под прибрежно-материковые (Сихотэ-Алинь), или островодужные (Камчатка) складчато-надвиговые комплексы. В Сихотэ-Алине они надвинуты на континентальный гранитно-метаморфический слой. Мощность земной коры в восточных районах обеих систем не превышает 20 км.

Реологические гравитационные модели тектоносферы проясняют особенности строения и эволюции рифтогенных структур. Большинство таких структур и систем на Дальнем Востоке (Момская, Охотско-Анадырская, Байкало-Охотская и Танлу рифтовые системы) характеризуется инверсным взаимоотношением рельефа приповерностных и глубинных границ раздела в литосфере и сопровождается линейными поднятиями астеносферного слоя, маркирующими границы литосферных плит (рис. 1). По смещениям приповерхностных и глубинных структурных элементов рифтов можно судить о миграции рифтогенных процессов во времени и пространстве. В частности, реологические модели обнаружили восточный тренд рифтогенных процессов в системах Танлу и Охотско-Анадырской. В обоих случаях позднемезозойский (вулканический) этап рифтогенеза сопровождался излияниями и внедрениями больших объемов магматических масс в Хингано-Охотском и Охотско-Чукотском вулканических поясах, а кайнозойский этап – образованием цепочек наложенных впадин, заполненных терригенными осадочными отложениями и смещенных на 200-250 км в восточном направлении относительно мезозойских рифтогенных вулканических поясов. Похожим образом на южных окраинах Северо-Азиатского

кратона южно-якутские кайнозойские межгорные рифтогенные впадины смещены к северу от позднемезозойского Станового гранитоидного поясов, сформировавшегося в обстановке косого растяжения на границе Амурской плиты с кратоном.

Совершенно другими пространственными взаимоотношениями реологических неоднородностей тектоносферы характеризуется Байкальская рифтовая зона (БРЗ) (рис. 2).

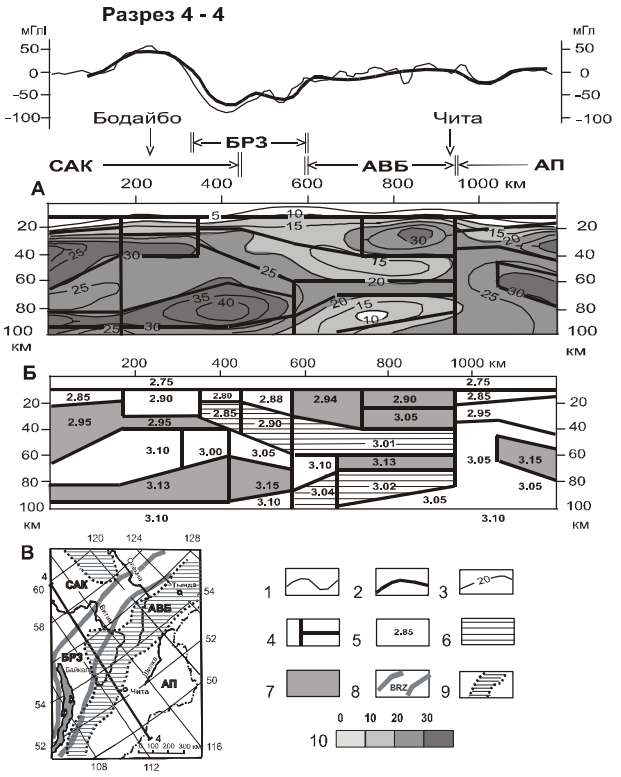


Рис. 2. Глубинное строение Байкальской рифтовой зоны: распределение μ_z-параметра в разрезе 4-4 (а), плотностной разрез (б) и горизонтальный срез на глубине 25 км (в)

1, 2 – наблюденная (1) и расчетная (2) аномалии силы тяжести; 3 – изолинии градиента μ_z - параметра (1 ед. = 10^{-2} кг / м ^{2} / км); 4, 5 – границы (4) и расчетная плотность (5) тектонических сред, г см $^{-3}$; 6 – среды пониженной вязкости; 7 – среды повышенной жесткости, 8 – Байкальская рифтовая зона; 9 – зона пониженной вязкости подкорового слоя в горизонтальном срезе на глубине 25 км; 10 – шкала градиентов плотности в разрезе (а). Обозначения структур: САК – Северо-Азиатский кратон, БРЗ – Байкальская рифтовая зона, АП – Амурская плита.

Толстая литосфера Северо-Азиатского кратона здесь далеко продвинута под рифтовую зону (рис. 2-а, б), что подтверждается сейсмическими и теплофизическими моделями, а в переходном слое “кора-мантия” выявлен мощный наклонный слой пониженной вязкости (рис. 2-а) и плотности (рис.2-б), разделяющий кратон и Амурскую плиту в интервале глубин 20-60 км. Поднятие астеносферного слоя здесь наблюдается не под рифтовой зоной, а за пределами последней, под Ангаро-Витимским батолитом. Зоны пониженной скорости сейсмических волн в нижнем слое земной коры и в астеносфере, также как соответствующие им зоны низких значений μ_z-параметра, тоже далеко простираются на юго-восток за пределы БРЗ. Ретроспективный анализ реологической модели (рис. 2) привел к выводу, что Байкальский рифт не является результатом новейшего раздвига литосферных плит (как считалось долгое время), а повторяет один из эпизодов мезозойской и раннекайнозойской истории Забайкальской горной страны, характеризующихся многократным отщеплением от кратона коровых тектонических пластин и смещением их в зону Забайкальского (Ангаро-Витимского) астенолита.

Анализ пространственных взаимоотношений тектонических сред разной жесткости является инструментом диагностики и 3D-параметризации структур центрального типа плюмовой природы [3, 4, 6]. Так, с помощью модели μ_z (x, y, Hc) был обнаружен [6] Алдано-Зейский плюм, характеризующийся концентрическим расположением верхнекоровых μ_z-максимумов относительно минимума в центре, расширяющегося в верхней мантии. Еще шесть признаков плюма (магнитные, тепловые и геоэлектрические аномалии, вертикальные движения земной поверхности, концентрическое поле сейсмичности, металлогеническая зональность), не находивших ранее объяснения, органически вписались в геолого-геофизическую модель этой структуры [4, 6]. Таким же образом в Среднем Приамурье расшифровано глубинное строение Мая-Селемджинского плюма [4], внешними атрибутами которого являются: концентрическое расположение разломов, магнитные и тепловые аномалии, низкие скорости сейсмических волн над

стволом плюма, источники термальных вод, металлогеническая зональность. При сравнении коровых контуров плюма в разных глубинных срезах обнаружены признаки горизонтального смещения головы плюма в восточном направлении, обусловленного перемещением Амурской плиты.

Литература

1. *Глаголев В.Н., Петрищевский А.М.* Простой алгоритм построения разрезов с использованием 3D-массивов геолого-геофизических данных (Юго-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. №3. С. 78-85.
2. *Петрищевский А.М.* "Теневые" гравитационные модели глубинных структур земной коры и верхней мантии // Геофизика. 2004. № 4, С. 48-54.
3. *Петрищевский А.М.* Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли. 2006. № 8. С. 43 - 59.
4. *Петрищевский А.М.* Плюмы Приамурья // Современные проблемы регионального развития. Материалы II Международной научной конференции. Биробиджан: ИКАРП ДВО РАН, 2008. С. 78-79.
5. *Петрищевский А.М.* О гравитационной томографии // Геофизика. 2010. № 2. С. 71-80.
6. *Петрищевский А.М., Ханчук А.И.* Кайнозойский плюм в Верхнем Приамурье // Докл. РАН. Том 406. № 3.С. 384-387.
7. *Ханчук А.И., Петрищевский А.М.* Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии // Докл. РАН. 2007. Т. 412. № 5. С. 689-693.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ УРАЛА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ТРАНСЕКТАМ

Петров Г.А., Рыбалка А.В.

ОАО УГСЭ, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург,
(Georg_Petrov@mail.ru)

Наиболее информативными для получения информации о глубинном строении земной коры являются геолого-геофизические профили (трансекты), в пределах которых выполняется комплекс разнообразных геофизических и геологических исследований. Проведение различных видов сейсмических исследований, МТЗ, в сочетании с информацией о геофизических полях и их трансформациях, с геологической заверкой геофизических объектов, позволяют получить качественно новую информацию. В пределах Уральского подвижного пояса за последние 10 лет было пройдено 3 региональных геолого-геофизических профиля (трансекта), пересекающих все главные структуры Урала в его южной (профиль URSEIS или проект Уралсейс), центральной (Среднеуральский трансект) и северной (Полярноуральский трансект) частях. Результаты исследований отражены в многочисленных публикациях, например [1, 10, 12]. Интерпретация геологических и геофизических данных позволяет построить геологические модели строения земной коры и верхней части мантии упомянутых фрагментов Уральского подвижного пояса, сравнение этих моделей дает интересную информацию об эволюции Уральского орогена.

Южная часть Урала наиболее доступна для геологических исследований, поскольку севернее многие структуры восточной части подвижного пояса перекрываются мощным чехлом мезозойско-кайнозойских осадков Западно-Сибирской платформы. К тому же, по количеству методов исследований и их участников, проект Уралсейс является уникальным. По нашему мнению, наиболее развернутая геологическая модель строения Южного Урала в районе прохождения Южноуральского трансекта приведена в статьях С.Е. Знаменского, А.М. Косарева и В.Н. Пучкова с соавторами [3, 5, 8], которые условно разделили территорию, пересекаемую профилем Уралсейс на три домена – западный, центральный и восточный. Вслед за упомянутыми авторами, мы будем проводить сравнение глубинного строения Полярного, Среднего и Южного Урала по тем же трем доменам.

Западный домен Южноуральского сегмента, по В.Н. Пучкову с соавторами [8], включает образования Предуральского краевого прогиба, Башкирского антиклинория, Зилаирской синформы, Уралтауской антиформы и протягивается от западного конца профиля до Главного Уральского разлома на 226 км. На Средне-Уральском трансекте расстояние от начала профиля до центрального разрывного нарушения системы ГУР (Салатимского разлома) составляет 170 км, тем не менее, на этом отрезке также пересечены все структуры западного склона Урала. На Полярном Урале данный отрезок составляет 118 км. В глубинном строении Западного Урала на Южном, Среднем и Полярном Урале есть определенные черты сходства и различия. Сходство заключается в присутствии единой последовательности общеуральских структурных элементов – с запада на восток это: Предуральский прогиб, Центрально-Уральское поднятие (на Полярном Урале участками перекрытое Лемвинским аллохтоном) и зона Главного Уральского разлома. На Южном и Среднем Урале присутствует шовная зона, погружающаяся в мантию под зоной Главного Уральского разлома или несколько восточнее, и в той или иной степени прослеженная под Центрально-Уральским поднятием и Предуральским прогибом до глубин 75-80 км. Различия строения различных сегментов Западного Урала также весьма существенны. Главные из них следующие:

- Повсеместное развитие мощного (до 15 км) рифейского разреза в фундаменте

Предуральского прогиба на Южном и Полярном Урале, фрагментарность и маломощность его на Среднем Урале;

- Значительно больший размер области тектонического влияния Уральского орогена на Южном Урале по сравнению со Средним и Полярным: на Южном Урале фронт деформаций (передовые надвиги) отстоит на 150-200 км от ГУР, на Среднем – на 70-80 км, на Полярном – на 90 км; область деформаций, охватывающих всю земную кору («толстокожая тектоника») на Южном Урале распространяется на 70-120 км (по различным моделям), на Среднем Урале – на 20-25 км. На Полярном Урале не фиксируются тектонические структуры, пересекающие всю земную кору (кроме самого Главного Уральского разлома и шовных зон, расположенных восточнее его). Глубина расположения подошвы аллохтонного комплекса минимальна на Полярном Урале и максимальна на Южном.

- В составе аллохтонных пластин на Южном и Полярном Урале присутствуют ультраосновные породы, океанические кремнисто-базальтовые формации, высокобарические метаморфиты; на Среднем Урале в составе аллохтона известны только слабо метаморфизованные комплексы континентальной окраины.

Указанные различия возможно связаны с тем, что, по-видимому, позднепалеозойский ороген начал развиваться на Южном Урале раньше, чем в более северных районах, поперечные размеры пояса уралид здесь меньше, что позволяет предположить более интенсивное сжатие и объясняет больший размер области интенсивной тектонической переработки континентальной окраины. Присутствие эклогитов в зоне ГУР на Полярном и Южном и отсутствие их на Среднем Урале может быть связано с разными условиями эксгумации высокобарических комплексов на начальной стадии коллизии: на севере и юге Урала в девонскую палеозону субдукции погружалить легкие континентальные блоки, при последующем всплытии которых эклогиты были транспортированы в верхнюю часть земной коры. На Среднем Урале на заключительной стадии девонской субдукции погружались фрагменты более тяжелой коры основного - среднего состава, что не способствовало эксгумации высокобарических комплексов.

Центральный домен Южноуральского сегмента, согласно публикации С.Е. Знаменского и соавторов [3], располагается на Южном Урале между восточным крылом Уралтауской антиформы (Главным Уральским разломом) на западе и Карталинской зоной отражений (Карталинским разломом) на востоке, которые имеют встречное падение. В состав домена входят Магнитогорская и Суундук-Челябинская зоны; А.А. Савельев [9] включает в его состав Магнитогорскую зону, состоящую из трех подзон, и Восточно-Уральскую зону, представленную на поверхности Сухтелинско-Успенским аллохтоном, залегающим на Чесменско-Джабыкском автохтоне. Необходимо отметить, что модели геологического строения Центрального домена, представленные разными коллективами авторов, имеют значительные различия, касающиеся, зачастую, не только интерпретации глубинных частей разреза, но и поверхностных структур, вплоть до различной ориентировки и кинематики одних и тех же разрывных нарушений, выходящих на поверхность.

Рассматривая строение зоны Главного Уральского разлома (ГУР) в целом, можно отметить, что этот шов отделяет образования Восточно-Европейского палеоконтинента от коллажа палеоостроводужных террейнов, аккретированных к его окраине в девонское и раннекаменноугольное время. На Южном Урале это Магнитогорский девонско-каменноугольный террейн, на Среднем – Тагильский ордовикско-девонский, на Полярном – Войкарский и Щучьинский преимущественно девонские блоки, геологическое строение и история эволюции которых различаются достаточно существенно. Разрез вулканогенно-осадочных толщ, наращивающих офиолитовый разрез в пределах Войкарской структурно-формационной зоны (СФЗ) на

Полярном Урале, существенно отличается от типовой стратиграфической последовательности Западно-Тагильской СФЗ. Так, стратиграфическая колонка Войкарской структуры начинается с усть-конгорской свиты O_{2-3} (или с ее латеральных аналогов – войкарской и соколинской свит), сложенной метаморфизованными базальтами с прослоями алевролитов, яшмоидов и известняков, перекрываемой базальтами, андезитами и осадочными породами малоуральской свиты S_2-D_1, трахиандезитами, трахитами и осадками кевсоимской толщи S_2-D_1, терригенными породами и известняками варчатинской или тоупуголегардской свит D_{1-2} [11]. В Ханмейшорском районе вместо малоуральской свиты картируются песчаники, гравелиты и конгломераты ханмейшорской свиты O_3-S_1, перекрываемые базальтами, андезибазальтами, их туфами и вулканогенно-осадочными породами тоупугольской толщи S_{1-2}. На Среднем и Северном Урале, в западной части Тагильской структуры комплекс параллельных долеритовых даек перекрывается позднеордовикскими (ашгиллскими) и раннелландоверийскими вулканитами базальт-риолитовой формации шемурской свиты; выше залегают лландовери-венлокская павдинская свита (базальт-андезит-дацитовая формация), венлок-лудловская именновская (базальт-андезитовая) и позднесилурийско-раннедевонская туринская или сосьвинская (абсарокит-шошонитовая формация) свиты [2]. Девонские образования формировались в пределах двух формационных зон – Петропавловской, включающей преимущественно карбонатные разрезы, и вулканогенно-осадочной Туринской. В северной части Полярного Урала, в пределах Щучьинской синформы, позднеордовикско-каменноугольный разрез в целом хорошо коррелируется с образованиями Центрально-Тагильской и Восточно-Тагильской СФЗ, за исключением отсутствия в нем абсарокит-шошонитовой формации позднего силура – раннего девона [6].

Главной шовной зоной, разграничивающей Тагильский и северное продолжение Магнитогорского террейнов на Среднем Урале, вероятно, следует считать Серовско-Маукский разлом. Данное разрывное нарушение входит в систему Главного Уральского разлома на Южном Урале до широты Уфимского выступа, и отделяется от него севернее этого района. На Среднем и в южной части Северного Урала, до погребения под сплошным чехлом мезозойско-кайнозойских осадков, это разрывное нарушение маркируется почти сплошной цепочкой массивов серпентинизированных дунитов и гарцбургитов. На Северном и Приполярном Урале Серовско-Маукский разлом перекрыт мощной толщей мезозойско-кайнозойских образований и недоступен для наблюдения. Можно предположить, что этот сместитель вновь входит в систему Главного Уральского разлома на широте Кожымского выступа, где Уральские структуры резко меняют простирание с субмеридионального на северо-восточное. В этом районе мы вновь, как и на Южном Урале, видим блоки эклогит-содержащих метаморфических комплексов (Неркаюсский) и далее на север – крупные мафит-ультрамафитовые массивы (Войкарский, Рай-Из, Сыум-Кеу). Учитывая вышеизложенное, можно сделать предположение, что на Полярном Урале к востоку от Главного Уральского разлома располагаются не комплексы северного продолжения Западно-Тагильской СФЗ Тагильской мегазоны, а другие террейны (Войкарский и Щучьинский), ряды формаций в которых заставляют искать аналогии скорее в блоках Восточно-Уральской мегазоны и отчасти – Центрально-Тагильской и Восточно-Тагильской СФЗ Среднего Урала.

Карталинско-Челябинский разлом, имеющий западное падение и разделяющий Центральный и Восточный домены на Южном Урале (Восточно-Уральский и Зауральский домены по [9]), может быть прослежен на север, где он переходит в Бичурско-Копейскую систему разломов,

разделяющую вулканиты Алапаевско-Каменской синформы и Красногвардейский метаморфический блок. На Полярном Урале данный разлом, вероятно, разделяет вулканиты Гортского синклинория и Полуйский метаморфический террейн; его выход на поверхность предполагается восточнее района прохождения Полярноуральского трансекта. Данное разрывное нарушение имеет западное падение и пересекает всю земную кору, сопровождаясь мощной зоной бластомилонитов, фиксируемой сгущением отражающих площадок ОГТ. Можно предположить присутствие на Полярном Урале в данной шовной структуре тектонического клина метаморфизованных образований Ангальско-Березовской СФЗ.

Таким образом, в состав Центрального домена входят вулканические синформы (Войкарская и Гортская на Полярном, Тагильская и Алапаевско-Каменская на Среднем и Магнитогорская на Южном Урале), а также блоки с континентальным типом коры (Северо-Сосьвинский террейн на Полярном, Салдинско-Верхотурский, Мурзинско-Адуйский, Сысертско-Ильменогорский на Среднем, Суундук-Челябинский на Южном).

Кратко резюмируя черты сходства и различия центрального домена профиля Уралсейс и соответствующих ему фрагментов Средне-Уральского и Полярно-Уральского трансектов, можно отметить следующее:

- Общая структура этого фрагмента выглядит на всех профилях однотипно: синформа, ограниченная системами разломов со встречным падением (Магнитогорская на Южном, Тагильская на Среднем и Войкарская на Полярном Урале) граничит на востоке с блоком коры, предположительно континентального типа, фрагментарно перекрытого аллохтонами и прорванного пермскими гранитами. Главные структурные направления линеаментов, интерпретируемые по сейсмическим данным, имеют в пределах «микроконтинентов» западное падение.

- При внешнем морфологическом сходстве, Магнитогорская, Тагильская и Войкарская синформы имеют значительные различия в возрасте и составе слагающих их геологических формаций; одновозрастные образования формировались в разных палеообстановках.

- Строение восточных частей центрального домена на Среднем и Южном Урале также имеет значительные различия. На Южном Урале эта структура интерпретируется, как достаточно однородный архейско-протерозойский блок, перекрытый рифейско-вендским и палеозойским чехлом и гетерогенным аллохтонным комплексом, прорванный верхнепалеозойскими (пермскими) гранитами. На Среднем Урале в составе восточной части центрального домена можно выделить два различных структурно-вещественных комплекса: Салдинский коллаж пластин и Восточно-Уральский микроконтинент (террейн). Характерной особенностью Салдинского комплекса является девонско-каменноугольный возраст гранулит-амфиболитового метаморфизма и интрузивных образований, Восточно-Уральского – присутствие пермских и триасовых интрузий, пермский возраст последней стадии метаморфизма. Чесминско-Джабыкский автохтон Южного Урала по особенностям геологического строения сходен с Восточно-Уральским микроконтинентом Среднего Урала. Салдинский коллаж пластин, таким образом, является уникальным образованием, характерным только для Среднеуральского сегмента. Можно высказать предположение, что на Южном Урале блоки пород, аналогичных Салдинским, входят в состав фундамента Магнитогорской зоны, то есть в пределах Верхотурско-Исетской зоны Среднего Урала мы видим глубинные уровни Магнитогорской мегазоны Южного Урала. На Полярном Урале предполагается широкое распространение вулканических и плутонических раннепалеозойских (?) образований, входящих в состав аллохтона, перекрывающего значительную часть Северо-Сосьвинского метаморфического

террейна. По геофизическим данным, «корневая зона» этого аллохтона имеет западное падение и разделяет Северо-Сосьвинский и Полуйский террейны.

Восточный домен Южноуральского сегмента вдоль профиля Уралсейс описан в статье А.М. Косарева с соавторами [5]. На Южном Урале в его состав входят следующие зоны (с запада на восток): Варненско-Катенинская, Троицко-Джетыгаринская, Александровская, Октябрьско-Денисовская и небольшой фрагмент Валериановской. В сейсмической картине Восточного домена преобладают системы отражателей с западным падением. На поверхности упомянутые зоны представляют собой чередование сильно дислоцированных сложно построенных антиформных (Троицко-Джетыгаринская зона) и синформных структур, сложенных вендско(?)–каменноугольными вулканогенными и осадочными толщами с большим количеством интрузий и тектонических блоков гранитоидов, габбро и серпентинитов. В зонах Джетыгаринско-Троицкого и Денисовского разломов разделяющих упомянутые выше структуры, известны находки глаукофановых сланцев. Описывается широкое распространение разнообразных меланжевых комплексов. Учитывая приведенные данные, А.М. Косарев [5], В.Н. Пучков [7] и другие исследователи делают вывод о том, что в пределах восточного домена сохранились следы палеозоны субдукции, имевшей, по всей вероятности, западное падение. Время существования этой зоны является предметом дискуссий, В.Н. Пучков считает, что она была активна еще в раннем и окончательно замкнулась в среднем карбоне. К.С. Иванов [4] приводит доводы в пользу существования этой структуры и в пермское время. Учитывая наличие глаукофановых сланцев, можно рассматривать образования восточного домена, как фрагменты аккреционной призмы Восточно-Уральской палеозоны субдукции, имевшей западное падение. К сожалению, на Среднем, и тем более на Полярном Урале, структуры, продолжающие на север Восточный домен, перекрыты мощным чехлом мезозойско-кайнозойских отложений. Можно предположить, что «корневая зона» Гортской синформы, пересеченная Полярноуральским трансектом, имеющая западное падение и прослеживающаяся через всю земную кору, является коллизионной сутурой, наследующей положение предполагаемой позднепалеозойской зоны субдукции.

Работа выполнена при частичной поддержке Программы №10 ОНЗ РАН.

Литература

1. *Глубинное строение* и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Монография под ред. А.Ф. Морозова. Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. 286 с.
2. *Десятниченко Л.И., Фадеичева И.Ф., Смирнов В.Н. и др.* Позднеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения // Литосфера, 2005. №2. С. 68-96.
3. *Знаменский С.Е., Пучков В.Н., Косарев А.М. и др.* Геологическая интерпретация сейсмического профиля Уралсейс (центральный домен) // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Монография под ред. А.Ф. Морозова. Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 154-164.
4. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд. лет) и строения Урала. Дисс…. Д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.
5. *Косарев А.М., Пучков В.Н., Светлакова А.Н.* Геологическая интерпретация сейсмического профиля Уралсейс (восточный домен) // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Монография под ред. А.Ф. Морозова. Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 165-171.
6. *Кузнецов Н.Б., Куликова К.В.* Вещественные комплексы и структуры Сыумкеу-Щучьинского района Полярного Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 309-349.
7. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

8. *Пучков В.Н., Светлакова А.Н., Разуваев В.И.* Геологическая интерпретация сейсмического профиля Уралсейс (западный домен) // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Монография под ред. А.Ф. Морозова. Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 148-154.
9. *Савельев А.А., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К. и др.* Основные черты фанерозойской структуры профиля Уралсейс // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Монография под ред. А.Ф. Морозова. Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 249-261.
10. *Рыбалка А.В., Кашубина Т.В., Петров Г.А., Кашубин С.Н.* Среднеуральский трансект: новые данные по глубинному строению Урала // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. Материалы Международного научно-практического семинара. Роснедра. ВСЕГЕИ. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. С. 186-191.
11. *Шишкин М.А.* Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Объяснительная записка. Воркута: ОАО Полярноуралгеология, 1998. 168 с.
12. *Rybalka, A., Petrov, G., Kashubina, T., Aniskin, A.* Crustal structure along the Polar-Urals transect, Russia, based on multidisciplinary deep seismic and integrated studies // 14th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and their Margins: Abstracts. Geoscience Australia. 2010. P. 103.

ТЕРРЕЙНЫ ТАГИЛО-МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ УРАЛА

Петров Г.А.

ОАО УГСЭ, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург
(Georg_Petrov@mail.ru)

Уральский подвижный пояс, протяженностью более 2-х тысяч километров, располагается на границе эпипротерозойской Восточно-Европейской и эпипалеозойской Западно-Сибирской платформ. К востоку от комплексов окраины Восточно-Европейского палеоконтинента, отделяясь от нее Главным Уральским разломом, располагается область распространения палеозойских (ордовикско-каменноугольных) вулканогенных, осадочных и интрузивных комплексов, традиционно относящихся к Тагило-Магнитогорской мегазоне. В составе Тагило-Магнитогорской мегазоны можно выделить 4 блока-террейна, имеющих существенные различия геологического строения и истории развития – Щучьинский, Войкарский, Тагильский и Магнитогорский.

Щучьинский террейн располагается на самом севере Уральского подвижного пояса. В основании разреза залегают дуниты и гарцбургиты, дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс массива Сыум-Кеу и метаморфизованные габбро малыкско-харампэйского комплекса. В последнее время получены новые данные о возрасте пород метаморфизованной офиолитовой ассоциации [1]: Re-Os определения по платиноидам из русла р. Лонгот-Юган в районе массива Сыум-Кеу – 490 ± 14, 460 ± 12 млн. лет, Sm-Nd изохроны по породообразующими минералам из гарцбургита – 523 ± 10 млн. лет, из габбро – 622 ± 89 млн. лет. А.А. Ефимов [6] указывает на присутствие в составе метагаббрового комплекса двух групп пород – высоко- и низкостронциевых, имеющих сходство, соответственно, с породами Платиноносного пояса Урала и с офиолитами. Выше залегают тектонические пластины метаморфизованных базальтов, риолитов и кремнистых сланцев сядайской свиты, условно отнесенные к позднему ордовику, и перекрываемые андезибазальтами и кислыми вулканитами яляпэйской толщи раннего силура. Разрез наращивается, по М.А. Шишкину [17], вулканитами и известняками янганапэйской толщи позднего силура – раннего девона и ензорской толщи эйфеля - франа; данный автор считает, что упомянутые толщи представлены двумя типами разрезов – карбонатным и вулканогенным. Н.Б. Кузнецов и К.В. Куликова [8] обосновывают тектоническое совмещение одновозрастных вулканитов, слагающих аллохтонные пластины, и известняков, залегающих в парааутохтоне, и считают, что они формировались в различных обстановках. По мнению этих авторов, девонские вулканиты совместно с габбро-диорит-гранодиоритовыми интрузиями образуют островодужную вулкано-плутоническую ассоциацию, с которой связаны месторождения скарново-магнетитовых и золотых руд. Разрез завершается фаменской существенно терригенной тальбейской толщей с потоками андезибазальтов, и несколькими раннекаменноугольными терригенными и карбонатными толщами.

Южнее Щучьинского террейна, отделяясь от него крупным выступом допалеозойского фундамента (Харбейским метаморфическим комплексом), располагается ***Войкарский*** палеоостроводужный террейн. В основании разреза, так же как и в Щучьинском террейне, залегают комплексы офиолитовой ассоциации – райизско-войкарский дунит-гарцбургитовый и кэршорский дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый, а также комплекс параллельных долеритовых даек [17, 18]. В последнее время получены

датировки пород офиолитовой ассоциации, выполненные современными изотопно-геохронологическими методами. Так, Г.Н. Савельевой с соавторами [4], U-Pb методом получен возраст 585 ± 6 млн. лет по цирконам из хромитов в ультрамафитах Войкаро-Сыньинского массива. Из ультраосновных пород этого же массива рений-осмиевым методом получен возраст 600 и 536 ± 17 млн. лет [2]. Е.В. Хаин с коллегами [21] U-Pb методом по цирконам установил возраст плагиогранитов офиолитовой ассоциации Войкаро-Сыньинского массива 490 ± 7 млн. лет. Эта цифра, по мнению Е.В. Хаина, отражает время завершения формирования офиолитовой ассоциации, поскольку плагиограниты прорывают раннюю серию долеритовых даек и, в свою очередь, пересекаются телами поздней долеритовой серии. Д.Н. Ремизовым по цирконам установлен возраст «поздних» габбро офиолитовой ассоциации – 447 ± 7 млн. лет [13]. Возраст метаморфизма офиолитовой ассоциации, определенный изохронным Sm-Nd методом, составляет 387±34 млн. лет [20]. Составы и возраста вулканогенно-осадочных толщ, тектонически перекрывающих офиолиты, имеют достаточно существенные различия, что позволило М.А. Шишкину [17] выделить три района – Ханмейшорский, Усть-Конгорский и Таньюско-Тыкотловский. В основании стратифицируемого разреза повсеместно залегают базальты с редкими прослоями и линзами метаморфизованных песчаников, алевролитов, углеродисто-кремнистых сланцев, известняков, относимые к соколинской, усть-конгорской и войкарской свитам. Биостратиграфическим методом установлен вероятный интервал времени формирования для усть-конгорской свиты – средний–поздний ордовик [15]. Выше по разрезу для Ханмейшорского района описана ханмейшорская толща позднего ордовика – раннего силура, представленная полимиктовыми песчаниками, конгломератами и гравелитами с прослоями алевролитов, на которой залегает силурийская тоупугольская толща, сложенная базальтами и андезибазальтами, их туфами, песчаниками, конгломератами, алевролитами и известняками. В Усть-Конгорском и Таньюско-Тыкотловском районах верхней части тоупугольской толщи соответствует малоуральская свита позднего силура – раннего девона, в состав которой входят туфы базальтов и андезибазальтов с редкими прослоями базальтов, андезибазальтов, дацитов, прослои туфопесчаников, туффитов с линзами рифогенных известняков. В Ханмейшорском и Таньюско-Тыкотловском районах известна кевсоимская толща позднего силура – раннего девона, представленная трахитами, трахиандезитами, конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами. Палеозойский разрез завершается терригенно-карбонатными тоупуголегардской толщей и варчатинской свитой эмса (прагиена?) – эйфеля.

Наиболее протяженный ***Тагильский*** террейн слагается двумя типами разрезов, отнесенных к Западно-Тагильской и Восточно-Тагильской структурно-формационным зонам. В основании разрезов залегают дунит-гарцбургитовые и дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые комплексы (салатимский, серовский, устейский), для части которых в последнее время получены вендские датировки [3]. Так например, время гомогенизации Sm-Nd изотопной системы габбро устейского комплекса составляет 540 ± 26 и 566 ± 27 млн. лет. В западной части Тагильского террейна, в пределах массивов Платиноносного пояса Урала, известны дунит-клинопироксенит-тылаитовые серии и оливиновые габбро с Sm-Nd изохронными датировками 551 ± 32 млн. лет [12], 561 ± 27, 550 ± 25 и 542 ± 25 млн. лет [10]. В обрамлении дунит-клинопироксенит-габбровых массивов нами был исследован тектонический блок метаморфических пород (белогорский метаморфический комплекс), Sm-Nd изотопная система в которых была гомогенизирована 573 ± 46 и 574 ± 54 млн. лет назад [10]. Перечисленные изотопно-геохронологические данные указывают на наличие блоков

допалеозойских ультрамафит-мафитовых и метаморфических комплексов в фундаменте Тагильской палеоостроводужной системы.

В основании палеозойского разреза картируется комплекс параллельных долеритовых даек со скринами офиолитовых габбро, перекрываемый геохимически сходными с ними базальтами позднего ордовика, относимыми к мариинской, шемурской (кабанской) и красноуральской свитам [14]; в верхах разрезов свит, относящихся к позднему ордовику – раннему силуру, появляются риолиты и дациты. Выше залегают силурийские базальт-андезит-дацитовая павдинская и андезибазальтовая именновская свиты, перекрываемые трахибазальт-трахитовой туринской (сосьвинской) свитой, завершающей эволюцию Тагильской палеоостровной дуги. Некоторые различия фациального состава разрезов фиксируются в разных частях Тагильского террейна начиная с раннесилурийского возраста, в частности, в составе западных разрезов павдинской свиты преобладают флишеподобные тефроидные и туфовые отложения, восточнее сменяемые туфовыми и туфо-лавовыми разрезами; в венлокское время в центральной части Тагильского террейна появляются рифовые массивы. Позднее, в девоне, дифференциация разрезов становится еще более отчетливой. В западной части структуры накапливались, преимущественно, терригенно-карбонатные и карбонатные толщи, тогда как в восточном ее борту формировались вулканиты базальт-андезитовой и базальт-андезит-дацитовой формаций, геохимически сходные с породами активных континентальных окраин и развитых островных дуг [19]. В последнее время появились данные о наличии между блоками мелководных шельфовых осадков и островодужных вулканитов реликтов шовной зоны с пластинами раннедевонских (эмсских) офиолитокластитов и кремнистых сланцев [9]. Эти данные позволяют предполагать, что в составе Тагильского террейна вероятно тектонически объединены фрагменты двух девонских палеоструктур – невулканической дуги (потухшей позднеордовикско-раннедевонской Тагильской островной дуги) и новообразованной активной барьерной островной дуги. Разделявший их морской бассейн, по-видимому, был уничтожен палеозоной субдукции; фрагменты комплексов этого палеобассейна на Среднем Урале прослеживаются в зоне Серовско-Маукского разлома, а на Северном Урале – западнее этого шва. Завершение островодужного магматизма, по-видимому произошло в франском веке. Фаменские и раннекаменноугольные терригенные толщи содержат потоки и силлы базальтов, возможно связанных с задуговым трансформным режимом.

Магнитогорский террейн, вулканогенные, осадочные и интрузивные образования которого характеризуются исключительным многообразием обстановок формирования [5, 7], представляет собой южный фрагмент Тагило-Магнитогорской мегазоны. Существует большое количество авторских схем районирования и стратиграфии этой структуры, одно из последних обобщений которых было выполнено А.В. Ждановым [7]. В пределах Магнитогорской структуры, так же как и в Тагильской, выделяются две структурно-формационные зоны – Западно-Магнитогорская и Восточно-Магнитогорская. В.Н. Пучков [16] полагает, что эти зоны соответствуют фрагментам двух островных дуг – более древней Западно-Магнитогорской и молодой Восточно-Магнитогорской, сформировавшихся над зоной субдукции с восточным падением. В составе структурно-формационных зон выделяется большое количество районов, в пределах которых выделяются локально распространенные свиты, толщи и комплексы [7]. В истории Магнитогорской структуры выделяются три крупных этапа проявления вулканизма – ордовикско-раннедевонский, девонский и каменноугольный. Первый этап представлен, главным образом, базальтами, ассоциирующими с глубоководными осадками; особенности их геохимии свидетельствуют о формировании их в

обстановках, близких к океаническим бассейнам [16]. Западнее Магнитогорской мегазоны, в пределах Сакмарской зоны, реставрируются все стадии перехода от континентального рифтогенеза к океаническому спредингу и формированию позднеордовикско-раннесилурийской колчеданоносной базальт-риолитовой формации [5, 16]. Последняя трактуется некоторыми исследователями как островодужная [11], другими – как рифтогенная [16]. Не исключается также формирование ее, так же как и девонской баймак-бурибайской свиты, в условиях надсубдукционного преддугового центра растяжения [5]. В эмсском веке происходит заложение палеозоны субдукции и островной дуги, предваряемое и сопровождаемой формированием умеренно-щелочных вулканитов чанчарского и мостостроевского комплексов и контрастно-дифференцированной риолит-базальтовой формации (колчеданоносной баймак-бурибайской свиты). Собственно островодужный разрез начинается с андезит-базальтовой ирендыкской свиты позднего эмса – раннего эйфеля. Вышележащие эмсско-франские вулканиты и осадочные толщи формировались в пределах островной дуги и внутридуговых рифтовых зон, а также преддуговых и задуговых бассейнов. В фаменско-ранневизейское время происходит накопление полимиктовой флишоидной зилаирской свиты, маркирующей аккрецию Западно-Магнитогорской дуги к окраине Восточно-Европейского палеоматерика; в нижнем и среднем карбоне формировались мелководно-морские существенно карбонатные толщи. В Восточно-Магнитогорской зоне последовательность вулканических формаций в эйфеле – фране в общем соответствует таковой на западе Магнитогорского террейна, но в фаменско-раннекаменноугольное время она существенно отличается. В.Н. Пучков [16] предполагает перескок палеозоны субдукции на восток на рубеже франа и фамена, и формирование фаменско-раннетурнейской островной дуги. Визейские и серпуховские вулканиты имеют смешанные геохимические параметры рифтовых и островодужных магматитов и, вероятно, формировались в тыловой трансформной зоне активной континентальной окраины.

Сравнивая приведенные выше схематизированные данные о возрасте и составе пород террейнов Тагило-Магнитогорской мегазоны, можно отметить следующее:

1. В фундаменте всех рассмотренных структур, за исключением Магнитогорской, установлены допалеозойские метаморфические и плутонические комплексы (метавулканитовые, дунит-гарцбургитовые, дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые, реже метатерригенные), что, кроме изотопно-геохронологических определений, подкрепляется анализом геологических, геохимических и геофизических данных [14].
2. Вулканогенные образования формировались в пределах палеообстановок: океанического и предостроводужного спрединга, островодужной, и тыловой трансформной зоны активной окраины. Ордовикские океанические или близкие к ним вулканические серии присутствуют во всех структурах, в Магнитогорской мегазоне предостроводужный режим просуществовал до второй половины эмсского яруса девона. Островодужные серии образуют три ритма, соответствующих эволюции магматических очагов, связанных с зонами субдукции – силурийско-раннедевонский, девонский (эмсско-франский) и позднедевонский (фаменско-раннетурнейский). Раннекаменноугольные вулканиты вероятно связаны с тыловой зоной растяжения активной окраины [16]. Со среднего карбона начинается формирование молассовых толщ Уральского орогена.
3. В состав террейнов Тагило-Магнитогорской мегазоны входят разные фрагменты этой, по-видимому некогда обширной океанической структуры. Например, Войкарский террейн представляет собой фрагмент девонского островодужного вулкано-плутонического

пояса на раннепалеозойском и допалеозойском (?) островодужном основании. В расположенном южнее Тагильском террейне подобное строение имеет Восточно-Тагильская СФЗ, есть блоки со сходным строением и в составе Восточно-Уральской мегазоны (например, Петрокаменский). Западно-Тагильская СФЗ включает ряд формаций позднеордовикско-раннедевонской островодужной системы, имеющей допалеозойский фундамент. Девонская Магнитогорская островодужная система (или системы) Южного Урала развивались на палеозойском океаническом основании, что обусловило ее значительное сходство с современными энсиматическими островными дугами и наличие крупных медноколчеданных месторождений. Севернее девонская палеодуга развивалась на фрагментах микроконтинентов и раннепалеозойских островодужных образованиях. Большая мощность и жесткость земной коры в этих районах привели к ограниченности развития месторождений, связанных со спрединговыми центрами (например колчеданных) и более широком распространении вулканно-плутонических рудообразующих систем (скарново-магнетитовых, медно-скарновых, медно-порфировых т.д.).

Работа выполнена при частичной поддержке Программы ОНЗ РАН №10.

Литература

1. *Андреичев В.Л.* Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геоприт: 2004. 44 с.
2. *Батанова В.Г., Брюгманн Г.Е., Савельева Г.Н. и др.* Использование Re-Os изотопной системы для датирования мантийных процессов, на примере офиолитовых комплексов // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. Т.1. С. 77-80.
3. *Вендский и силурийский* этапы офиолитообразования на восточном склоне Среднего Урала / Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Лепихина О.П. // Докл. РАН, 2010, т. 432, №2. С. 220-226.
4. *Возраст циркона* из хромитов реститовых комплексов офиолитов как отражение магматических событий в верхней мантии / Савельева Г.Н., Суслов П.В., Ларионов А.В., Бережная Н.Г. // Доклады АН. 2006. Т. 411. №3.С. 384-389.
5. *Вулканизм* Южного Урала / Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. М.: Наука, 1992. 197 с.
6. *Ефимов А.А., Потапова Т.А.* Высокобарические метагабброидные комплексы в офиолитах Полярного Урала: метаморфизм «против часовой стрелки» в связи с зоной палеозойской субдукции // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: УрО РАН. 2000. С. 233 – 268.
7. *Жданов А.В.* Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная верстия). СПб: ФГУП ВСЕГЕИ, 2009. 380 с.
8. *Кузнецов Н.Б., Куликова К.В.* Вещественные комплексы и структуры Сыумкеу-Щучьинского района Полярного Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 309-349.
9. *Новые данные* о возрасте и условиях формирования обломочных серпентинитов на восточном склоне Среднего Урала / Петров Г.А., Наседкина В.А., Амон Э.О., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. // Докл. РАН, 2009, т. 427, №5. С. 659-663.
10. *Новые данные* о составе и возрасте комплексов основания Тагильской палеоостроводужной системы / Г.А. Петров, Ю. Л. Ронкин, В. И. Маегов, Н. И. Тристан, А. В. Маслов, Е. В. Пушкарев, О. П. Лепихина // Доклады РАН, 2010. Т. 432, № 4. С. 499-505.
11. *Общая структура* Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений / Рязанцев А.В., Борисенок Д.В., Дубинина С.В., Калинина Е.А., Кузнецов Н.Б., Матвеева Е.А., Аристов В.А. // Труды Геологического института. Вып. 561. Очерки по региональной тектонике. Том 1: Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 84 – 134.
12. *Попов В.С. Беляцкий Б.В.* Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // Доклады РАН, 2006. Т. 409, № 1. С. 104-109.

13. *Последовательность формирования* ассоциаций пород мафит-ультрамафитового пояса Полярного Урала / А.А. Федотова, Е.В. Хаин, Д.Н. Ремизов, Г.Е. Некрасов, А.А. Разумовский // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. Т.2. С. 223-226.
14. *Предостроводужные палеоспрединговые* комплексы Тагильской мегазоны (Средний и Северный Урал) / Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Рыбалка А.В. // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2008. №3. С. 35-42.
15. *Прямоносов А.П., Бороздина Г.Н.* Первые находки конодонтов в устьконгорской свите (Войкарская СФЗ, Полярный Урал) // Уральский геологический журнал, 2006. № 3 (51). С. 49 – 51.
16. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
17. *Шишкин М.А.* Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Объяснительная записка. Воркута: ОАО Полярноуралгеология, 1998. 168 с.
18. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Войкарский вулкано-плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 156 с.
19. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Постколлизионный девонский магматизм Северного Урала // Геотектоника, 1993. № 4. С. 56 – 65.
20. ***High*** $^{143}Nd/^{144}Nd$ in extremely depleted mantle rocks / Sharma M., Wasserburg G.J., Papanastassiou D.A., Quick J.E., Sharkov E.V., Lazko, E.E.// Earth Planet. Sci. Lett., 1995. Vol. 135. P. 101-114.
21. ***U-Pb*** *возраст* плагиогранитов офиолитовой ассоциации Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) / Хаин Е.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Бургат К.П., Федотова А.А., Ковач В.П., Яковлева С.З., Ремизов Д.Н., Шефер Ф. // Доклады АН. 2008. Т. 419. №4.С. 524 - 529.

ОСОБЕННОСТИ ВНЕОСЕВОГО СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯВ СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТАХ

Петрова А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Кохан А.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия (petrifico@gmail.com)

Введение

Характер рельефа океанического дна, в пределах рифтовой долины зависит от множества взаимосвязанных факторов. Ключевым параметром, характеризующим процесс спрединга, является его скорость. Именно она определяет термодинамический режим литосферы рифтовой зоны, ее толщину, эффективную прочность, а также генеральную морфологию рельефа дна [3].

Структура океанической коры, образованной на оси хребта, зависит от взаимодействия магматических и тектонических процессов. Связь между тектоникой и магматизмом при образовании морфологии хребтов отражается в ряде моделей, которые предполагают зависимость этих процессов от скорости спрединга.

В первую очередь, интенсивность сбрасообразования в процессе спрединга, возрастает при уменьшении скорости спрединга. Вместе с тем, в зависимости от скорости спрединга изменяется характер сбрасообразования. Это связано с изменениями механической прочности литосферы, вызванной различием термического состояния между хребтами с быстрым и медленным спредингом.

На данный момент проблема морфологии и образования внеосевого рельефа активно разрабатывается. Множество исследований фокусируются на статистических характеристиках формы и распределения абиссальных холмов, но не менее важным остается вопрос условий их образования при различных параметрах процесса спрединга.

Чтобы понять взаимосвязь глубинного строения коры океанических хребтов с внеосевой морфологией используется два метода: численное (математическое) моделирование, для выявления влияния параметров спрединга на морфологию хребтов и экспериментальное моделирование, для исследования закономерностей структурообразования и эволюции рельефа в различных геодинамических условиях спрединга.

Термическое состояние осевой зоны СОХ (по результатам численного моделирования)

Численное моделирование позволяет выявить параметры процесса спрединга, влияющие на характеристики внутреннего строения литосферы, что отражается на характере деформации в рифтовой зоне.

Скорость спрединга и прогретость мантии контролируют процесс зарождения и существования осевой магматической камеры (ОМК). В случае медленного спрединга, когда скорость растяжения не превышает 4см/год ОМК, как правило, отсутствует. Увеличение скорости более 4см/год приводит к началу формирования в коре устойчивой магматической камеры, поднятию кровли, увеличению ее размеров и степени плавления в ней [1].

Наличие или отсутствие магматической камеры предопределяет толщину хрупкого слоя литосферы в осевой зоне. В то же время, толщина коры может служить индикатором интенсивности магмоснабжения, которое оказывает влияние на распределение магматических очагов.

Хотя величина магмаснабжения имеет, в общем, прямую зависимость от скорости спрединга, детальные батиметрические исследования показывают значительные морфологические различия в пределах отдельных сегментов хребтов, а также в пределах сегментов, с примерно равными скоростями спрединга. Несмотря на это, при прочих равных условиях, величина смещения вдоль сбросов и, таким образом,

строение тектонического рельефа должны быть связаны со скоростью, с которой литосфера перемещается через зону деформаций внутри рифта. Очень медленные спрединговые хребты, таким образом, должны иметь более высоко амплитудный рельеф, большие величины прогиба и обратного уклона, тогда как при увеличении скорости спрединга происходит сглаживание рельефа и уменьшение значений всех этих параметров.

Как было показано в работе [1] различия в глубине и размерах ОМК для хребтов с быстрыми и медленными скоростями раздвижения, обуславливают и различие в механизмах аккреции коры и в её строении.

В условиях быстрых скоростей раздвижения (V > 8 см/год), кровля осевой магматической камеры обычно располагается на глубинах от 1 до 2,5км. Такие хребты обладают высоким магматическим бюджетом за счет существования стационарной коровой камеры. Океаническая кора, формирующаяся в таких условиях, имеет упорядоченное слоистое строение.

На медленно спрединговых хребтах формируются области сфокусированного мантийного апвеллинга и локальные коротко живущие коровые магматические очаги [1]. При этом строение коры носит хаотичный характер, за исключением участков, с повышенными значениями температуры мантии, таких как горячие точки.

Термическая структура литосферы и распределение магматических очагов также предопределяют толщину и механическую прочность осевой и внеосевой литосферы, характер ее разрушения и особенности формирования рельефа. В зависимости от прогертости литосферы на оси существует сильное различие в ее прочностных характеристиках, однако по мере удаления от оси и остывания литосферы эти различия исчезают и кривая прочности имеет сходный характер.

Экспериментальное моделирование структурообразования в спрединговых хребтах

Физическое моделирование спрединга океанического дна [5, 9] как и в природе, приводит к формированию регулярного рельефа дна, выраженного в периодической последовательности валообразных поднятий (абиссальных холмов), разделенных соответствующими депрессиями. Такая последовательность рельефа является следствием неустойчивых термомеханических процессов в осевой зоне спрединга, приводящих к периодическому разрыву литосферы в осевой зоне. При этом получается такая же зависимость параметров рельефа от скорости растяжения, что и в реальных условиях.

Морфологическая выраженность, морфометрические характеристики, а также глубинное строение литосферы структур различных масштабных уровней зависят от скорости спрединга и температуры мантии. В то же время для образования различных структур и их последующей эволюции важным фактором является механическое разрушение хрупких слоев литосферы в осевой рифтовой зоне, при котором происходит образование трещин [2].

В процессе развития рельефа рифтовой зоны, во время механического разрушения хрупкого слоя океанической коры, закладываются генеральные черты геометрии трещин и формируются основные морфоструктурные неоднородности, создающие естественную разномасштабную сегментацию рифтовой зоны.

На первоначальную сегментацию оказывают влияние толщина хрупкого слоя, ширина утоненной и ослабленной в результате растяжения и прогрева рифтовой зоны, области локализации деформаций, а также угол наклона ослабленной зоны к направлению растяжения. При моделировании ортогонального и наклонного спрединга, можно отметить, что в обоих случаях продвижение рифтовой трещины имеет общие закономерности. Рассматривая закономерности структурообразования при

первоначальном разрушении хрупкого слоя, необходимо выделить несколько наиболее важных аспектов: 1) зоны микротрещин, предшествующие образованию осевой трещины, всегда закладываются в соответствии с генеральным направлением рифтовой зоны; 2) макротрещины закладываются практически перпендикулярно направлению растяжения, создавая крупные и мелкие смещения или перекрытия; 3) в условиях косого спрединга, характерной чертой являются эшелоны неперекрывающихся или частично перекрывающихся трещин, расположенных перпендикулярно или под некоторым углом к направлению растяжения; 4) длина сегментов, образующихся при проградации оси спрединга, зависит от скорости спрединга; 5) образующиеся при растяжении структуры в значительной степени зависят от толщины слоя и ширины зоны локализации деформации.

Скорость растяжения слоя в экспериментах мало влияет на закономерности структурообразования при продвижении трещин. Изменение скорости растяжения слоя в интервале от $3{,}75\cdot10^{-5}$м/с до $0{,}5\cdot10^{-5}$м/с, приводило к одному результату – образованию перекрытых или неперекрытых систем трещин.

Изменение рельефа вдоль оси

В процессе своего развития форма и размеры осевой долины непрерывно меняются в результате асимметричного спрединга и локальных перескоков оси. Величина перескоков, размер долины и амплитуда рельефа зависят от толщины и прочности литосферы в осевой зоне, которые являются функцией скорости спрединга и температурного режима мантии.

Первоначальная сегментация также накладывает свой отпечаток на последующее поведение оси. На соседних сегментах перескоки могут происходить в одном или разных направлениях. Наибольшей нестабильностью обладают оси медленно спрединговых хребтов, из-за неустойчивости подводящего канала, более длительного перерыва между внедрениями расплава и большей вероятности прорыва магмы в другом месте.

Эволюция крупных нетрансформных смещений и перекрытий осей спрединга может привести как к превращению их в структуры более крупных масштабов, таких как трансформные разломы, так и к их полному исчезновению. При быстром спрединге, в условиях более прогретой и менее прочной литосферы, наращивание коры будет более симметричным, что будет отражаться на стабильности и линейности оси.

Толщина хрупкого слоя оказывает влияние на глубину и контрастность рельефа рифтовой зоны. С уменьшением скорости спрединга, толщина хрупкого слоя увеличивается, вместе с тем, происходит увеличение ширины зоны деформации и уменьшение эффективной вязкости пластичного слоя. Это приводит к локализации деформации вдоль нескольких сбросов с большой амплитудой смещением, формирующих глубокий узкий грабен.

Модель сфокусированного мантийного апвеллинга позволяет предположить, что более интенсивный магматизм в центральных частях сегментов, а вместе с тем и более горячая верхняя мантия, более тонкая слабая литосфера, создает условия для формирования близкорасположенных сбросов малой амплитуды. В то время как на концах сегментов, где ось рифта смещается и контактирует с более холодной литосферой трансформных или нетрансформных разломов, происходит изменение термического режима в результате сокращения притока расплава. Более толстая и прочная литосфера, приводит к образованию высокоамплитудных сбросов, расположенных на значительном расстоянии друг от друга.

Тектоническое взаимодействие рифтовой оси и смещения наиболее отчетливо выражается в контрасте между приподнятой корой внутренних углов зон трансформных разломов и погружающейся корой сопряженных внешних углов.

Одним из возможных объяснений изменения типа сбросообразования вдоль

оси может быть то, что в определенные времена накопление напряжений в литосфере усиливается по направлению к окончаниям сегментов. Подобный вдольосевой градиент напряжения может быть достигнут, если напряжение предпочтительно реализуется около центра сегментов из-за большего магматического расширения в этих областях, в то время как на окончаниях сегментов оно продолжает накапливаться.

Другим возможным объяснением является присутствие в составе коры медленно спрединговых хребтов серпентинитов, которые особенно распространены вблизи поперечных смещений оси. В результате серпентинизации прочность литосферы в этих местах существенно уменьшается [4]. Возрастающая из-за серпентинизации локализация напряжения приводит к большой амплитуде сбросов и к более малым углам падения на широко расположенных сбросах. Также в результате процесса серпентинизации пород может происходить инверсия плотности и увеличение объема пород, что может привести к всплыванию и возвышению рельефа на концах сегментов.

Изменение рельефа в пределах рифтовой долины

Исходя из того, что структуры внеосевого рельефа формируются на оси, вклад первоначальной сегментации в его развитие является неоспоримым. При этом, важное значение имеет дальнейшее развитие зон смещений или перекрытий осей спрединга. В свою очередь, этот процесс контролируется поведением оси, в частности, частотой и направлением перескоков.

Структуры, образованные непосредственно на оси претерпевают изменения по мере удаления от центра спрединга. Этому способствует ряд факторов, которые действуют за пределами неовулканической зоны.

Наращивание мощности литосферы с удалением от оси хребта сопровождается существенным изменением термического режима, который сказывается на прочностных характеристиках, толщине литосферы, степени плавления астеносферы и глубине океанического дна. Это приводит к изменению поля напряжений и, соответственно, типа сбрасообразования.

Как правило, сбросы в пределах рифтовой зоны преимущественно обращены внутрь рифтовой долины. Направление сбросов, вероятно, контролируется сильным температурным градиентом около оси хребта в поле напряжений растяжения, создающим предпочтительное направление для развития сбросов. По мере удаления от оси спрединга рельеф рифтовой долины с односторонним падением стенок переходит в рифтовые горы, с характерным рельефом гряд и долин.

Согласно [8], такие трансформации могут быть достигнуты тремя путями: 1) – блоки коры вращаются, когда проходят через рифтовые горы, так что склоны стенок долины поворачиваются примерно до горизонтального положения; 2) - рельеф рифтовой долины уничтожается благодаря обратному сбрасообразованию на уже существующих сбросах; 3) – рельеф меняется благодаря образованию новых обратных сбросов.

Результаты глубоководных исследований показывают, что для разных СОХ определяющим служат разные факторы. Так, для Юго-Восточного Индийского хребта на 27°40' ю.ш. наблюдаются как наклонность, так и образование обратных сбросов, которые имеют значительные смещения и появляются только в 16-18 км от оси. Здесь, ответственными за изменение рельефа при переходе от рифтовой долины к рифтовым горам, считаются обратные сбросы [6].

Исследования [7], простирались на 30км по обе стороны от рифтовой оси Срединно-Атлантического хребта и захватывали переход к рифтовым горам. Интерпретация данных показала, что направленные наружу сбросы имеют незначительные амплитуды и практически не выделяются. Таким образом, обратное сбрасообразование не является главным фактором формирования рельефа в этой

зоне. Предполагается, что трансформация рельефа рифтовой долины в рифтовые горы происходит путем вращения блоков коры, благодаря которому, склоны приобретают двустороннее падение.

Как отмечалось, процесс серпентинизации, проявляющийся по мере удаления от оси, также вносит свой вклад в формирование рельефа.

Таким образом, преобразование рельефа в процессе его эволюции от рифтовой долины к рифтовым горам, по всей видимости, контролируется не только изменением поля напряжения, но и зависит от первоначальных параметров процесса спрединга.

Заключение

В результате анализа результатов физического и математического моделирования выявлены основные факторы, действующие на формирование осевого и внеосевого рельефа, как вдоль так и вкрест простирания оси хребта. В первую группу входят факторы, действующие в пределах рифтовой долины и на оси спрединга: наличие или отсутствие ОМК, определяющей толщину и прочность литосферы на оси, первоначальная сегментация рифтовой трещины, нестабильность оси (перескоки), развитие нетрансформных смещений и трансформных разломов и изменение длины сегментов. Ко второй группе относятся те факторы, которые действуют при переходе от рифтовой долины к рифтовым горам: увеличение мощности и возраста литосферы, изменение поля напряжений и серпентинизация. Совокупность этих факторов, проявленных в той или иной степени, создает характерный рельеф океанического дна.

Литература

1. *Ю.И. Галушкин, Е.П. Дубинин, А.А. Свешников.* Нестационарная модель термического режима осевых зон СОХ: проблема формирования коровых и мантийных магматических очагов. Физика Земли, 2007, №2, с. 33-50
2. *А.Л. Грохольский, Е.П. Дубинин.* Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Геотектоника, 2006, №1, с. 76-94
3. *Е.П. Дубинин, С.А. Ушаков.* Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 293 с
4. *Escartın J., Hirth G., Evans B.* Effects of serpentinization on the lithospheric strength and the style of normal faulting at slow-spreading ridges.// Earth Planet. Sci. Lett. 151: 181–189. 1997
5. *Shemenda A.I., Grocholsky A.L.* Physical modeling of slow seafloor spreading.// J. Geophys. Res. 1994 Vol. 99. P. 9137–9153
6. *Sauter D., Whitechurch H., Munschy M., Humler E.,* Periodicity in the accretion process on the Southeast Indian Ridge at 27°40`S. Tectonophysics, 195. 47-64. 1991
7. *Show P.R, Lin J.* Causes and Consequences of Variations in Faulting Style at the Mid-Atlantic Ridge.// J. Geophys. Res. 1993 Vol. 98. No B12. P. 21839–21851
8. *Macdonald K.C., Atwater T.M.* Evolution of rifted ocean ridges. Earth Planet. Sci. Lett., 39: 319-327. 1978
9. *Malkin B.V., Shemenda A.I.* Mechanism of rifting: considerations based on results of physical modelling and on geological and geophysical data // Tectonophys. 1991. Vol. 199. P. 193–210.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ХРЕБТА ЛОМОНОСОВА С СИБИРСКИМ ШЕЛЬФОМ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Пискарев А.Л.[а], **Павлов С.П.**[б], **Поселов В.А.**[а], **Буценко В.В.**[а]

[а] *ВНИИОкеангеология, С.-Петербург, Россия (apiskarev@gmail.com)*
[б] *Морская арктическая геологоразведочная экспедиция, Мурманск, Россия*

Работа по составлению объемной сейсмо-гравитационной модели хребта Ломоносова проведена в рамках геолого-геофизических исследований по обоснованию внешней границы континентального шельфа (ВГКШ) Российской Федерации. Изучена зона сочленения хребта Ломоносова с шельфом морей Лаптевых и Восточно-Сибирского Трехмерная гравитационная модель земной коры Сибирского сегмента хребта Ломоносова построена на основе данных профиля ГСЗ Арктика-2007 протяженностью более 600 км и сейсмических данных ГСЗ и МОВ ОГТ, полученных в этом регионе МАГЭ и другими организациями.

Обзорная схема расположения профиля ГСЗ Арктика-2007 и профилей, использованных при расчете 3D-модели, представлена на рис. 1.

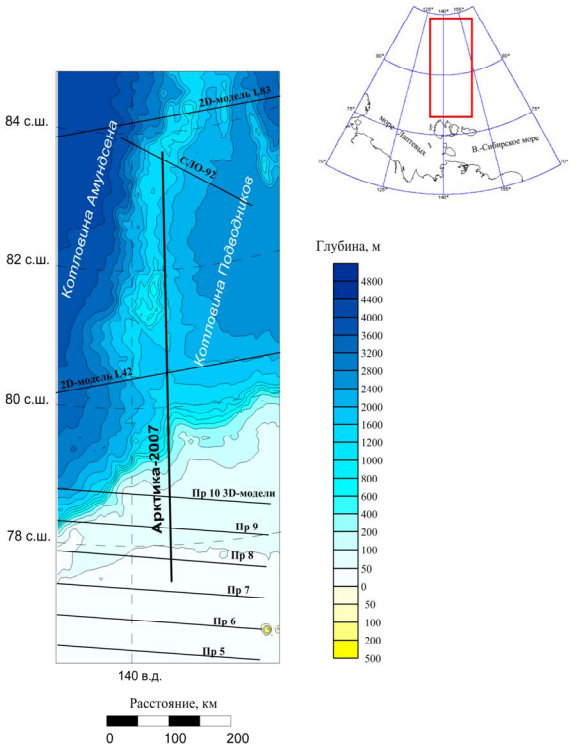


Рис. 1. Схема расположения профиля ГСЗ Арктика-2007 и профилей, использованных при составлении 3D-модели.

При построении модели использованы данные ГСЗ и МОВ, полученные в 1989-1992 годах при работах на Полярном геотрансекте, расположенном к востоку от нашего региона. Геотрансект протягивается от шельфа вблизи о-вов Де-Лонга через котловины Подводников и Макарова к хребту Ломоносова в окрестностях Северного полюса. Модель опирается и на данные ГСЗ по профилю СЛО-92 через хребет Ломоносова, выполненному ПМГРЭ в 1992 году. Разрез по профилю L83 был построен ранее с опорой на сейсмические данные в точке пересечения Полярного геотрансекта. Максимальная мощность осадочного чехла в зоне перехода от котловины Амундсена к хребту Ломоносова составляет по различным данным от 1,5 до 2-2,5 км [3, 5]. В земной коре восточных отрогов хребта Ломоносова вдоль профиля L83 положительными гравитационными аномалиями (рис. 2) фиксируется область, в которой верхняя кора, по-видимому, обогащена внедренными магматическими породами основного состава.

Разрез по профилю L42 опирается на сейсмические данные при пересечении Полярного геотрансекта и разнородные сейсмические данные вблизи южной оконечности хребта Ломоносова.

В южной части площади трехмерного моделирования использованы данные работ МАГЭ, а также данные сейсмопрофилирования МОВ ОГТ, полученные в центральной и восточной частях моря Лаптевых в середине 90-х годов на протяжении трех полевых сезонов совместными германо-российскими экспедициями. Профиля 5-10 (рис. 1) представляют ряд сечений трехмерной модели земной коры моря Лаптевых, рассчитанной и построенной после проведения этих работ [2].

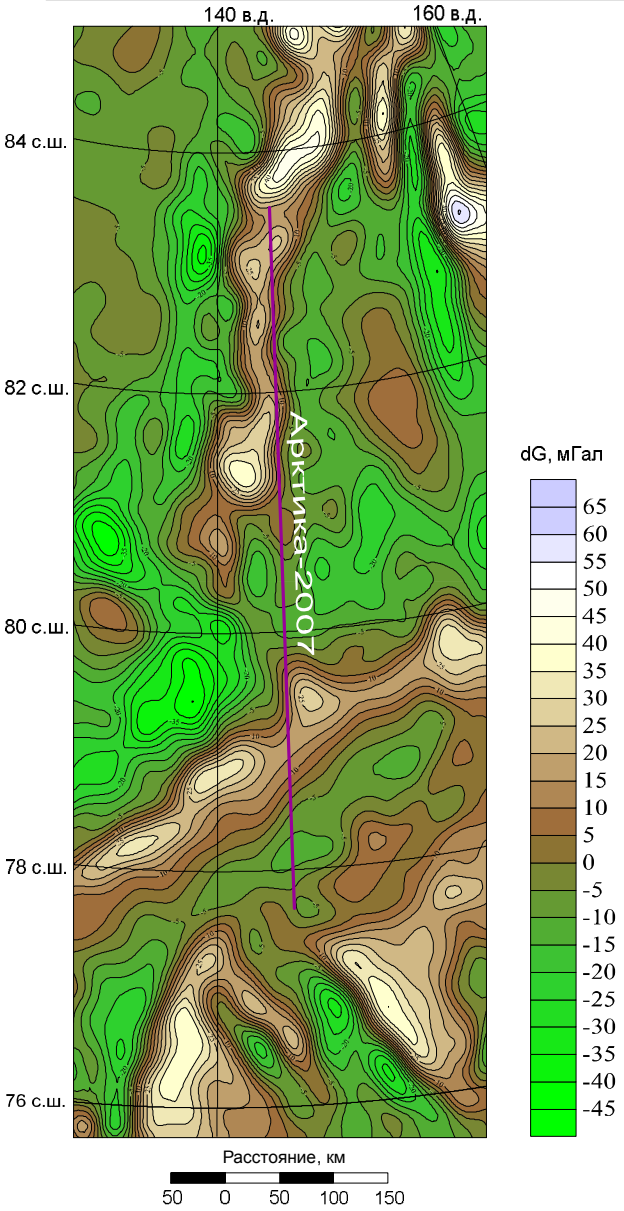


Рис. 2. Карта аномалий силы тяжести (редукция Фая) изучаемой области.

Анализ дизъюнктивной тектоники и районирование фундамента региона выполнено с использованием карт аномалий потенциальных полей и батиметрических данных. Данные об аномалиях силы тяжести и магнитных аномалиях исследуемой области получены из актуализированных баз данных ВНИИОкеангеология.

Построение 3D модели хребта Ломоносова произведено с использованием оригинальной программы решения обратной задачи гравиразведки и магниторазведки на основе сеточной аппроксимации [6]. Программа позволяет производить подбор плотностей и намагниченностей тел в заданных пределах изменений, при закрепленной геометрии разреза и всего нижнего полупространства. При этом максимально используются сейсмические и петрофизические данные, а также информация о структуре магнитоактивного слоя и плотностной структуре земной коры.

Модель охватывает площадь 360*950 км. Исходная гравиметрическая информация в виде аномалий Фая вводилась в виде грида с ячейкой 10*10 км. Расчеты производились вдоль секущих модель субмеридиональных линий, отстоящих друг от друга на 30 км. Центральная из этих линий расположена вдоль профиля Арктика-2007, и информация о сейсмических границах перенесена на эту линию прямо из данных интерпретации сейсмических материалов. Подбор плотностей и корректировка плотностных границ произведены до сходимости наблюденных и расчетных аномалий силы тяжести в 2-3 мГал. Сечение результирующей плотностной модели земной коры по центральному профилю представлено на рис. 3. При этом сейсмические границе на профиле Арктика-2007 показаны на рисунке пунктиром.

На всем протяжении приведенного разреза, вплоть до ПК 900, разрез земной коры шельфовой области и хребта Ломоносова не претерпевает качественных изменений. Мощность земной коры плавно изменяется от примерно 27 км на шельфе до 20-22 км на всем изученном протяжении хребта. Выше поверхности Мохоровичича выделяется внутрикоровая поверхность раздела. Скорости продольных волн ниже и выше этой границы (НК – нижняя кора и ВК – верхняя кора на рис. 3) составляют, соответственно, 6,7-6,9 и 6-6,4 км/с, а подобранные плотности 2,9 и 2,67-2,71 г/см^3. Выше залегают, по-видимому, складчатые толщи мезозойского возраста, образующие акустический фундамент (АФ). Скорость продольных волн этих толщ изменяется в диапазоне 4,4-5,2 км/с, а подобранная плотность составляет 2,55 г/см^3.

Осадочная толща в соответствии с обобщенными сейсмическими данными, уточненными после проведения на хребте

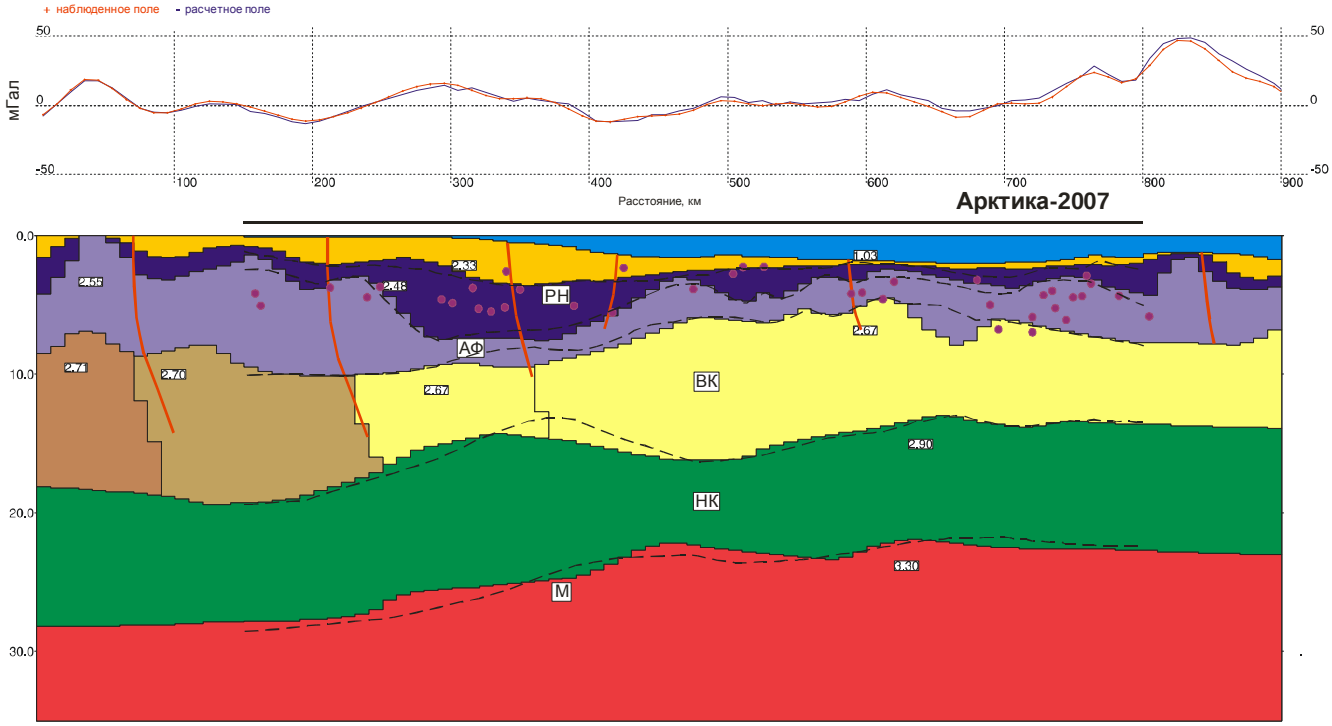


Рис. 3. Разрез 3D модели земной коры вдоль профиля ГСЗ Арктика-2007.

Ломоносова буровых работ [4], разделена на две толщи [1]. Для нижней толщи, предположительно позднемелового - олигоценового возраста, характерны скорости продольных волн в диапазоне 3,2-4,6 км/с, а расчетная средняя плотность этой толщи составляет 2,47 г/см^3. Верхняя толща залегает на нижней с региональным несогласием (РН), и ее возраст принимается как неоген-четвертичный. Скорость продольных волн в верхней толще изменяется в диапазоне 1,7-2,4 км/с, а расчетная средняя плотность составляет 2,33 г/см^3. Осадочные толщи, так же как и толща акустического фундамента, протягиваются через весь изученный сегмент хребта Ломоносова. Максимальная мощность осадков вблизи бровки шельфа составляет более 7 км.

Карта мощности осадочного чехла хребта Ломоносова и прилегающего Сибирского шельфа (рис. 4), построена по результатам моделирования. Мощная толща осадочных пород, показанная на карте, вытянута вдоль континентального склона. Общая мощность пород этой толщи несколько увеличивается в северо-восточном направлении, достигая 9 км, а возраст слагающих толщу пород, как мы писали выше, вероятнее всего, позднемеловой - третичный.

К толщам осадочных пород, залегающим под континентальными склонами, приурочено открытие в последние десятилетия большинства крупных нефтяных месторождений (Западная Африка, Бразилия, Мексиканский залив). Поэтому перспективы нефтегазоносности описываемого нами осадочного бассейна следует оценивать весьма высоко. Плотность запасов УВ (преимущественно нефтяного) сырья в бассейнах Кабинда и Кампос, которые могут рассматриваться как аналоги вследствие близости возраста и характера залегания осадочных толщ, превышает 20 тыс. тонн на кв. км. Площадь рассматриваемого осадочного бассейна только в пределах показанной на рис. 4 области моделирования превышает 90 тыс. кв. км. Следовательно, ресурсы осадочного бассейна в зоне сочленения хребта

Ломоносова с Сибирским шельфом можно оценивать величиной не менее 2 млрд. тонн нефтяного эквивалента.

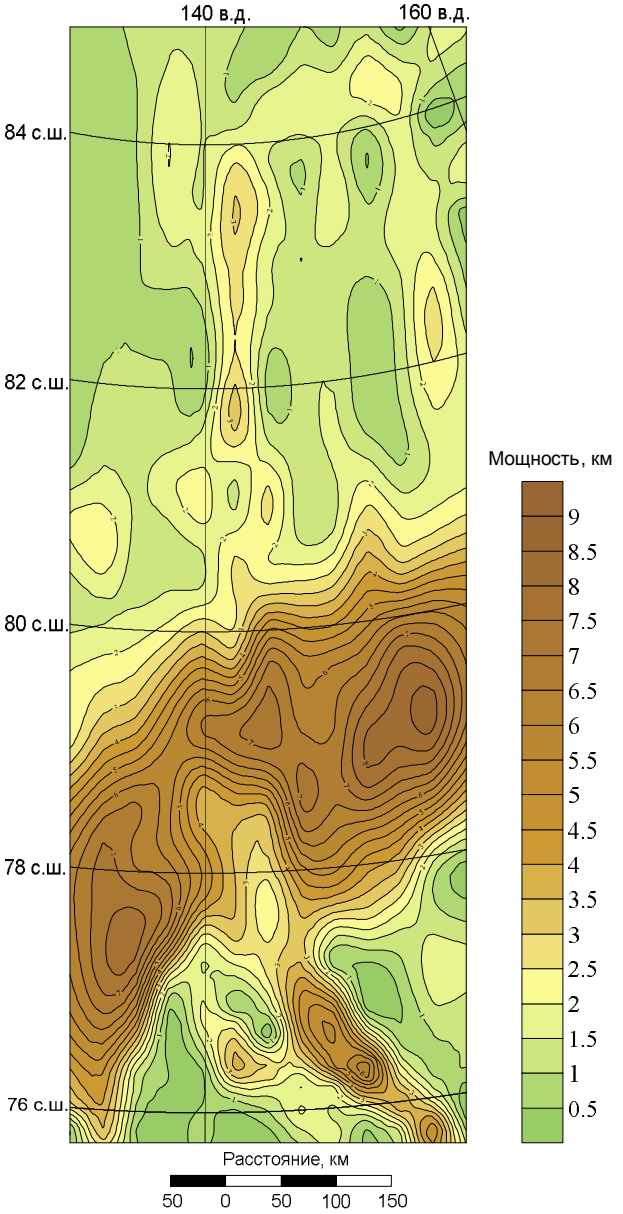


Рис. 4. Карта мощности осадочного чехла изучаемой области.

Литература

1. *Ким Б.И., Глезер З.И.* Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия, геологическая корреляция, 2007, том 15, № 4. С. 63-83.
2. *Пискарев А.Л.* Петрофизические модели земной коры Северного Ледовитого океана. Ред. Ю.Е. Погребицкий. Труды НИИГА-ВНИИОкеангеология, т.203, СПб, 2004, 134 с.
3. *Поселов В.А., Буценко В.В., Павленкин А.Д.* Альтернатива спрединговой природе Евразийского бассейна по сейсмическим данным на примере геотраверса хребет Гаккеля - хребет Ломоносова // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангелогия, 1998. Вып. 2. С. 177-183.
4. *Backman J., Moran K., McInroy D.B. et al.* Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. V. 302, 2006. 169 p.
5. *Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen Th., Schoene T.* New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // Geophys. J. Int. 1995. 122. P. 378-392.
6. *Piskarev A.L., Tchernyshev M.Yu.* Magnetic and gravity anomaly patterns related to hydrocarbon fields in northern West Siberia // Geophysics, vol. 62, No 3, (May-June 1997). P. 831-841.

ВОЗМОЖНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК ПРИ РЕШЕНИИ ЭКОЛОГО-БИОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ

Побережная Т.М.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г.Южно-Сахалинск, Россия (ptm@imgg.ru)

Введение

Наши исследования посвящены изучению экологической роли геологических факторов в жизни растений на примере Сахалино-Курильского региона. Своеобразие природных условий Сахалина и Курильских островов определяется не только островным положением и климатическими факторами, но и особыми геолого-геофизическими условиями – высокой сейсмичностью, существованием активных разломов земной коры с повышенным эндогенным геохимическим и тепловым потоком, современной вулканической активностью. В связи с этим научный интерес представляет изучение влияния этих факторов на формирование специфических фитоценозов и биогеохимических адаптаций растений к особым геологическим условиям.

Результаты и их обсуждение

Одними из специфических фитоценозов являются крупнотравные сообщества, для которых характерно такое уникальное и не до конца изученное природное явление как гигантизм растений. Крупнотравье встречается в горах Балканского п-ова, на территории Южного Урала, Карпат, Кавказа, Тянь-Шаня, Алтая, в Восточных Саянах, на п-ове Камчатка, на юге Сахалина и южных Курильских островах. Мощность растений, их гигантизм, наиболее выражены на Западном Кавказе и Дальнем Востоке (Камчатка, Сахалин, Курильские о-ва и о-ва Северной Японии). Несомненно, что феномен травяного гигантизма привлекал и продолжает привлекать внимание исследователей – биологов. Несмотря на многочисленные исследования, вопрос о причинах гигантизма, свойственного растениям крупнотравного комплекса, остается открытым до настоящего времени.

Среди особых внешних условий, способствующих гигантизму травяной растительности, биологи выделяют следующие [4]:

1. Особый спектр солнечной радиации за счет преобладания рассеянного света, который оказывает стимулирующее влияние на ростовые процессы.
2. Высокая обеспеченность растений влагой, включая влажность воздуха.
3. Исключительно высокая численность микроорганизмов в растительном опаде (в 5 раз выше, чем в черноземах, – 340 млн./г гумуса) и их видовое разнообразие обусловливают интенсивное разложение органических остатков, которые минерализуются в течение года почти полностью, и на их месте остаются гумифицированные вещества.

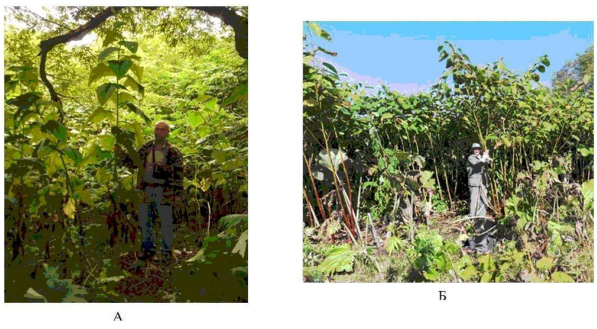
Выявленные факторы, безусловно, характеризуют экологические условия произрастания крупнотравной растительности, хотя не раскрывают причин этого природного явления. Перечисленные факторы описывают специфику природных условий Сахалина и Курильских островов в целом, и вряд ли могут быть приняты в качестве причин травяного гигантизма, проявляющегося отнюдь не повсеместно, а в определенных местообитаниях. В других регионах, таких как Кавказ, Алтай, Тянь-Шань, Восточные Саяны, крупнотравье развивается в иных климатических и почвенно-грунтовых условиях, в ином режиме инсоляции, при котором прямая солнечная радиация значительно преобладает над рассеянной. Таким образом, нашей целью был поиск новых специфических экологических факторов, способных оказывать влияние на интенсивность ростовых процессов у представителей крупнотравья и вызывать явление гигантизма. Исследования были направлены, прежде всего, на изучение геологических и ландшафтно-

геохимических условий в местах произрастания крупнотравья.

В результате проведенных исследований установлено, что проявление гигантизма травяных растений имеет очень четкую пространственную приуроченность к геохимическим ландшафтам с восстановительной обстановкой. Восстановительная обстановка в почвах под крупнотравьем способствует увеличению подвижности Fe и Mn, а также других биофильных химических элементов, делая их более доступными для усвоения растениями. Наряду с другими факторами это может влиять на интенсивность ростовых процессов у растений.

Результаты анализов образцов показали, что почвы под крупнотравьем обогащены многими микроэлементами и нефтяными углеводородами, по сравнению с почвами сопряженных ландшафтов [8]. Однако можно выделить ряд микроэлементов (P, Ge, Co, Y, La, Zn), которые наблюдаются в почвах всех обследованных местообитаний крупнотравного комплекса в количествах в 1.5 раза и более превышающих их содержание в обрамляющих почвах, где нет высокотравья. В этой ассоциации химических элементов выделаются иттрий и лантан, относящиеся к семейству редкоземельных элементов (РЗЭ), почти не изученные с экологических позиций. Однако, известно их стимулирующее воздействие на рост растений [5] и на повышение урожайности сельскохозяйственных культур [1,6]. Кроме указанных выше МЭ и РЗЭ, в почвах под высокотравьем всегда больше нефтяных углеводородов и подвижных форм таких биофильных элементов, как Mn и Fe, а также появляются подвижные формы Cu и Cr, отсутствующие в окружающих почвах под другими фитоценозами. Полученные данные позволяют сделать предположение, что перечисленные выше элементы в валовой и подвижной форме, а так же нефтяные углеводороды могут быть геохимическими факторами, способствующими интенсивности ростовых процессов растений. Очевидно, углеводородный и микроэлементный состав материнского субстрата является одной из причин гигантизма травяных растений.

Полевые наблюдения и анализ геофизических данных указывают на то, что участки крупнотравья пространственно приурочены к зонам активных тектонических нарушений с повышенным тепловым потоком. Об этом свидетельствуют линейный характер проявления высокотравных группировок в различных ландшафтах, высокая обводненность в местах их произрастания за счет разгрузки подземных вод и анализ данных по распределению теплового потока на Сахалине и Курильских островах. Высокая тектоническая активность Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения сопровождается высоким современным тепловым потоком [9]. По геофизическим данным, его величина на юге Сахалина близка к среднеземному значению и равна 49,0±2,1 мВт/м^2, за исключением южного звена зоны активного Центрально-Сахалинского разлома, в котором его среднее значение составляет 54,2±2,2 мВт/м^2 [2]. Именно в этой части активного разлома находятся участки проявления травяного гигантизма. При этом на отдельных участках величины теплового потока достигают 57,1 мВт/м^2. На Кунашире, где наблюдаются активная вулканическая и сейсмическая активности, среднее фоновое значение теплового потока высокое и составляет 96 мВт/м^2 с аномалиями до 900 мВт/м^2. Вероятно, этим объясняется высота травяных растений до 4 – 5 метров в некоторых местах южных Курильских островов, На юге Сахалина над газовой залежью Южно-Луговского месторождения, где отмечаются высокие значения ТП, растения также достигают гигантских размеров (рис. 1).



А Б

Рис 1. Мощные заросли крупнотравья. А – о. Итуруп, высота какалии мощной 4,1 м; Б –Сахалин, Южно-Луговское месторождение, высота рейнутрии 4 м.

Существование повышенного потока эндогенного тепла по активным разломам земной коры может быть причиной несвойственного для местных климатических условий видового разнообразия и активности микробиоты в почвах под крупнотравьем, отмеченных ранее [4]. Очевидно, что дополнительное эндогенное тепло, компенсирующее его «климатический» недостаток, благоприятно отражается на микробной активности в почвах под крупнотравьем, которая имеет важнейшее значение в скорости протекания процессов минерализации органического вещества и в биологической стимуляции ростовых процессов растений.

Наблюдения за соотношением высоты растений и величиной эндогенного теплового потока на островах показало, что между ними существует прямая зависимость (Табл. 1). Это косвенно подтверждает высказанное нами предположение о том, что эндогенное тепло является одной из важнейших причин гигантизма травяных растений. Повышенные в течение года температуры в почвах могут оказывать прямое воздействие на растения, увеличивая скорость обменных процессов, и косвенное – через активизацию почвенной микробиоты.

Табл. 1. Максимально наблюденные размеры растений на Сахалине и Курильских о-вах, см

Место наблюдения	юг Сахалина	Кунашир	Итуруп	Шикотан
Средние значения теплового потока, мВт/м^2	**54,2**	**96**	**96**	**46**
Шеломайник камчатский	250	270	320	180
Какалия мощная	-	-	405	320
Рейнутрия сахалинская	400	-	-	-
Крестовник коноплелистный	-	310	-	90
Злаки	180	205	-	80

Таким образом, полученные результаты позволяют предположить, что места произрастания крупнотравья гигантских размеров связаны с зонами активных тектонических нарушений, которые являются своеобразными каналами, поставляющими дополнительное тепло, вещество и воду к дневной поверхности. Возможно, это является одной из важнейших причин гигантизма травяных растений. Связь явления гигантизма растений с активными разломами объясняет его существование не только на Сахалине и Курильских островах, но и в районах с другими климатическими условиями, где существует высокая современная тектоническая активность – на Камчатке, Алтае, Кавказе.

Современные активные вулканы являются естественными поставщиками физического и химического загрязнения в окружающую природную среду, что позволяет рассматривать их в качестве модели техногенных источников загрязнения. В связи с этим представляет научный и практический интерес изучение микроэлементного состава растений, адаптированных к экстремальным экологическим условиям вулканических ландшафтов. Из всех растений, изученных на вулканических ландшафтах островов Кунашир и Итуруп, особый интерес вызывает веероцветник китайский, произрастающий на горячем геохимически аномальном субстрате сольфатарных вулканических полей и поглощающий в больших количествах различные МЭ, в том числе и токсичные. Это послужило причиной более детального изучения особенностей аккумуляции химических элементов данным растением и выявления

возможности его использования в целях фиторемедиации и биологической рекультивации техногенных ландшафтов.

Сольфатарные поля, на которых произрастает веероцветник, – это участки склонов вулканов с выходами нагретых парогазовых струй, состоящих преимущественно из углекислого газа и серосодержащих газов (H_2S, SO_2, SO_3). Температура в корнеобитаемом слое веероцветника в таких местах достигает 40-50°С. При этом веероцветник не имеет повреждений и структурных нарушений. За пределами вулканических сольфатарных полей на Кунашире и Итурупе веероцветник китайский встречается крайне редко. На о. Шикотан, где отсутствует современная вулканическая деятельность, этот вид распространен довольно широко, образуя куртины на открытых сухих склонах.

Анализ содержаний МЭ и коэффициентов их биологического поглощения в исследуемом злаке из различных мест обитания показал, что в обычных фоновых условиях растение отличается слабыми биоаккумулятивными свойствами по отношению ко всем рассматриваемым элементам за исключением лития (табл. 2). В экстремальных эколого-геохимических условиях вулканических ландшафтов оно способно не только выживать, но и накапливать в надземной части многие химические элементы, в том числе тяжелые металлы.

Табл. 2. Содержания микроэлементов в золе веероцветника китайского из разных местообитаний

МЭ	о.Кунашир, горячий субстрат сольфатарного поля		о. Итуруп				о.Шикотан (фоновые условия)	
			горячий субстрат сольфатарного поля		почва на периферии сольфатарного поля			
	мг/кг	A_x	мг/кг	A_x	мг/кг	A_x	мг/кг	A_x
P	10000	40	3000	1,0	8000	32	8000	4,0
Ag	2	20	0,5	12	3	75	0,1	1,3
B	47	19	н.о.	-	н.о.	-	н.о.	-
Sn	16	10	1,3	1,0	-	<1	1,0	0,6
Mn	2500	4,0	5000	50	1300	1,3	1600	0,8
Y	15	4,0	-	<1	-	<1	-	<1
La	46	4,0	-	<1	-	<1	-	<1
Zn	200	3,0	100	2,0	400	4,0	130	1,3
Pb	30	2,0	5	0,3	16	0,8	16	0,8
Be	2	2,0	-	-	-	-	-	-
Mo	3	1,9	6	10	6	6,0	2	1,0
Cu	100	1,7	80	2,6	100	1,0	100	1,7
Ni	16	1,6	10	2,5	40	1,3	10	0,3
As	30	1,0	-	-	-	-	-	-
Sr	30	1,0	н.о.	-	н.о.	-	н.о.	-
Li	30	1,0	20	4,0	100	25	40	5,0
Ba	62	0,6	16	1,6	400	1,0	160	0,3
Cr	16	0,5	20	1,0	13	1,0	13	1,0
V	15	0,2	13	0,4	40	0,4	13	0,1
Ti	940	0,1	500	1,2	80	0,01	500	0,06
Co	-	<1	-	<1	10	0,6	-	<1

Примечание: A_x – коэффициент биологического поглощения

В фоновых условиях веероцветник характеризуется низким и очень низким уровнем содержаний большинства рассматриваемых химических элементов. Исключение составляет очень высокий уровень содержания лития. В экстремальных условиях обитания уровень содержания многих элементов в золе исследуемого вида повышается с очень низкого и низкого до среднего уровня, а концентрации серебра достигают высокого уровня. В целом, по способности накопления в экстремальных условиях веероцветником китайским микроэлементов выше среднего уровня, их можно ранжировать следующим образом: Li (250) > Mn (7) > Ag (5) > Cr (3) > Sn (3) > Be (3) > Ni (2.5), в скобках кратность максимального превышения среднестатистического КК по [7].

В работе Р.В. Галиулина и Р.Р. Галиулиной [3] приведен подробный анализ литературных данных, преимущественно иностранных, по технологии фитоэкстракции тяжелых металлов из загрязненных почв. Согласно современным представлениям, веероцветник китайский отвечает большинству требований, предъявляемым к растениям, которые используются в целях ремедиации почв. Веероцветник китайский обладает так же особенностями, которые повышают возможности его использования для очищения загрязненных почв и биологической рекультивации. К этим особенностям относятся высокая устойчивость к сернокислым условиям и повышенной температуре в материнском субстрате, к большому содержанию серосодержащих газов (H_2S, SO_2, SO_3) в атмосферном и почвенном воздухе. Такие условия могут создаваться в зоне воздействия предприятий – источников

выбросов большого количества серосодержащих газов и в специфических техногенных ландшафтах – горных отвалах и «хвостах» угольных и сульфидных месторождений.

Заключение

Объяснить многие факты, накопленные биологами, только с эколого-ботанических позиций не представляется возможным. Здесь необходим комплексный подход, учитывающий не только биологические аспекты, но и геолого-геофизические особенности биотопов [8].

Литература

1. *Абашеева Н.Е., Инешина Е.Г., Меркушева М.Г.* Влияние лантансодержащего микроудобрения на биологическую активность каштановой почвы // Агрохимия. 2003. № 8. С. 39-44.
2. *Веселов О.В., Соинов В.В.* Тепловой поток Сахалина и южных Курильских островов // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. IV. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 154 – 172.
3. *Галиулин Р.В., Галиулина Р.Р.* Технология фитоэкстракции тяжелых металлов из загрязненных почв // Международное сотрудничество в биотехнологии: Ожидания и реальность. Материалы 3-й междунар. конф. Пущино, 2006. [сайт]. [2006]. URL: http://www.rusbio.biz/ru/nb2006_21shtml (дата обращения: 21.04.2009).
4. *Зимина Т.А., Насонова С.В., Тен Хак Мун, Федорова Л.В.* О росте и экологии некоторых представителей сахалинского крупнотравья // Растения и факторы внешней среды. СахКНИИ АН СССР. Вып. 17. Южно-Сахалинск, 1966. С. 3 – 15.
5. *Иванов В.В.* Экологическая геохимия элементов: справочник: в 6 кн./ Под ред. Э.К. Буренкова. М.: Недра, 1994. 606 с.
6. *Кожевникова Н.М., Митыпов Б.Б., Абашеева Н.Е., Маладаев А.А.* Влияние разных доз лантана на поступление его в растения кукурузы и гороха // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2008. № 4. С. 92 – 95.
7. *Перельман А.И., Касимов Н.С.* Геохимия ландшафта. М.: Астрея-2000, 1999. 768 с.
8. *Побережная Т.М., Копанина А.В.* К вопросу о причинах травяного гигантизма // Экология. 2009. № 4. С. 258 – 263.
9. *Туезов И.К., Епанешников В.Д., Хаякава М.* Геотермия. Региональные проблемы. Моделирование. Практическое приложение. М.: Недра, 1995. 303 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ ИНТРУЗИИ НОРИТОВ ОАЗИСА ВЕСТФОЛЛЬ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА, ЗАЛИВ ПРЮДС)

Погорельский А.И., Егоров М.С.

ФГУ НПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция»,Санкт-Петербург – Ломоносов,Россия
(antarctida@polarex. spb.ru)

Оазис Вестфолль расположен на побережье залива Прюдс, моря Содружества между 77° 45′ и 78° 35′ в.д. Свободный ото льда участок побережья общей площадью около 400 кв. км протягивается на 40 км, достигая максимальной ширины в центральной части – 25 км. В оазисе Вестфолль расположена австралийская станция Дейвис. Ближайшая российская станция Прогресс удалена от оазиса на 110 км вдоль побережья залива в западном направлении.

Советскими геологами территория оазиса Вестфолль и прилегающие острова были рекогносцировочно обследованы в 1956 г. (Воронов П.С. и Равич М.Г.). В 1989 г. геологические работы, направленные на изучение комплекса даек и выявление признаков щелочно-ультраосновного магматизма на основе петролого-геохимических и петрофизических характеристик, а также установление геохимической специализации толщ кристаллического фундамента осуществлялись сотрудниками ВНИИОкеангеология под руководством Е.В. Михальского.

Последние геологические данные по оазису Вестфолль можно получить только из зарубежных публикаций в основном австралийских геологов. Полевые работы в данном районе проводились Полярной морской геологоразведочной экспедицией в январе-марте 2010 г. Сообщение составлено по материалам полевых работ.

Оазис Вестфолль представляет собой блок архейских и протерозойских метаморфических пород, расположенных на северной границе Вегенер-Моусоновского подвижного пояса. Супракрустальные породы неоархейского возраста представлены метавулканитами серии «Трайн» (Tryne) и парагнейсами серии «Челнок» (Chelnoch). Они интрудируются тоналитами, которые объединяются в серию «Моссел» (Mossel).

Перечисленные выше толщи выделены в полиметаморфический комплекс, поскольку испытали два эпизода гранулитового метаморфизма и деформаций, первый в 2496,3±0,7 млн. лет [3] а второй в 2475,3±0,7 млн. лет [2].

Между двумя этими метаморфическими событиями, а также синхронно с ними, были внедрены разнообразные по вещественному составу интрузивы, объединенные в группу метаинтрузивных пород «Крукид Лэйк» (Crooked Lake). Составы интрузивов изменяются от ультраосновных и основных до тоналитов, гранодиоритов и гранитов. Простирание всех метаморфических толщ на оазисе Вестфолль субширотное с падением полосчатости и сланцеватости на север под углами от 50° до 90°. Метаморфические толщи прорваны дайками основного состава (габбро-долеритов, долеритов и лампрофиров). В северной части оазиса, на территории полуострова Лонг, выделяют «Кольцевой комплекс» метаноритов (Noritic Ring Complex) с возрастом около 2240 млн. лет [1]. Австралийскими геологами в этих породах отмечены участки с интенсивной сульфидной минерализацией, с повышенным содержанием платины.

Метаниориты «Ринг» представляют собой крупное дайкообразное интрузивное тело. Суммарная протяженность дайки метаноритов составляет не менее 12 км. Видимые мощности варьируют в пределах от первых десятков до первых сотен метров.

В составе метаноритов «Ринг» австралийские исследователи различают 3 текстурных разновидности пород:

1) Однородные (гомогенные) метаниориты являются наиболее распространенной разновидностью. Они представлены плагиоклаз-пироксен-амфиболовыми, крупнокристаллическими, темно-серыми породами с равномерным распределением минерального вещества.

2) Пятнистые метаниориты. Отличаются от гомогенных метаноритов тем, что плагиоклаз слагает относительно крупные выделения изометрично звездчатой формы. Выделения плагиоклаза распределены равномерно и составляют около 40-50% от общего объема этой разновидности пород.

3) «комковатые» метаниориты. Мелко-среднезернистые породы, содержащие сульфидную вкрапленность с более светлыми цветовыми оттенками до серых.

В период полевых работ на детальном участке в районе озера Глэйдер нами *была выделена новая* текстурная разновидность пород. Это неравномерно пятнистые (гетерогенные) метаниориты. Внешне схожи с пятнистыми. Отличаются неравномерным распределением выделений плагиоклаза, которые образуют скопления с содержанием этого минерала от 10-20 до 40-50%.

Границы между различными типами метаноритов имеют диффузионный характер. Ширина зон переходов однородных метаноритов в пятнистые и неравномерно пятнистые составляет от 3-5 м и до 10 м. На контакте с вмещающими гнейсами метаниориты превращены в кристаллические сланцы и инъецированы многочисленными жилками кварц-полевошпатового состава. Ширина зон эндоконтактовых изменений в метаноритах составляет от 1 м до 6 м. Контакты метаноритов с вмещающими породами субвертикальные, реже крутопадающие до 70° в направлении центральной части тел метаноритов.

В оазисе Вестфолль отмечается ряд проявлений полезных ископаемых, как металлических, так и неметаллических. К наиболее известным и интересным относятся сульфидные медно-никелевые рудопроявления, связанные с метаноритами «Ринг». Основная концентрация сульфидной минерализации характерна для «комковатых» метаноритов. Кроме этого, убогое содержание сульфидов, отмечалось в поле развития пятнистых метаноритов.

«Комковатые» метаниориты представлены плагиоклаз-пироксен-амфиболовыми породами с поверхности интенсивно ожелезненными до гематит-гетит-лимонитовых корочек с ярко-зелеными налетами гидроокиси меди. Из сульфидных минералов макроскопически определяются пирит, халькопирит, реже сульфиды пирротин-пентландитовой ассоциации. Вкрапления сульфидов каплевидные с размерами от микроскопических до первых миллиметров в поперечнике. Содержание крайне неравномерное и колеблется от 1-3 до 30-35%. Наибольшие концентрации выражаются в виде желваковых скоплений, имеющих размеры от 10х15 до 30х50 см в поперечнике, которые группируются в центральных частях «комковатых» метаноритов.

В преобладающей своей части, «комковатые» метаниориты встречаются в виде пластовых тел, протягивающихся вдоль контактов с вмещающими толщами. Наиболее протяженное рудное тело (более 300 м) в данном районе фиксируется в восточном контакте дайки метаноритов с ортогнейсами серии «Моссель». Мощность данного пласта варьирует в пределах 1,0-1,5 м. Его падение субвертикальное с простиранием 215°-245°, с незначительными вариациями до 270°. В центральной части он имеет крутонаклонное падение под углами 70°-80°. Фрагментарно выклинивается.

Относительно мелкие пластовые тела «комковатых» метаноритов в пределе детального участка фиксировались и в других его местах.

Пятнистые метаниориты несут убогую сульфидную медно-никелевую минерализацию с содержанием около 1-3%. Сульфиды концентрируются в мелких желваковых образованиях с размерами 5-7 мм в поперечнике. Подобное оруденение формирует штокверковые потенциально рудные тела, наиболее крупные из которых фиксировались на юго-западном побережье

залива Барк и в восточном окончании безымянного острова. В первом случае потенциально рудное тело имеет линзовидную форму протяженностью не менее 90 м с шириной выхода не менее 16 м. Близ кромки залива Барк оно перекрыто ледниково-морскими образованиями. Во втором случае штокверковое потенциально рудное тело имеет ширину выхода 14 м и протяженность более 65 м. С востока оно контачит с пластовым телом «комковатых» метаноритов.

Убогое содержание сульфидных вкраплений отмечалось и в *эндоконтактовых зонах* пластовых тел «комковатых» метаноритов. Мощность рудных тел соответствуют мощностям эндоконтактовых зон, и колеблется в пределах 0,5-2,0 м. Сульфидная минерализации выражается рассеянной вкрапленностью каплевидных мелких агрегатов до 2 мм в поперечнике. Содержание убогое, менее 5%.

По литературным источникам основная часть метаноритов «Ринг» безрудная. Во время полевых работ проведены рекогносцировочные маршруты в районах северного побережья фьорда Трайн и центральной части полуострова Лонг с целью определения металлогенических характеристик дайки «кольцевого» комплекса метаноритов. В ходе маршрутов были обнаружены в центральной части полуострова Лонг в 8 км южнее озера Пендент два крупных субвертикальных пластовых тела «комковатых» метаноритов протяженностью 195 и 185 м мощностью 0,8-1,5 м. Внешние характеристики «комковатых» метаноритов полностью совпадают с внешними характеристиками «комковатых» метаноритов в районе детальных работ у озера Глэйдер.

В районе бухты Снежной обнаружено пластовое потенциально рудное тело, представленное зоной пятнистых метаноритов, содержащих относительно крупные линзы «комковатых» метаноритов. Ширина рудной зоны колеблется в пределе 1,0-2,5 м. Содержание линз «комковатых» метаноритов в пятнистых метаноритах составляет 15-20%. Размеры отдельных линз в среднем 30х50 см.

Таким образом, отмечены четыре типа потенциально рудных тел, связанных с метаноритами «Ринг»:

1. пластовые потенциально рудные тела в пределах «комковатых» метаноритов с крайне неравномерной вкрапленностью сульфидов с содержанием от 1 до 30-35%. Общая зафиксированная полезная протяженность составляет 780 м. Средняя мощность пластов 1,0 м;

2. штокверковые и пластовые потенциально рудные тела в пределе пятнистых метаноритов с убогой вкрапленностью сульфидов с содержанием менее 3%. Общая зафиксированная полезная площадь составляет около 2500 м^2;

3. пластовые потенциально рудные тела в эндоконтактовых зонах с убогой вкрапленностью сульфидов с содержанием 1-5%. Общая зафиксированная полезная протяженность составляет 240 м. Средняя мощность пластов 1,0 м;

4. предполагаемое столбообразное потенциально рудное тело в пределе «комковатых» метаноритов с крайне неравномерной вкрапленностью сульфидов с содержанием от 1 до 30%. Зафиксированная площадь поперечного сечения 1800 м^2.

Литература

1. *Seitz H.-M., Keays R.R.* 1997. Journal of petrology, V .38, N6, pp. 703–725
2. *Snape, I. & Harley, S.L.* 1996, Terra Antarctica, 3, pp. 23-38.
3. *Snape, I., Black, L.P. & Harley, S.L.* 1997. The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes, pp.139-148.

ТИПОМОРФНЫЕ СВОЙСТВА АЛМАЗА ИЗ ТРУБКИ СНЕГУРОЧКА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ РЕШЕНИИ ПОИСКОВО ПРОГОЗНЫХ ЗАДАЧ

Покровская Н.Е.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, (nataliya@list.ru)

Методом ИК-спктроскопии была изучена представительная коллекция кристаллов алмаза (124 образца) из трубки Снегурочка, расположенной в пределах Золотицкого поля ААП. По валовому содержанию азота и его агрегатному содержанию в кристаллах было выделено 3 популяции алмазов. Выявлено, что главная популяция алмаза трубки Снегурочка не имеет аналогов среди соответствующих популяций алмаза из трубок месторождения им. Ломоносова, однако обнаруживает наибольшее сходство с второстепенными популяциями алмазов из непромышленных трубок Кольцовская и Первомайская

Золотицкое поле, расположенное в Архангельской области, объединяет 10 алмазоносных кимберлитовых трубок, которые образуют цепочку, вытянутую в субмеридиональном направлении. Из них 6 трубок: Архангельская, им. Карпинского-1, им. Карпинского-2, Пионерская, Поморская, им. Ломоносова, относятся к месторождению им. М.В. Ломоносова. Другие трубки – Снегурочка, расположенная южнее, а также Кольцовская, Белая и Первомайская, расположенные севернее, к месторождению не относятся и считаются непромышленными.

Целью настоящей работы было сравнение типоморфных свойств алмазов месторождения им. М.Ломоносова и забалансовых трубок Золотицкого поля, что может быть использовано при решении вопросов их генезиса и прогнозно-поисковых задач. Исследования проводились путем непосредственного изучения алмазов трубки Снегурочка и использования литературных материалов по алмазам других трубок Золотицкого поля [1,2].

Наиболее информативными типоморфными характеристиками алмаза являются структурные примеси и дефекты, которые образовались непосредственно в процессе роста кристаллов и отражают условия их генезиса. В качестве метода исследования использовался метод ИК-спектроскопии. Этот метод позволяет количественно оценивать концентрацию азота в форме А- и В-центров [3], представляющих собой соответственно спаренные и тетраэдрически сгруппированные азотные атомы, которые изоморфно замещают углерод алмазной решетки [4]. ИК-спектры записывались с разрешением 4-6 $см^{-1}$ на спектрометре Nicolet 380 с микроскопом Centaurus, Thermo Electron Corporation, USA. Также полуколичественно определялись концентрации плейтелетс (Р или В2) и структурной примеси водорода (Н).

Для исследования была подобрана коллекция из 124-х образцов, характеризующих весь морфологический спектр кристаллов алмаза трубки Снегурочка. Она включает кристаллы алмаза, представленные преимущественно додекаэдроидами (52%), крупностью от 0,5 до 4 мм. Масса большинства из них составляет от 0,001 до 0,1 карат, единичные кристаллы имеют массу до 0,63 карат. Столь представительная коллекция алмазов из данной трубки с применением метода ИК-спектроскопии исследуется впервые.

По распределению азотных центров алмазы трубки Снегурочка представлены тремя популяциями (рисунок). Популяция I - самая многочисленная (более половины от всей коллекции) включает кристаллы классов крупности -2+1 мм и -1+0,5 мм. Алмазы этой популяции - средне и высокоазотные с суммарным содержанием

этой структурной примеси N_{tot} от 400 до 1000 ppm. Они характеризуются также повышенной долей азота в В-форме – % NB=[NB/(NB+NA)]*100%, составляющей от 40 до 60%. Вторая по распространенности популяция II (рис.) отличается от первой пониженной относительной концентрацией азота в В-форме (% NB не превышает 20%) и включает в себя в основном мелкие индивиды (-1+0,5мм). Третья популяция III - низкоазотная с общим содержанием примеси не более 100 ppm при значениях % NB от 20 до 40. Кристаллы третьей популяции преимущественно имеют размер свыше 1 мм. Таким образом, в трубке Снегурочка существенно преобладают кристаллы алмаза с повышенной концентрацией N_{tot}, превышающей 400 ppm (популяции I и II). Как установлено эмпирически, подобные значения характерны главным образом алмаза, содержащего включения эклогитовой ассоциации [5]. Исходя из этого можно полагать, что основная часть алмазов трубки Снегурочка сформировалась в эклогитовой среде.

Таблица 1. Популяции алмаза из некоторых трубок Золотицкогополя [2] и алмаза трубки Снегурочка

Объект	p	Концентрация азота, at.ppm			%
		N_A	N_B	N_{tot}	NB
Трубка им. Ломоносова		131±74	96±124	228±158	34
	I	608±66	229±159	838±180	25
Трубка им. Карпинского		360±146	240±121	599±120	38±21
	I	1065±342	299±142	1365±145	23±8
Первомайская		70±75	58±167	127±133	35
	I	250±56	256±66	496±101	50
	II	497±114	411±150	908±229	44
Кольцовская		69±51	50±45	91±54	31
	I	268±54	248±87	486±118	47
Снегурочка		341,0±117	319,1±86	660±18	48,9
	I	797±240	96±40	893±270	11±6
	II	61±16	27±6	88±18	31±6

Ранее было показано [6], что % NB в кристалле алмаза зависит от температурного режима его формирования и времени термического воздействия - «мантийного возраста», а также от общего содержания структурно-связанного азота (N_{tot}). Как видно из диаграммы, построенной для «мантийного возраста» алмаза 3 млрд лет (рис.1), популяции кристаллов трубки Снегурочка, по-видимому, сформировались при различных температурах. При этом среди трех рассматриваемых популяций температура кристаллизации популяции III была наибольшей, а популяции II – наименьшей.

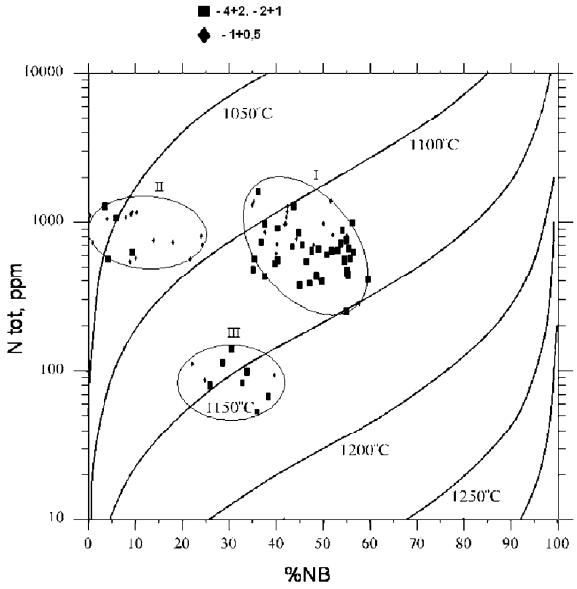


Рис.1. Данные ИК-спектроскопиина диаграмме В.Р Тейлора и Х.Дж. Милледж, 1995.

По содержанию структурных дефектов кристаллы алмаза трубки Снегурочка своеобразны и отличаются от алмазов из других кимберлитовых трубок Золотицкого поля (табл.1).

Главная популяция алмаза трубки Снегурочка не имеет аналогов среди соответствующих популяций алмаза из трубок месторождения им. Ломоносова. По общему содержанию азота (N_{tot}) в кристаллах она наиболее близка к главной популяции алмаза из трубки им. Карпинского-1 и второстепенной популяции алмаза из трубки им. Ломоносова. Однако значения % NB в соответствующих кристаллах из трубки Снегурочка заметно выше, чем в алмазах промышленных трубок Золотицкого поля.

Главная популяция алмаза из трубки Снегурочка обнаруживает наибольшее сходство с второстепенными популяциями алмазов из непромышленных трубок Кольцовская и Первомайская.

Таким образом, различие в распределении азотных центров в алмазах промышленных и непромышленных трубок Золотицкого поля может указывать на разные условия образования сопоставляемых кристаллов. Это различие условий должно учитываться при рассмотрении особенностей геологической структуры и перспектив алмазоносности Золотицкого поля.

Литература

1. Захарченко О.Д., Махин А.И. Хачатрян Г.К. // Типоморфные свойства алмазов, Атлас. Изд. ЦНИГРИ, Москва, 2002, 104 с.
2. Хачатрян Г.К. Типизация алмазов из кимберлитов и лампроитов по распределению азотных центров в кристаллах. // Руды и металлы, №2, 2010, с.46-60
3. Хачатрян Г.К. Усовершенствованная методика оценки концентраций азота в алмазе и ее практическое применение. // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА». Современное состояние, перспективы, решения. Мирный, 2003, С. 319-322
4. Bursill L.A., Glaisher R.W. Aggregation and dissolution of small and extended defect structures in type I a diamond // Amer. Miner.- 1985- V.70, P.608-618
5. Stachel T., Harris J.W. Singenetic inclusions in diamond from the Birim field (Ghana)-a deep peridotitic profile with a history of depletion and re-enrichment // Contr. Mineral Petrol, 1997, V. 127, p.p. 336-352
6. Taylor, W.R. & Milledge H.J. Nitrogen aggregation character, thermal history and stable isotope composition of some xenoliths-derived diamonds from Roberts Victor and Finch. In: Sixth Internat. Kimberlite Conf. Extended Abstr., Novosibirsk, August 1995, p.p. 620-622.

ПРОБЛЕМА КЛАССИФИКАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В СВЕТЕ ПРОЦЕССОВ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И ИНТЕГРАЦИИ НАУКИ

Покровский М.П.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург
(pokrovsky@igg.uran.ru)

Классификация, по А.А.Любищеву, – альфа и омега науки, начало и конец исследования. С зарождением науки (а иногда даже и раньше) появляется классификация её объектов. Она является предметом постоянного внимания в своей науке, модифицируясь в связи с обнаружением объектов нового типа и изменением методологии подхода к классификации.

При этом исторически развитие классификации идет, как можно считать, дифференцированно на разных её уровнях. Сначала складываются «верхние» классы классификации (обычно относительно немногочисленные); по мере накопления данных по объектам у этих классов появляется все большее число подклассов, потом – подклассов подклассов и т.д. (классификация растет «вниз», в сторону все большей детализации типов классифицируемых объектов). Но по мере увеличения объема информации, охватываемой в итоге верхними классами, эти классы (в порядке «обратной связи») могут быть разделены на своем классификационном уровне, рождая потребность «надстроить» над ними уровень с классами, объединяющими эти новые подразделения. Выделение и уточнение классов объектов на таком «надстроенном» верхнем уровне классификации может потребовать модифицировать разделение объектов на уровне, до того бывшем самым верхним.

Таким образом, истинно системная классификация развивается в обоих направлениях – и «вниз», все более детализируя разнообразие объектов классификации, и «вверх», модифицируя наиболее крупные классы классификации, классы верхних классификационных уровней. При этом деление классифицируемых объектов на верхних уровнях классификации, как правило, исторически более устойчиво, более консервативно, отражает своего рода научную парадигму, воплощаемую в классификации; изменение верхних классов классификации происходит относительно редко (например, в классификации месторождений полезных ископаемых – примерно через 50 лет (точнее – в течение лет 50 деление на верхних уровнях квазистабильно, в течение последующих лет 50 – происходит постепенная смена существующего деления новым, в течение еще лет 50 новое деление квазистабильно и – как можно думать – так далее [5])).

1. О состоянии классификаций горных пород и месторождений

1.1. *Классификации горных пород (ГП) и месторождений полезных ископаемых (МПИ) методологически и содержательно связаны друг с другом.* Доказывать это кажется излишним; отметим лишь наиболее значимые моменты такой связи. Во-первых, объекты обеих классификаций родственны: горная порода может быть полезным ископаемым, полезное ископаемое, как правило, представляет собой горную породу; и тело горной породы, и тело полезного ископаемого формируются процессами из одного и того же природного набора. Поэтому, во-вторых, неудивительно, что классификации ГП и МПИ имеют сходную историю развития. Например, до начала 20 в. и ГП, и МПИ делились на «первичные» и «вторичные», а с начала 20 в. их главные подразделения стали другими, но очень похожими: ГП делятся на «магматические», «осадочные» и «метаморфические», а МПИ – на «эндогенные», «экзогенные» и

«метаморфогенные». Поэтому есть все основания ставить вопросы, общие для классификации и ГП, и МПИ.

1.2. *О состоянии проблемы классификации горных пород.* Существенной особенностью, характеризующей современное состояние проблемы классификации ГП, является то, что ныне разрабатываются классификации только отдельных групп горных пород – от мелких до крупных групп – но лишь отдельных групп. Для примера можно назвать следующие работы, посвящённые классификациям наиболее крупных групп пород. В Петрографическом кодексе России [4] рассматривается группа пород называемых то «*кристаллическими породами*» (с.15-16), что не может считаться корректным, т.к., например, обсидианы и базальтовые стёкла, несомненно являясь представителями пород, рассматриваемых Кодексом, не являются «кристаллическими», а многие эвапоритовые осадочные породы (каменные и калийные соли, гипсы) являясь несомненно «кристаллическими», явно не относятся к подлежащим рассмотрению в Кодексе; то «*эндогенными образованиями*» (с.15-17), что несомненно ближе к интуитивно понимаемому единству пород, рассматриваемых в [4], однако и сами авторы Кодекса отмечают (с.15), что коптогенные образования, рассматриваемые в нём, не вполне отвечают этому понятию. В [9] рассматриваются вопросы классификации «*осадочных пород и их аналогов*». В [2] рассматривается классификация «*метаморфических пород*». Существует немало работ, посвящённых классификациям более ограниченных групп пород (ультраосновных вулканитов, метасоматитов определённой группы, осадочных карбонатных пород и мн. др.). Однако «**классификации горных пород**» (классификации «всех» горных пород) – **нет**.

1.3. *О состоянии проблемы классификации месторождений полезных ископаемых.* Рассмотрение наиболее известной классификации В.И.Смирнова и её усовершенствованных вариантов также позволяет констатировать, что такие классификации охватывают лишь фрагмент, лишь подмножество всего множества МПИ. Такие классификации 1) включают МПИ только твёрдых полезных ископаемых (и это при том, например, что около 50 % мировой добычи Li приходится на гидроминеральное сырьё), 2) по генезису они включают только геогенные МПИ (не включая объекты, происхождение которых связано с космогенными и техногенными факторами), 3) в них не различаются уровни организации вещества, являющегося полезным компонентом в МПИ [7]. Таким образом, и в отношении классификации МПИ, даже принимая во внимание самые широкие классификации МПИ, можно констатировать, что «**классификации МПИ**» (даже если существуют называющиеся так) – классификации «всех» МПИ – **нет**.

2. Оценка состояния классификаций горных пород и МПИ в аспекте дифференциации и интеграции науки

2.1. *Классификация горных пород,* как уже было отмечено, строится лишь для отдельных групп пород, становящихся со временем всё более «дробными». Так, если Петрографический кодекс 1995 года [3] рассматривает две группы пород – «магматические» и «метаморфические образования», то в Петрографическом кодексе России 2008 года [4] рассматривающем породы, понимаемые отчасти как «кристаллические породы», отчасти как «эндогенные образования», на титуле помещены 4 названия пород – магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования, а в тексте Кодекса, кроме глав, посвящённых названным 4 типам пород, присутствуют главы, посвящённые осадочно-вулканогенным образованиям и мигматитам. Так что, в соответствии с [4], XI Всероссийское петрографическое совещание (август 2010, Екатеринбург) корректно должно было бы называться не «Магматизм и метаморфизм в истории Земли», а «Магматизм, осадочно-вулканогенные образования, метаморфизм, метасоматизм, мигматиты и импактные

образования в истории Земли». (На этом совещании поднимался вопрос о классификации ещё более «дробных» групп пород: «ортомагматических», «гранитоидов», «коматиитов», «ультраосновных вулканитов нормальной щёлочности», «высокомагнезиальных вулканитов».) В упомянутой «Систематике осадочных пород и их аналогов» [9] всё множество рассматриваемых пород обозначено термином «экзогенетические породы» и делится на осадочные породы (силикатные, несиликатные, органические с дальнейшим подразделением в каждой группе), современные осадки, метаморфические породы. Классификация метаморфических пород [2] предусматривает разделение их на 6 групп (регионально-метаморфические породы, контактово-метаморфические породы, гранитизированные или ультраметаморфические породы, метасоматиты, тектониты, породы ударного метаморфизма). Отсутствие более общей систематики пород провоцирует нелогичный дубляж и логическую противоречивость выделения отдельных групп пород. Скажем, и в эндогенных образованиях [4], и в «Систематике осадочных пород…» [9] выделяется тип метаморфических пород (кстати, автор текста в обоих случаях – один и тот же); в разделе «*Осадочные* породы», в разряде «*Органические* породы» выделяется надкласс «Графитолиты» – *магматические*, *метаморфические*, осадочные [9]. Нетрудно видеть, что и отмеченные несовершенства частных классификаций, и отсутствие общей классификации ГП обусловлены тем, что в подходе к классификации горных пород преобладает ***тенденция к дифференциации*** – всё более детальное рассмотрение пород всё меньшего множества.

2.2. Нетрудно видеть, что ныне существующая *классификация месторождений полезных ископаемых* по большому счёту, тоже представляет классификацию лишь фрагмента всего множества МПИ, даже если брать наиболее «широкие» её варианты. Необходимость создавать классификацию МПИ, *единую* для твёрдых, жидких и газообразных полезных ископаемых, для месторождений рудных, нерудных и горючих ископаемых, для месторождений химического элемента, минерала, агрегата минералов, горной породы уже обосновывалась нами ранее [7]. В последнее время появилась фундаментальная работа, которая, можно считать, объективно будет способствовать преодолению неявного, но жёсткого предметного барьера между нефтяной и рудной геологией [1]. Однако она рассматривает эволюционно-генетическую связь нефтяных и рудных месторождений саму по себе, никак пока не затрагивая собственно классификационную проблематику. Отсутствие наиболее полной, наиболее общей классификации МПИ (так же, как это имеет место с классификацией ГП) обусловлено тем, что в подходе к классификации месторождений полезных ископаемых преобладает ***тенденция к дифференциации*** – всё более детальное рассмотрение месторождений всё меньшего множества.

2.3. Сказанное в отношении классификаций ГП и МПИ может считаться свидетельством преобладания на современном этапе развития геологии ***тенденции дифференциации***, преобладающей над компенсирующей эту тенденцию тенденцией интеграции науки. Это хорошо видно на примере кодов классификатора РФФИ на 2011 г.:

05-122 Литология

05-131 Петрология магматических пород

05-132 Петрология метаморфических и метасоматических пород

05-142 Геология нефти и газа

05-144 Геология и генезис рудных месторождений

05-145 Геология и генезис неметаллических полезных ископаемых

Общих вопросов (вопросов геологии и генезиса *всех* горных пород и *всех* МПИ) не предусмотрено. Исследования, приведшие к интереснейшим результатам [1], думается, поддержаны РФФИ быть не могли – они не могут быть отнесены ни к области 05-142,

ни к области 05-144. (Под любую из этих рубрик попадает лишь половина работы.)

2.4. Дифференциация науки, чтобы не стать познанием «всё большего» о «всё меньшем» должна компенсироваться интеграционными тенденциями. Кроме того, в соответствии с авторской концепцией понятия «сущность» [6], чем более универсальны научные конструкции, к объектам чем большего числа типов объектов они применимы, тем более глубокую сущность объектов каждого из типов они вскрывают. В этом (интегрирующем) направлении в отношении поднятого вопроса совершенно резонно ставить три задачи:

1). Необходимо создавать одну (общую) классификацию *всех* горных пород.

2). Необходимо создавать одну (общую) классификацию *всех* месторождений полезных ископаемых.

3). Необходимо, чтобы эти общие классификации ГП и МПИ строились на схожих принципах и легко корреспондировались друг с другом.

Ясно, что названные задачи наиболее актуальны для верхних уровней рассматриваемых классификаций.

3. Предлагаемые пути решения проблемы общей классификации ГП и общей классификации МПИ

3.1. *Основные направления совершенствования существующих и создания общих классификаций горных пород и месторождений полезных ископаемых.*

При создании любой классификации любых объектов всегда следует иметь в виду возможность существования комбинаторных, полигенных и т.п. объектов и сначала разрабатывать корректную классификацию «простых» объектов, а уже после этого – классификацию «сложных» или принципы и правила применимости классификации «простых» объектов к «сложным» объектам. Далее речь идёт, в основном, о классификации типов «простых» ГП и МПИ; типы «сложных» объектов затрагиваются лишь при необходимости.

Основными аспектами, в которых разумно вести разработку общей классификации ГП могут считаться 1) генезис пород, 2) учёт пространственного масштаба породного тела, 3) агрегатное состояние вещества, составляющего природный субстрат, называемый «горной породой» [8]. Основными аспектами, в которых разумно вести разработку общей классификации МПИ, могут считаться 1) агрегатное состояние полезного ископаемого, 2) уровень организации вещества – полезного компонента в МПИ, 3) генезис МПИ [7].

Сопоставив эти два списка, нетрудно дать сводный кортеж основных направлений разработки общих классификаций ГП и МПИ: 1) генезис объекта (аспект, особенно важный для *верхних* уровней этих классификаций, и при этом – наиболее разработанный), 2) агрегатное состояние объекта, 3) пространственный масштаб тел горных пород (и, возможно, тел полезного ископаемого), 4) уровни организации вещества полезного компонента в МПИ (аспект, представляющийся актуальным лишь для классификации МПИ, однако могущий оказаться значимым и для классификации ГП). Последние три аспекта классификаций наименее готовы к разработке (тем более, совместной для классификаций ГП и МПИ) и требуют серьёзной методологической, понятийной подготовки и сбора экспериментального материала. Разработанность же самых общих вопросов генезиса ГП и МПИ позволяет предложить варианты генетической классификации ГП и МПИ – в первую очередь, за счёт логического совершенствования имеющейся системы понятий.

3.2. *Основные генетические подразделения горных пород и месторождений полезных ископаемых на верхних уровнях их классификаций* могут быть решены в общем виде и с учётом специфики ГП и МПИ как объектов классифицирования.

1. *Общее генетическое подразделение геологических объектов.*

Все геологические **объекты** по генезису предлагается делить в первую очередь на *природные, техногенные* и *комбинированного генезиса* (техногенно-природные, возникшие за счёт воздействия природных процессов на техногенный материал, и природно-техногенные, возникшие за счёт воздействия техногенных процессов на природный материал). В свою очередь, **природные объекты** могут быть подразделены на *космогенные*, возникшие за счёт чисто космических процессов (выделяются условно), *геогенные*, возникшие за счёт процессов, идущих в системе «планета Земля», и *комбинированные природные* (космогенно-геогенные, возникшие за счёт воздействия геогенных процессов на космический материал, и геогенно-космогенные, возникшие за счёт воздействия космических факторов на геогенный материал). В свою очередь, **геогенные объекты** могут быть подразделены на *эндогенные* (*эндопротогенные* – объекты, «рождённые» в эндогенных условиях, и *эндометагенные* – объекты, образованные за счёт преобразования в эндогенных условиях ранее образованных объектов) и *экзогенные* (*экзопротогенные* – объекты, «рождённые» в экзогенных условиях, и *экзометагенные* – объекты, образованные за счёт преобразования в экзогенных условиях ранее образованных объектов).

2. *Генетическое подразделение геогенных горных пород*

Геогенные горные породы предлагается делить, соответственно, на следующие группы.

Эндогенные породы (эндогенетические породы, эндолиты)

Магматические породы (эндопротогенные)

Метаморфические (s.l.) породы (эндогенные метаморфические, эндометагенные)

Экзогенные породы (экзогенетические породы, экзолиты)

Осадочные породы (экзопротогенные, седиментолиты, седилиты)

Породы коры выветривания (экзогенные метаморфические, экзометагенные)

3. *Генетическое подразделение геогенных МПИ*

Геогенные МПИ, в соответствии со сказанным ранее, предлагается делить на следующие группы.

Эндогенные МПИ

Сингенетические (магматические)

Недифференцированные (месторождения магматических горных пород)

Дифференцированные (месторождения минералов и химических элементов)

Эпигенетические (гидротермальные, метаморфические)

Недифференцированные (месторождения метаморфических горных пород)

Дифференцированные (месторождения минералов и химических элементов)

Автохтонные (остаточные)

Аллохтонные (наложенные (гидротермальные))

Экзогенные МПИ

Сингенетические (осадочные)

Недифференцированные (месторождения осадочных горных пород)

Дифференцированные (месторождения минералов и химических элементов)

Эпигенетические (месторождения коры выветривания)

Недифференцированные (месторождения пород коры выветривания)

Дифференцированные (месторождения минералов и химических элементов)

Автохтонные (остаточные)

Аллохтонные (наложенные (инфильтрационные))

У подобного деления и горных пород, и МПИ есть весомые исторические корни и прецеденты.

Литература

1. *Аплонов С.В., Лебедев Б.А.* Нафторудогенез: пространственные и временные соотношения гигантских месторождений. М.: Научный мир, 2010. 224 с.
2. Классификация и номенклатура метаморфических горных пород: Справочное пособие / Отв. ред. Н.Л.Добрецов, О.А.Богатиков, О.М.Розен. Новосибирск: Изд. ОИГГМ СО РАН, 1992. 206 с.
3. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.

4. Петрографический кодекс России: магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд-е второе, перераб. и доп. / Гл. ред. О.А.Богатиков, О.В.Петров. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
5. *Покровский М.П.* О некоторых результатах анализа и оценки классификаций месторождений полезных ископаемых // Геология и поиски месторождений редких и цветных металлов (Труды СГИ, вып.131). Свердловск: издание института, 1976. С. 118-133.
6. *Покровский М.П.* К понятию «сущность»: попытка конструктивного осмысления // Новые идеи в философии природы и научном познании. Сб. научных трудов. Вып.2. – Екатеринбург: УрО РАН, 2004, с.168-211.
7. *Покровский М.П.* О стратегии совершенствования классификации месторождений полезных ископаемых // Известия Уральского государственного горного университета. Вып.19. Серия геология и геофизика. Екатеринбург: УГГУ, 2004, с.15–27.
8. *Покровский М.П.* О подразделении горных пород на верхних уровнях их классификации // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157. Екатеринбург, 2010. С.340-344.
9. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / В.Н.Шванов, В.Т.Фролов, Э.И.Сергеева и др. – СПб.: Недра, 1998. – 352 с.

РОТАЦИОННАЯ ГЕОДИНАМИКА

Полетаев А.И.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(aipoletaev@mail.ru)

Вместо эпиграфа:

«*Два аспекта глобальной геодинамики, оставшиеся за рамками тектоники плит, ныне начинают привлекать внимание, но еще далеки от полного освещения – это вопрос о роли ротационного фактора в геодинамике, т.е. роли осевого вращения Земли и изменений его скорости, и вопрос о влиянии на геодинамику процессов в окружающем нашу планету Космосе, в первую очередь, в системе Земля – Луна – Солнце, а также нашей Галактики*» [37, с. 280].

– х –

Полностью соглашаясь с В.Е. Хаиным [37, с. 280]относительно того, что проблема, заявленная в докладе, ещё далека «*от полного освещения*», заметим, что эта проблема начала «*привлекать внимание*» задолго до появления современной тектоники плит.

Так, сам В.Е. Хаин уже в 1960 году в докладах XX1 сессии МГК прямо указал, что: «*Единственным перспективным направлением объяснения планетарной цикличности тектонических явлений представляется объяснение этой цикличности влиянием астрономических факторов, связанных с вращением Земли и её движением в мировом пространстве*» [36, с. 102].

– х –

Начиная с конца X1X, но особенно со второй половины XX века, в геологической печати стали постоянно появляться данные о вращательных движениях в литосфере, т. е. твёрдой оболочки Земли [1, 3 –16, 21–26, 28–35, 41–43].

К настоящему же времени накопился огромный фактический материал, который не только активно привлекает внимание, но ещё более активно требует самого тщательного рассмотрения и обсуждения.

Это подчеркнул и сам В.Е. Хаин в 2007 году в докладе, открывшем XL Тектоническое совещание. Рассмотрев «*Главные противоречия современной геотектоники и геодинамики и возможные пути их преодоления*», он показал, что «*… определяющим мотором в динамике и развитии нашей планеты..*» [38, с.324/325], является: «*…прежде всего, ротационный фактор, связанный с вращением Земли…*» [там же, с.325], на значение которого «*давно и настойчиво указывали многие исследователи, но с появлением теории тектоники литосферных плит он как бы был отодвинут на задний план и лишь в последние годы вновь стал привлекать к себе внимание*» [там же].

Через год, открывая XL1 Тектоническое совещание 2008 года, В.Е. Хаин в очередной раз подтвердил актуальность рассматриваемой проблемы, сказав, что «*нестабильность во времени скорости вращения Земли, ныне инструментально установленная, приводит к периодическим изменениям фигуры Земли, а эти изменения, в свою очередь, вызывают деформации структуры ее литосферы*» [39, с.389].

– х –

Анализ имеющихся материалов позволяет сделать вывод, что «*уже сейчас можно говорить о двух крупнейших периодах в жизни Земли, характеризующихся разной ролью ротационных процессов:*

*а) период **к о н с т р у к т и в н о й – планетообразующей** – ротации и процессами с нею связанными, приведшими в конце концов к образованию нашей планеты, и*

*б) период **д е с т р у к т и в н ы х** по форме, но структурообразующих по содержанию ротационных процессов и связанных с ними эффектов тектонического вращения, активно*

«способствовавших» зарождению и развитию планетарных, региональных и локальных линейных дислокаций, выраженных в литосфере земной коре в виде открытых (разломы, разрывы, зоны трещиноватости), а в тектоносфере – в форме закрытых (латентных) форм (линейные глубинные неоднородности, геофизические ступени, линеаменты и т.д.).

Также можно выделить в эволюции Земли три – ***допозднепротерозойский, позднепротерозойский и фанерозойски****й – этапа, характеризующихся различным уровнем взаимодействия и взаимовлияния ротационных – планетообразующих процессов, эффектов тектонических – структурообразующих – вращений и сдвиговых смещений.*

а) д о п о з д н е п р о т е р о з о й с к и й, с абсолютным приоритетом и доминированием ротационных процессов – ***(ротационный*** *этап);*

б) п о з д н е п р о т е р о з о й с к и й, в течение которого зародилась основная «сеть» планетарных линейных дислокаций, чаще всего, вероятно, сдвигов, дальнейшее развитие которых, в том числе и кинематическая «специализация», зависело не только от ротационного, но и многих других факторов – ***(сдвигово-ротационный*** *этап);*

в) п о с т п р о т е р о з о й с к и й или фанерозойский, отличающийся от предыдущих этапов тем, что у широко развитой сети сдвигов, инициально образованных благодаря тому же ротационному фактору, появилась «способность» вполне самостоятельно продуцировать собственные ротационные движения или эффекты тектонического вращения – ***(ротационно-сдвиговый*** *этап)»* [40, с. 30 – 31].

– х –

В развитие темы следует отметить существенную роль ротационного фактора на самых разных структурных уровнях развития Земли:

– *глобальном* – глобальная ротационная тектоника (ротационная тектоника литосферных плит);

– *региональном* – региональная ротационная тектоника (внутриплитная ротационная тектоника);

– *локальном* – локальная ротационная тектоника (ротационные структуры внутри отдельных блоков плит или внутри горно-складчатых поясов);

– *микроскопическом* – ротационная микротектоника (повороты и вращения отдельных слоёв, будин и зёрен).

По знаку направленности вращения ротационные движения (процессы, структуры) могут быть разделены на:

– прямые или левосторонние, т.е. «***против часовой стрелки***» («***anticlockwise***»), совпадающие с направлением вращения самой Земли;

– обратные или правосторонние, т.е. «***по часовой стрелке***» («***clockwise***»), направленные обратно вращению самой Земли;

– веерообразные, т.е. расходящиеся в разные стороны;

– знакопеременные или реверсивные (от лат. *reversus* – «*обратный*»).

Исходя из того, что во время вращательных движений одни участки земной коры испытывают элементы сжатия, другие – элементы растяжения, вероятно, следует различать и возникающие при этом напряжения: *рингпрессия* (вращательное или, условно говоря, «*круговое*» сжатие) и *рингтенсия* (вращательное или «*круговое*» растяжение).

По расположению относительно дневной поверхности земной коры ротационные движения (процессы, структуры) могут быть разделены на:

– глубинные (*эндогенные*): – вертикальные (или конвекционные),

– наклонные (или субдукционные; или конвейерные);

– поверхностные (*экзогенные*): – горизонтальные (или латеральные).

Именно *сочетание глубинных и поверхностных ротационных движений* (процессов, структур) и приводит, с одной стороны, к неповторимому, а с другой – постоянно меняющемуся структурному облику нашей планеты, который в каждом конкретном месте и в каждый конкретный

момент времени *отражает самый современный вариант глобальной тектоники Земли*, всегда «*готовой*» к дальнейшим изменениям под влиянием различных факторов, среди которых ротационный занимает одно из ведущих мест.

– х –

В виде рабочей гипотезы можно предложить следующую последовательность смены роли ротационных процессов в тектонике Земли на разных масштабных уровнях.

На ***глобальном уровне*** ротационные процессы «*ответственны*» за:

– *образование Земли как планетного тела*: доминирующий источник движения – обращение «*сгустка*» инициального космического вещества вокруг некоего космического центра;

– *образование ядра Земли:* доминирующий источник движения – обращение вещества прото-Земли (совместно с Солнцем и другими протопланетами Солнечной системы) вокруг некоего галактического центра;

– *образование конвективных ячеек в мантии Земли, её прото-коры и, возможно, первичных линейных нарушений:* доминирующий источник движения – обращение Земли вокруг Солнца;

– *образование секторности Земли, её симметричных элементов и основной сетки линейных дислокаций (нарушений) сдвигового, раздвигового (рифты) и надвигового (зоны субдукции) типа, а также поясов линейных деформаций типа горно-складчатых поясов*:

доминирующий источник движения – вращение Земли вокруг собственной оси.

На ***региональном уровне*** ротационные процессы совместно с линейными дислокациями и деформациями могут приводить к различным вариантам взаимодействия (сдвиг-скольжение, раздвиг-содвиг, надвигание-обдукция, пододвигание-субдукция и пр.) различных по масштабу блоков Земли, в том числе и литосферных плит: доминирующий источник движений – вращение Земли вокруг собственной оси.

На ***локальном уровне*** ротационные процессы находятся, скорее всего, в «*подчинённом*» геодинамическом положении, т.е. их масштабы, направленность и интенсивность зависят от масштабов, направленности (кинематики) и интенсивности перемещений отдельных блоков земной коры: доминирующий источник движений – смещения по конкретным геологическим разрывам.

На ***микроуровне ротационные*** процессы находятся, скорее всего, в ещё более «*подчинённом*» положении, так как зависят не только от тех или иных внешних движений, но и от внутренней микроструктуры.

Таким образом, «***движение геологической мысли*** *в сторону разработки более всеобъемлющей тектоно-геодинамической модели*» [27, с. 123; 17 – 24], вероятно, должно учитывать «*внеземные факторы, воздействующие на тектогенез*» [2, с. 424], а, следовательно, и иерархический ряд вращательных процессов: орбитальное обращение планет – ротацию Земли вокруг своей оси – тектоническое вращение отдельных блоков Земли, в котором орбитальное обращение Земли вокруг Солнца влияет на формирование её современного глобального облика, ротация самой Земли – на образование разномасштабных линейных образований, тектоническое вращение отдельных блоков – на развитие также разномасштабных сдвигово-ротационных и ротационно-сдвиговых структур.

Литература

1. *А.В. Авдонин., А.И. Полетаев* Ротационные структуры Присонгкёлья (Северный Тянь - Шань) / Нетрадиционные вопросы геологии // V1 научный семинар. Тезисы докладов. М.: 1998. С. 24 – 25.
2. *Ю.Н. Авсюк* Внеземные факторы, воздействующие на тектогенез / Фундаментальные проблемы общей геотектоникиМ.: Научный мир, 2001. С. 424 – 443
3. *Вихри в геологических процессах.* Петропавловск – Камчатский, 2004. 297с.
4. *П.С. Воронов* Ротационные силы земли как важнейший фактор её сдвиговой тектоники

/ Роль Сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет Земной группы. СПб: Наука, 1997. С. 421 – 435.
5. *О.В. Гайдалёнок* Линеаментная тектоника и ротация Крыма / Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики // Девятые Горшковские чтения. Мат-лы конференции. М.: МГУ, 26 апреля 2007г. С.27 – 29.
6. *М.З. Глуховский* Ротационный фактор и некоторые проблемы геотектоники и сравнительной планетологии // Геотектоника, 2005, №6. С. 3 – 18.
7. *М.А. Гончаров* Западная и северная компоненты дрейфа континентов как результата вынужденной конвекции в мантии по «*правилу буравчика*» / Тектоника и геофизика литосферы // Мат-лы XXXУ-го Тектонического совещания. Т.1. М.:ГЕОС,2002.С.128 – 131.
8. *Д.С. Зыков, С.Ю. Колодяжный, А.С. Балуев* Горизонтальные неотектонические перемещения в районе Беломорья / Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики //Мат-лы XL1 Тектонического совещания Т.1. М.: ГЕОС, 2008. С. 340 – 344.
9. *Л.И. Иогансон* Ротационные факторы тектогенеза – история вопроса и современное состояние / Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 495 – 512.
10. *Я.Г. Кац, В.В. Козлов, А.И. Полетаев* Ротогенез Земли: структурный анализ и проблемы. М.: Знание, 1991. 40с.
11. *М.Л. Копп* Структуры латерального выжимания в Альпийско - Гималайском поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
12. *У. Кэри* В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной.М.: Мир, 1991. 448с.
13. *Ли Сыгуан* Вихревые структуры Северо-западного Китая.М.:ИЛ, 1958. 129с.
14. *Б.Л. Личков* К основам современной теории Земли. Л.: ЛГУ, 1965. 120с.
15. *Н.В. Лубнина , С.В. Богданова* Восточно-Европейский кратон в мезопротерозое: палеомагнитные свидетельства ротации и сопряжённого рифтогенеза / Фундаментальные проблемы геотектоники // Мат-лы XL Тектонического совещания. Т.1. М.: ГЕОС, 2007. С. 404 – 407.
16. *Лукьянов А. В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144с.
17. *О.А. Мельников* Ротационный режим Земли – отправной пункт и основа численного и физического моделирования любых геологических процессов / Тектоника и геодинамика континентальной литосферы // Мат-лы XXXV1 Тектонического совещания. М.:ГЕОС. Т.2, 2003. С. 40 – 44.
18. Ю.А. *Морозов* К феноменологии структур и процессов ротационного генезиса / Ротационные процессы в геологии и физике. М.:КомКнига,2007. С. 471 – 504.
19. *И.А. Одесский* Ротационно-пульсационный режим Земли и его геологические исследования.СПб.: Пангея, 2004. 27с.
20. *Н.И. Павленкова* Ротационные движения крупных элементов Земли и глобальная геодинамика / Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 103 – 114.
21. *А.И. Полетаев* Сдвигово - ротационная модель структурной эволюции Русской платформы. М.: Геоинформмарк, 2000. Вып. 5. 44с.
22. *А.И. Полетаев* Сдвигово - ротационная мотивация структурной эволюции Земли / Тектоника и геофизика литосферы // Мат-лы XXXV Тектонического совещания. Т.2. М.: ГЕОС, 2002. С.104 – 107.
23. *А.И. Полетаев* Орбитальное обращение, ротация и тектоническое вращение – основные источники структурирования Земли и планет земной группы / Фундаментальные проблемы геотектоники // Мат-лы XL Тектонического совещания.Т.2. М.: ГЕОС, 2007. С. 102 – 107.
24. *А.И. Полетаев* Иерархичность и соподчиненность вращательных процессов Космоса и Земли – базовые факторы современных геодинамических процессов /Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики // Мат-лы XL1 Тектонического совещания. Т.2. М.: ГЕОС, 2008. С. 115 – 120.
25. *Е.С. Пржиялговский А.К. Басанин* О механизме формирования структур вращения в зонах сдвига //Изв. ВУЗов. Геология и разведка, 1989, №6. С. 12 – 20.
26. *Ю.М. Пущаровский, Д.Ю. Пущаровский* Геосферы мантии Земли // Геотектоника, 1999, №1. С. 3 – 14.
27. *Ю.М. Пущаровский, Д.Ю. Пущаровский* Геология мантии Земли. М.: ГЕОС, 2010. 140с.
28. *Л.М. Расцветаев* Закономерный структурный рисунок земной поверхности

и его динамическая интерпретация / Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 145 – 197.
29. *Ротационные процессы в геологии и физике*. М.: КомКнига, 2007. 525с.
30. *М.В. Стовас* Неравномерность вращения Земли как планетарно - геотектонический и геоморфологический фактор // Геологический журнал АН УССР, 1957. Т. 17. Вып. 3.
31. *Т.Ю. Тверитинова, А.В. Викулин А.В.* Волновая ротационно-упругая тектоника планет / Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 271 – 278.
32. *Е.Н. Терехов* О вихреобразной структуре Лапландского гранулитового пояса и возможном механизме ее формирования // Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология, 1982, № 2. С. 26 – 31.
33. *К.Ф. Тяпкин, М.М. Довбнич* Вращение Земли – единственный реальный источник энергии её тектогенеза / Фундаментальные проблемы геотектоники // Мат-лы XL Тектонического совещания. Т.2.М.: ГЕОС, 2007. С. 295 – 301.
34. *В.И. Уломов* О вращательной составляющей геодинамических движений в Центральной Азии / Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып.3.Мат-лы Всероссийского совещания «*Современная геодинамика и сейсмичность Центральной Азии: фундаментальный и прикладной аспекты*» (Иркутск, ИЗК СО РАН, 20 – 23 сентября 2005г.). Иркутск, 2005. С.89 – 92.
35. *В.П. Филатьев* Влияние ротационных эффектов на тектонику планеты (на примере зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану) / Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 341 – 360.
36. *В.Е. Хаин* Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития // Сб. докладов XX1 сессии МГК. М.: АН СССР, 1960. С. 89 – 103.
37. *В.Е. Хаин* Глобальная геодинамика: новые успехи, старые и новые проблемы / Тектоника и геофизика литосферы //Мат-лы XXXV Тектонического совещания. Т.2. М.: ГЕОС, 2002. С.279 – 280.
38. *В.Е. Хаин* Главные противоречия современной геотектоники и геодинамики и возможные пути их преодоления / Фундаментальные проблемы геотектоники// Мат-лы XL Тектонического совещания. Т.2. М.: ГЕОС, 2007. С.324 – 329.
39. *В.Е. Хаин* Динамика и эволюция планеты Земля – внутренние и внешние источники энергии / Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики //Мат-лы XL1 Тектонического совещания. Т.2. М.: ГЕОС, 2008. С. 388 – 393.
40. *В.Е. Хаин, А.И. Полетаев* Ротационная тектоника: предыстория, современное состояние и перспективы развития / Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С.17 – 38.
41. *А.В. Чекунов* О раздвигании и вращении блоков земной коры при формировании Днепровско-Донецкого авлакогена // Геологический журнал, 1976. Т.36, №1, С. 123 – 127.
42. *Е.С. Штенгелов* О веерообразности современного раздвижения земной коры и о природе зон Беньофа / Доклады АН СССР, 1978. Т. 240, №4. С. 922 – 925.
43. *Khain V., Poletaev A.* Earth's rotation tectonics / Science in Russia, 2007 №6, pp. 14 – 21.

РОТАЦИОННАЯ ГЕОДИНАМИКА

Полетаев А. И.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(aipoletaev@mail.ru)

«*…мир вокруг нас изобилует всевозможными структурами: начиная с тех, которые мы встречаем в природе, и заканчивая теми, что присущи разумной жизни; мы настолько привыкли к структурам, что зачастую уже не осознаём, каким чудом является само их существование*».
Герман ХАКЕН – «*Тайны природы. Синергетика: учение о взаимодействии*».– М.: – Ижевск: ИКИ, 2003, с. 17.

Одним из первых основы понимания *транзитивных (переходных) структур* земной коры заложил южно-африканский геолог ***Алекс Дю Тойт*** (1878 – 1948), который в книге «*Наши блуждающие континенты*», изданной в 1937 году [5], пришёл к выводу, что «*...поворот Пиренейского полуострова в эоцене в направлении* ***против часовой стрелки привёл к раскрытию*** *Бискайского залива* ***и вызвал сжатие*** *(смятие в складки и надвигание) в Пиренеях»*, которое «*очень точно предвосхитило современные взгляды, основанные на значительно более полных данных*» [24, с. 165].

Действительно, в ***1958*** году известный австралийский геолог ***У.Кэри***, явно развивая идеи А. Дю Тойта, приведённые выше, ***предложил модель образования зоны раздвига*** – так называемого ***сфенохазма – Бискайского залива***, с одной стороны, и ***зоны сжатия Пиренеев***, с другой, в результате поворота Иберийского блока земной коры примерно на 35° ***против часовой стрелки*** [8]. Эта модель позднее, в 1989 году, была подтверждена палинспастическими реконструкциями А. Гольдеано с соавторами [23, с.264] и палеомагнитными исследованиями [там же].

В ***1961*** году появилась работа итальянского геолога ***М. Павони***, в которой была дана схема сдвиговых смещений Юрских гор, на которой сдвиги, особенно, левосторонние испытывают разворот «*снизу вверх – слева направо*», т.е. ***по часовой стрелки***: с юга (от Женевы) на север (к Безансону) и далее на восток – к Базелю.

Характерно, что это разворот сдвиговых структур в большем масштабе повторяет контуры Женевского озера, находящегося в дугообразной впадине, выпуклой в северном направлении.

По мнению М. Павони, «*само образование складчатости в породах мезозойского чехла Юры связано с движениями по сдвигам*» [1, с.140].

В ***1976*** году ***А.В.Чекунов*** опубликовал данные о «*раздвигании и вращении блоков земной коры при формировании Днепровско-Донецкого авлакогена*» [25, с.123].

В ***1983*** году ***В.К. Кучай*** в 3-м номере журнала «*Геотектоника*» опубликовал статью «*Трансформация тектонических движений*», в которой на примере «*зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню*» показал, что,

во-первых, «*Трансформация тектонических движений является одним из ведущих способов тектонического перераспределения масс земной коры и литосферы*» [7, с. 11],

во-вторых, «*Механизмы трансформации тектонических движений разнообразны*» [там же, с. 13],

в-третьих, «*Конечные результаты трансформаций, реализованных различными способами, настолько различны, что при интерпретации результатов парагенетического анализа структур следует специально изучать и учитывать механизм трансформации*» [там же],

в-четвёртых, «*В конкретных условиях в соответствии с принципом наименьшего действия из всех теоретически возможных механизмов реализуется только тот, который при заданных краевых условиях требует минимальных энергозатрат*» [там же].

По мнению В.К. Кучая, «*трансформационные сдвиги*», развитые вдоль Дарваз-Каракульского разлома и имеющие левостороннюю кинематику, огибают Памирское поднятие по дуге, имеющей субмеридиональное простирание на западе поднятия и СВ-е – на СЗ поднятия, т.е. здесь намечается правосторонний – ***по часовой стрелке*** – поворот Памирского поднятия, с одной стороны, и левосторонний – ***против часовой стрелки*** – поворот смежной с ним Таджикской депрессии, с другой, что в результате и может сопровождаться «*латеральным выдавливанием блоков Таджикской депрессии*»[там же, с. 10].

В ***1989*** году ***Е.С. Пржиялговский*** и ***А.К. Басанин*** опубликовали результаты моделирования механизма формирования ***структур вращения в зонах сдвига*** [13].

В контексте обсуждаемой проблемы особо следует сказать о монографии ***М.Л. Коппа*** «*Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе*», в которой предложен «*новый вариант индентационной модели, основанный на признании* ***ротационных*** (выделено мной – А.П.) *перемещений плит-инденторов*» [6, с. 2], и показано, что «*структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском поясе*» образованы, как правило, в результате вращения ***инденторов***, т.е. жёстких блоков (типа Аравийского) ***по*** или ***против часовой стрелки***, а само вращение инициируется за счёт неравномерного смещения по лево- или правосторонним сдвигам, ограничивающим конкретные *инденторы*.

При этом механизм вращения инденторов Альпийско-Гималайского региона может быть применён, как показано в данной работе, и для объяснения современного стиля движений более масштабного – планетарного – Евразийского сегмента Земли.

– х –

Таким образом, приведённые выше примеры убедительно демонстрируют, что в земной коре наблюдаются особенные ряды структур: *вращения – растяжения – сжатия, вращения – сдвига, сдвига – вращения*, которые часто развиваются дистанционно, т.е. не контактируя друг с другом в пространстве земной коры, и, что очень важно, разновременно.

В результате этого отдельные элементы этих структурных рядов рассматриваются и изучаются, как правило, раздельно [1, 2, 4, 9, 20, 21, 26, 27], хотя, по существу, они должны и рассматриваться и изучаться, если так можно выразиться, в комплекте [3, 10 – 13], как структуры трансформационные, по терминологии В.К. Кучая, или п е р е х о д н ы е (*транзитивные*), по терминологии, предлагаемой в данном докладе.

Можно полагать, что более внимательное изучение переходных структур, содержащих вращательную составляющую, может внести определённый вклад в преодоление некоторых противоречий современной геотектоники и геодинамики, на которые указывал В.Е. Хаин (1914 – 2009), рассматривая вопрос о том, «*что является определяющим мотором в динамике и развитии нашей планеты, – внутренние, эндогенные, источники энергии или внешние по отношению к ней факторы*» [22, с.324/325].

Среди этих факторов был указан: «*прежде всего, ротационный фактор, связанный с вращением Земли…*» [там же, с.325], на значение которого «*давно и настойчиво указывали многие исследователи, но с появлением теории тектоники литосферных плит он как бы был отодвинут на задний план и лишь в последние годы вновь стал привлекать к себе внимание*» [там же].

– х –

В последние годы активно обсуждаются [14 – 19] представители особого класса дизъюнктивных структур сжатия **– *содвиги,*** под которыми автор данного термина Л.М.

Расцветаев понимает дизъюнктивные структуры, «*противолежащие крылья которых смещаются поперёк сместителя навстречу друг другу. Наряду с надвигами, сбросами, сдвигами и раздвигами – содвиги являются широко распространенным типом тектонических дизъюнктивов, характеризующимся вполне определенными структурно-геологическими особенностями, кинематическими и тектодинамическими условиями формирования*» [18, с. 349].

Вполне правомерно предположить, что содвиги вряд ли могут развиваться без сопряжённых с ними раздвигов, поэтому и эти структуры, вероятно, могут рассматриваться как переходные или транзитивные.

В заключение следует отметить, что ещё В.В. Белоусов (1907 – 1990), рассматривая «*сочетания структурных форм*» в своё время прямо указал, что «*на одной и той же стадии развития, в одинаковых в целом физических условиях, возникали различные структурные формы, что обусловлено как неоднородностями среды и деформации, так и закономерным* ***переходом*** (выделено мной – А.П.) *одной формы дислокации в другую в процессе единого движения земной коры (например, переход пластической деформации в вязкий разрыв)*» [2, с. 263].

Литература

1. *Г.Д. Ажгирей* Структурная геология. М.: МГУ, 1966. 348с.
2. *В.В. Белоусов* Структурная геология. М.: МГУ, 1971. 278с.
3. *П.С. Воронов* Ротационные силы земли как важнейший фактор её сдвиговой тектоники / Роль Сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет Земной группы. СПб: Наука, 1997. С. 421 – 435.
4. *Р.В. Гирдлер* Роль смещений и вращательных движений в образовании впадин Красного моря и Аденского залива / Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970. С. 52 – 60.
5. *Дю Тойт А.* Наши блуждающие континенты. 1937.
6. *М.Л. Копп* Структуры латерального выжимания в Альпийско - Гималайском поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
7. *В.К. Кучай* Трансформация тектонических движений // Геотектоника, 1983, №3. С. 3 – 14.
8. *У. Кэри* В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. М.: Мир, 1991. 448с.
9. *А.Е. Михайлов* Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1984. 464с.
10. *А.И. Полетаев А.И.* Сдвигово-ротационная модель структурирования земной коры Русской платформы / Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. Первые Горшковские чтения. Материалы конференции, посвящённые 90 - летию Г.П.Горшкова (1909 – 1984). М.: МГУ, 26 апреля 1999г. С.21 – 23.
11. *А.И. Полетаев* Сдвигово - ротационная модель структурной эволюции Русской платформы. М.: Геоинформмарк, 2000. Вып. 5. 44с.
12. *А.И. Полетаев* Сдвигово - ротационная мотивация структурной эволюции Земли // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. Т.2. М.: ГЕОС, 2002. С.104 – 107.
13. *Е.С. Пржиялговский, А.К. Басанин* О механизме формирования структур вращения в зонах сдвига //Изв. ВУЗов. Геология и разведка, 1989, №6, С. 12 – 20.
14. *Л.М. Расцветаев* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: МГУ, 1973. Вып. 5. С. 57 – 107.
15. *Л.М. Расцветаев* Структуры содвижения (особенности строения и условия формирования) / Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность. М.: ИФЗ АН СССР, 1991. С. 102 – 103.
16. *Л.М. Расцветаев* Содвиговые структуры литосферы и новейшая геодинамика коллизионных зон // Материалы XX1X Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1996. С. 116 – 118.
17. *Л.М. Расцветаев* Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур / Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 136 – 140.
18. *Л.М. Расцветаев* О некоторых актуальных проблемах структурной геологии и тектонофизики / Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского). М.: ОИФЗ РАН,

2002. С. 333 – 373.
19. *Л.М. Расцветаев, Т.О. Фёдоров* Тектоническая структура осевого пояса Урала: содвиговая модель / Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты (материалы совещания). М.: ГЕОС, 1998. Т.2. С. 106 – 108.
20. *Ротационные процессы в геологии и физике*. М.: КомКнига, 2007. 525с.
21. *Э.У. Спенсер* Введение в структурную геологию / Пер. с англ. А.А. Козырева и Р.Е. Соркиной. Под ред. д-ра геол.- мин. наук Ю.Е. Погребицкого. – Л.: «Недра», 1981. 367с. Пер. изд.: США, 1977.
22. *В.Е. Хаин* Главные противоречия современной геотектоники и геодинамики и возможные пути их преодоления / Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания. Т.2. М.: ГЕОС, 2007. С.324 – 329.
23. *В.Е. Хаин., М.Г. Ломизе* Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560с.
24. *Э. Хэллем* Великие геологические споры. М.: Мир, 1985. 216с.
25. *А.В. Чекунов* О раздвигании и вращении блоков земной коры при формировании Днепровско-Донецкого авлакогена // Геологический журнал, 1976. Т.36, №1. С. 123 – 127.
26. *Е.С. Штенгелов* О веерообразности современного раздвижения земной коры и о природе зон Беньофа // Доклады АН СССР, 1978. Т. 240, №4. С. 922 – 925.
27. *В. Ярошевский* Тектоника разрывов и складок / Пер. с польского Е. Федака. Под ред. доктора геол. – мин. наук А.Е. Михайлова. М.: Недра, 1981. 246с.

МЕЛОВЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ

Палымский Б.Ф.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт, г. Магадан
(palymsky@neisri.ru)

Стратифицированные образования северо-охотского региона представлены преимущественно меловыми вулканическими и вулканогенно-осадочными толщами, принадлежащими Охотскому и Пенжинскому отрезкам Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и структурам его основания – Яно-Колымской системе (ЯКС) Верхояно-Колымской области и Кони-Тайгоносской системе (КТС) Корякско-Камчатской области. Несмотря на близость к наиболее освоенным и, в связи с этим, достаточно хорошо изученным районам «золотой Колымы», в расшифровке геологического строения этой территории сохраняется немало неясностей и проблемных вопросов. Что собой представляет гигантский по протяженности и объему вулканических продуктов Охотско-Чукотский пояс, занимающий пограничное положение между ЯКС и КТС? Где проводить его нижнюю (да и верхнюю) возрастную границу? Каковы изменения вулканической деятельности по латерали и в вертикальном разрезе? - и т.д и т.п. Ответы на некоторые из поставленных вопросов получены при составлении легенды Верхояно-Колымской серии листов Государственной геологической карты миллионного масштаба и подготовке Тектонической карты Северо-Востока Азии нового поколения.

Прежде всего, выполнена генерализация единиц картографирования, используемых при съемках среднего и крупного масштабов [10,11], многочисленные толщи и свиты объединены в более крупные подразделения (серии, подсерии [4]). Это позволило определить формационный состав вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ [5,6], уточнить границы между геологическими формациями, выделить закономерные латеральные и вертикальные ряды формаций и, таким образом, наметить характерные формационные комплексы. По закономерностям вещественного состава и направленности эволюционного развития выделено шесть формационных комплексов, примерно соответствующих стратиграфическим сериям; три из них (охотский, эвенский и янский комплексы) принадлежат ОЧВП, остальные (тауйский, хасынский и омсукчанский) – структурам его основания.

Тауйский комплекс высокоглиноземистых базальтов выделен Е.Г. Песковым для КТС в качестве тауйской серии [7], слагающей верхнюю часть разреза Кони-Тайгоносской системы в основании внутренней зоны ОЧВП. Коплекс начинается толщей весьма характерных высокоглиноземистых базальтов и андезибазальтов с подчиненным количеством туфогенно-осадочных пород (сигланская свита), несогласно перекрывающей позднеюрские отложения. Выше, через мощную пачку грубообломочных пород, залегают лавы и туфы андезитов, андезибазальтов и базальтов, реже отмечаются пачки лав и туфов кислого состава. По преобладанию основных вулканитов тауйская серия может быть отнесена к базальтовой формации, или, по Г.М. Сосунову [8], – к формации высокоглиноземистых базальтов общей мощностью 5500-7000 м. Немногочисленные остатки фауны и флоры свидетельствуют о раннемеловом (возможно с верхней волги) возрасте отложений.

Хасынский осадочно-вулканогенный комплекс, вероятно, является возрастным аналогом тауйского. Е.К. Устиевым [9] было высказано мнение, что «заложение Охотского пояса как самостоятельной геотектонической провинции относится к

позднеюрскому-раннемеловому времени» (с. 165). Автор придерживается альтернативной позиции, считая хасынский комплекс принадлежностью основания пояса в его внешней (по В.Ф. Белому [1]) зоне. Здесь преобладают зеленокаменно измененные пироксен-амфиболовые андезиты, андезибазальты, базальты, их туфы, присутствуют туфы и туффиты умеренно кислого состава, мощные пачки угленосных осадочных пород, содержащие обильные отпечатки неокомовой флоры. Мощность комплекса не превышает 1400 м. Набор характерных ассоциаций горных пород позволяет отнести его к палеотипной базальт-андезитовой формации.

Омсукчанский молассовый комплекс включает существенно грубообломочные угленосные отложения, широко распространенные в наложенных на ЯКС межгорных впадинах и прогибах. Наиболее полно комплекс представлен в Балыгычано-Сугойском прогибе в качестве омсукчанской серии общей мощностью 5500-7000 м. В его основании залегают вулканиты аскольдинской и арылахской свит, которые иногда объединяются в самостоятельную дукатскую серию мощностью 1500-2000 м. В составе аскольдинской свиты, с резким несогласием перекрывающей подстилающие образования, преобладают лавы, лавобрекчии и игнимбриты калиевых риолитов с линзами осадочных пород, содержащих остатки аптских растений. В разрезе вышележащей арылахской свиты чередуются примерно в равных соотношениях пачки осадочных пород (алевролиты, аргиллиты, реже грубообломочные породы) с покровами лав и туфов трахибазальтов. Собственно омсукчанская серия по особенностям состава делится на ряд свит, сложенных преимущественно песчаниками и алевролитами с пластами каменного угля (от 1 до 8 м), по всему разрезу отмечаются также гравелиты и конгломераты. По характерному парагенезису пород эта толща отвечает типичной угленосной молассовой формации. Исключительно богатый набор растительных остатков позволяет датировать возраст комплекса поздним аптом – альбом.

Более сложное строение имеет охотский андезит-риодацитовый комплекс. В его основании повсеместно прослеживается вулканогенно-молассовая формация, достигающая наибольшей мощности в краевых впадинах на границе с ОЧВП. Она характеризуется большой фациальной изменчивостью, значительными колебаниями мощности (от первых десятков до полутора тысяч метров) при выдержанном наборе пород – конгломераты, песчаники, алевролиты, туфы среднего и умеренно кислого состава, присутствуют пласты каменного угля. Выше согласно или с небольшим перерывом залегают пироксен-амфиболовые андезиты, андезибазальты, базальты, их туфы, переслаивающиеся с пачками осадочных пород. Общая мощность вулканических толщ, принадлежащих типичной андезитовой формации, составляет 400-1300 м. Верхняя часть комплекса (200-800 м) образована залегающими согласно или с местным перерывом породами риодацитовой формации – туфами, лавами и игнимбритами дацитов, риодацитов, реже риолитов. Таким образом, вулканогенно-молассовая, андезитовая и риодацитовая формации общей мощностью от 1000 до 3000 м образуют единый гомодромный цикл. Возраст комплекса по находкам ископаемой флоры и радиохронологическим данным охватывает ранний альб - ранний сеноман.

Эвенский андезит-риолитовый комплекс залегает на подстилающих несогласно, местами без видимого несогласия, и как бы повторяет охотский, образуя более молодой вулканический цикл с такой же гомодромной последовательностью. В низах разреза обычно прослеживаются базальные грубообломочные слои мощностью от первых десятков до 500 м. Выше залегает сравнительно однообразная по составу толща двупироксеновых андезитов, андезибазальтов, их туфов (200-900 м) при участии базальтов и прослоев туфогенно-

осадочных пород. Растительные остатки указывают на сеноман-туронский возраст вулканитов. Выше несогласно, местами без видимого перерыва, залегают игнимбриты и туфы риолитов, трахириолитов, при участии туфоалевролитов, туфопесчаников (400-1500 м), содержащие остатки ископаемой флоры туронского – коньяк-туронского облика. Радиохронологические датировки укладываются в интервал 95-85 млн. лет [2]. Вулканические накопления нижней части комплекса принято относить к андезито-базальтовой формации [2] или к формации двупироксеновых андезитов [8], верхней – к риолитовой.

Янский базальтовый комплекс, завершающий формирование Охотско-Чукотского пояса, представлен характерными полого залегающими покровами (базальты-плато) оливиновых и двупироксеновых базальтов, андезибазальтов, гиперстеновых андезитов, несогласно перекрывающих подстилающие образования. Значительно реже в составе комплекса отмечаются туфы; в основании иногда присутствуют конгломераты, в верхней части появляются прослои и линзы игнимбритов, туфов и кластолав риолитов, чаще в виде субвулканическихтел, что дает основание некоторым исследователям выделять контрастную риолит-базальтовую формацию. Мощность комплекса составляет первые сотни, редко достигая 1000 м. Возраст комплекса по растительным остаткам отвечает позднему турону – кампану, по радиологическим данным составляет 83-78 млн. лет [2]. Существует точка зрения, что янский комплекс входит в состав самостоятельного более молодого Хакаринско-Энмываамского вулканогенного пояса [3].

Итак, стратифицированные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования северного Приохотья образуют шесть формационных комплексов, составляющих две крупные группы. Первая группа – комплексы, составляющие основание ОЧВП и фиксирующие конечные стадии развития Яно-Колымской (хасынский и омсукчанский комплексы) и Кони-Тайгоносской (тауйский комплекс) систем. Тауйский комплекс образовался в морских и континентальных условиях, представлен формацией высокоглиноземистых базальтов и четко наследует предшествующий вулканизм этой зоны, формируя вместе с более древними толщами единую длительно развивающуюся область среднего-основного вулканизма. Хасынский комплекс палеотипных базальтов-андезитов, напротив, резко отличается по составу от более древних, существенно терригенных толщ ЯКС, залегает на них с отчетливым несогласием, образовался в континентальных условиях и содержит многочисленные пачки вулканогенно-осадочных пород с угленосными пластами. Вместе с тем у них имеются и определенные черты сходства: оба комплекса слабо дифференцированы, преобладающие в целом продукты основного и среднего вулканизма иногда чередуются с кислыми туфами и лавами. Омсукчанский молассовый комплекс завершает развитие ЯКС, однако возможные его аналоги имеются и в КТС (мэлдекская свита тауйского комплекса).

Последующие три комплекса отвечают становлению и эволюции Охотско-Чукотского пояса. Нижняя граница вулканических накоплений пояса четко отбивается по появлению вулканогенно-осадочной молассовой формации апт-альбского возраста, с резким угловым несогласием перекрывающей все более древние отложения; лишь в пределах существовавших к моменту образования ОЧВП межгорных впадин и прогибов, типа Балыгычано-Сугойского, иногда сохранялся унаследованный режим осадконакопления. Границы между комплексами обычно изохронны, отражают структурные перестройки при формировании вулканогенного пояса и, как правило, выражены региональными несогласиями; внутри комплексов иногда отмечаются внутриформационные перерывы и выпадение отдельных частей разреза. Каждый формационный комплекс образует законченный вулканический цикл, с четкой дифференциацией продуктов вулканизма от

основных в начале цикла до кислых в его верхней части; резкость переходов возрастает от цикла к циклу и в завершающем разрез ОЧВП янском комплексе выражена в образовании контрастной риолит-базальтовой формации.

Формационные комплексы объединяют стратиграфические подразделения не только (и не столько) в вертикальном разрезе, но и по простиранию. Примечательна при этом поразительная выдержанность петрографического состава и структурных отношений внутри комплексов при обилии структурно-фациальных зон и выделенных в их пределах при средне- и крупномасштабном картировании многочисленных свит и толщ. Существуют некоторые парадоксы в возрастной привязке вулканогенных образований, как подразделений местной шкалы, так и формационных комплексов и Охотско-Чукотского пояса в целом. Возрастные датировки толщ, приводимые разными авторами по остаткам ископаемой флоры, испытывают значительные колебания (вплоть до отделов), и не коррелируются с данными определений возраста методами изотопной геохронологии. Достаточно надежным представляется путь систематизации родственных свит и толщ в более крупные таксоны и формационные группы – серии, формационные комплексы. Так, проведенный на этой основе анализ показывает, что вариации возраста по палеонтологическим данным обусловлены чаще всего различиями во взглядах определителей флоры, временем сбора и неполнотой коллекций, а по данным изотопной геохронологии – недостатками самих методов, в первую очередь, недооценкой факторов, влияющих на поведение элементов в зависимости от времени и окружающей среды.

Литература

1. *Белый В.Ф.* Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
2. *Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М.* Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
3. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Меловые магматические серии и рудоносность Охотско-Чукотской области //Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований (Тезисы докл. Всероссийского совещания, Новосибирск, 16-19 апреля 2003 г.). Новосибирск: СО РАН, 2003. С.177-179
4. *Палымский Б.Ф.* Вулканические серии Северного Приохотья//Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии //Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку Азии (Магадан, 4-6 апреля 2000 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С.14-16
5. *Палымский Б.Ф.* Меловые вулканические формации Северного Приохотья// Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований (Тезисы докл. Всероссийского совещания, Новосибирск, 16-19 апреля 2003 г.). Новосибирск: СО РАН, 2003. С. 249-251
6. *Палымский Б.Ф., Шпикерман В.И.* Позднемезозойские группы и формации Северного Приохотья //Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин севера Пацифики: Материалы Всероссийского совещания (Магадан, 3-6 июня 2003 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003б. Т.2. С.133-135
7. *Песков Е.Г.* Стратиграфия меловых образований Тауйской вулканической зоны//Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан: ОНТИ СВКНИИ, 1975. С.125-129
8. *Сосунов Г.М.* Аккумулятивные формации//Металлогеническая карта Магаданской области и сопредельных территорий, масштаб 1:500000. Объяснительная записка. Магадан: ПНТИ СВПГО, 1986. Ч.1. С. 25-65
9. *Устиев Е.К.* Охотский структурный пояс и проблемы вулкано-плутонических формаций//Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. М.:Изд-во АН СССР, 1963. С.161-182
10. *Шпикерман В.И., Палымский Б.Ф.* Принципы выделения вулканических серий на Государственной геологической карте масштаба 1:1000000 третьего поколения //Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии (материалы IV-го

регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России, Магадан, 4-6 апреля 2000 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С.61-64

11. *Шпикерман В.И., Палымский Б.Ф., Петухов В.В., Алевская Н.Л.* Принципы генерализации при расчленении осадочных, магматических и метаморфических образований в легенде к южной части Верхояно-Колымской серии серии листов//Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: в 3 т. Т.1. Региональная геология, петрология и геофизика. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С.104-108

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПРИНЦИП РАЙОНИРОВАНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СКОПЛЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

Попков В.И., Соловьев В.А., Соловьева Л.П.

Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия
(geoskubsu@mail.ru)

1. История и постановка вопроса

Скопления нефти и газа подразделяются на *локальные* и *региональные*. Если с локальными скоплениями имеется полная ясность в принципах их обособления, то с региональными налицо разнобой в понимании терминологии. Вопросы возникают даже в отношении самых крупных скоплений, которые называются то нефтегазоносными *провинциями*, то *бассейнами*. Так, например, Успенская Н.Ю. и Табасаранский З.А [11] связывают провинции с *разноранговыми* объектами тектоники: платформами (древними и молодыми), внутриплатформенными впадинами (Западно-Сибирской, Северо-Германской), грабенами (Днепрово-Донецким, Суэцким, Рейнским), окраинными впадинами (Ангаро-Ленской, Вилюйской), глубокопогруженными впадинами (Прикаспийской, Примексиканской и др.). Внутри *провинций* выделяются нефтегазоносные *области* и *районы*. Брод И.О., Васильев В.Г., Высоцкий И.В. [2] для обозначения самых крупных скоплений используют термин нефтегазоносные *бассейны*, в которых скопления приурочены к платформенным впадинам, предгорным прогибам, межгорным впадинам. Бакиров А.А. [1] среди нефтегазоносных *провинций* различает платформенные, переходные зоны (краевые и предгорные впадины) и складчатые области.

Даже в работах корифеев тектоники нефтегазоносных областей Хаина В.Е. [`12] и Косыгина Ю.А. [6] не находим четкого соответствия между понятиями нефтегазоносная *провинция* и соответствующими им по рангу тектоническими элементами земной коры.

2. Систематика структур земной коры как основа районирования нефтегазоносности

В основу легли принципы тектонического районирования, заложенные школой Архангельского – Шатского, в соответствии с которыми *тип структуры* земной коры определен как *слоистый*, когда тела находятся в отношениях *последовательности* залегания (выше, ниже) и в отношениях *одинаковости* их положения в пространстве (на одном стратиграфическом уровне).

Классическая модель Архангельского-Шатского построена в 1933 г., когда они впервые составили «Тектоническую схему СССР» не на основе гипотез (контракции, дрейфа материков, пульсации и других), как это было до них, а на основе *структурно-вещественных признаков* (наблюдаемых геологических тел и отношений между ними в вертикальном и латеральном направлениях). С тех пор в качестве основных структурных элементов земной коры континентов выделяют *платформы* разного типа (древние и молодые) и *пограничные структуры* между ними (краевые прогибы). Принципы, заложенные в модели Архангельского – Шатского, реализовались составлением серии хорошо известных региональных и международных карт. Кроме тектонических карт континентов отечественными учеными составлены карты океанов и морей. Наиболее известны «Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли» под редакцией Пущаровского Ю.М. и Удинцева Г.Б. (1970 г.); «Тектоническая карта Северного Ледовитого океана и сопредельных

территорий» под редакцией Погребицкого Ю.Е. (1983 г.) и др.

Циклитовая модель слоистой структуры земной коры [9] является усовершенствованной моделью Архангельского – Шатского за счет выделения нового типа *юных платформ*. *Циклиты* – это разноранговые геологические тела со структурой, в которой наблюдается повторение в пространстве *сочетаний одноранговых* элементов: в минералах – химических элементов (элементарные ячейки); в породах – минералов (парагенезы); в формациях – пород (парагенерации) и т.д.

Занимаясь *систематикой структур земной коры* и тектоническим картографированием авторам удалось показать, что *циклитом* является и земная кора [7]. Циклитовая модель отражает соотношения понятий *площадного* (по горизонтали) и *объемного* тектонического районирования. Элементами площадного районирования выступают традиционно выделяемые *континентальные*, *переходные* и *океанические* области. Континенты слагаются областями складчатости (от архейских до кайнозойских) и областями плит (древних, молодых). Зоны перехода включают плиты окраинных и внутренних морей, островные дуги и желоба. Океанические области представлены подвижными океаническими поясами (георифтогеналями и океаническими плитами – талассопленами).

Элементами объемного районирования (в разрезе земной коры) выступают *геологические комплексы*, среди которых четко обособляются *трехчленные ритмы*, которые вслед за М.В. Муратовым названы «главными платформообразующими комплексами» [7]. В стратиграфической последовательности они *непрерывно* сменяют друг друга, представляя собой *платформы* (древние, молодые и юные). Таким образом, платформы – это набор последовательно залегающих главных комплексов (снизу вверх): *геосинклинальных*, *орогенных и плитных*, занимающих определенное стратиграфическое положение в разрезе земной коры. Например, в *древних платформах* они располагаются в интервале протерозой – средний палеозой и на тектонических картах закрашиваются тонами красного и розового цветов (области докембрийской складчатости).

В *молодых платформах* такой же набор комплексов, такая же последовательность, но их стратиграфическое положение иное, чем у древних платформ: главный геосинклинальный комплекс – нижне-среднепалеозойский, орогенный комплекс – верхнепалеозойский – мезозойский. На тектонической карте молодые платформы обозначаются темно синими (байкалиды), сиреневыми (каледониды), коричневыми (герциниды) и серыми (плиты молодых платформ) тонами красок.

Над главными комплексами в платформах могут располагаться плитные и орогенные комплексы соседствующих тектонических областей, которые вслед за В.Е. Хаиным [13] можно назвать *эпиплатформенными* (от греч. э*пи* – над) комплексами. Под главными комплексами находятся комплексы *основания*. Особенностью эпиплатформенных комплексов и комплексов основания является то, что они отделены от главных стратиграфическими перерывами.

Элементами платформ в плане являются *щиты* и *плиты*. Щиты – это области *выхода на поверхность* комплексов основания, геосинклинальных и орогенных комплексов (Балтийский, Уральский, Казахстанский и другие щиты). Другими словами, щиты – это *области складчатостей* (докембрийской, палеозойской, мезозойской и кайнозойской). Принадлежность области складчатости к щиту платформы определяется по стратиграфическому положению слагающих их комплексов. Области докембрийской складчатости – это щиты древних платформ; байкалид, каледонид и герцинид – это щиты молодых платформ; мезозоид и альпид – это щиты юных платформ.

Плиты – это области развития плитных комплексов (Русская, Восточно-Сибирская, Западно-Сибирская и другие

плиты). Там, где щиты и плиты разных платформ (древних и молодых, молодых и юных) соседствуют друг с другом, возникают *пограничные* структуры, которые слагаются разнотипными комплексами соседствующих платформ (Предуральский, Предкавказский, Предверхоянский и другие прогибы).

Древние и молодые платформы фигурируют в классической модели Архангельского – Шатского. Что же касается юных платформ, то они появились в систематике структур земной коры после тектонического картографирования Дальнего Востока [7, 8]. Удалось показать, что окраинные и внутренние моря по своей тектонической природе представляют *плиты юных платформ*, а мезозойско-кайнозойские складчатые области выступают их *щитами*. Название юные платформы дано нами вслед за Р.Г. Гарецким [4], который не отрицал возможности обособления юных платформ в систематике структур земной коры.

Под внутренними морями также располагаются плиты юных платформ (Черноморская, Южно-Каспийская), а обрамляющие их кайнозоиды (Крымско-Кавказская складчатая область) выступают щитами этих платформ [2].

Предлагаемый авторами тектонический принцип нефтегазового районирования сводится к подразделению территории России на три типа платформ с их щитами и плитами. К древним относятся Восточно-Европейская платформа (с Балтийским, Украинским щитами и Русской плитой); к молодым – Центрально-Евразийская платформа (с Уральским, Казахстанским щитами и Западно-Сибирской, Скифско-Туранской, Печерско-Баренцевоморской плитами); к юным – Средиземноморская и Тихоокеанская платформы (с Кавказско-Крымским и Верхоянско-Чукотским щитами и Черноморской, Южно-Капийской, Охотоморской плитами).

Нефтегазоносным провинциям должны соответствовать однотипные элементы платформ. К таковым относятся их *плиты*, по названию которых и определяются провинции. Ярким примером являются Западно-Сибирская, Скифско-Туранская, Печерско-Баренцевоморская и другие провинции. К элементам более низкого ранга относятся *нефтегазоносные области*. По логике принципы тектонического районирования должны соответствовать элементам платформ более низкого ранга. Действительно, плиты состоят из *антеклиз и синеклиз*, которым и должны соответствовать нефтегазоносные области. Например, на Русской плите выделяются Волго-Уральская антеклиза и Прикаспийская синеклиза. Принципу соответствия антеклиз и синеклиз нефтегазоносным областям должны соответствовать антеклизы и синеклизы всех платформ. В реальности такого соответствия не наблюдается. Нами предпринята попытка найти это соответствие и в других нефтегазоносных провинциях, в частности, на примере Черноморско-Каспийского региона [12].

Кроме антеклиз и синеклиз в пределах плит на их границах с другими платформами выделяются *пограничные структуры* – периплатформенные и краевые прогибы. Поэтому они также должны соответствовать нефтегазоносным областям. *Краевые прогибы* – это системы впадин и поднятий вдоль щитов платформ. Ярким примером служит Предуральский прогиб вдоль Уральского щита, в котором наблюдается чередование впадин (Соликамская, Печерская, Роговская и др.) и поднятий (Уралтаусское, Башкирское и др.). Такой четкости в понимании Предкавказского прогиба уже не имеется, хотя вдоль Кавказского щита также наблюдается чередование впадин (Западно-Кубанская, Терско-Каспийская) и поднятий (Минераловодский выступ). Поэтому мы попытались внести единообразие в определение понятия *краевой прогиб* и соответствие его понятию *нефтегазоносная область*.

3. Основные нефтегазоносные области России

Итак, в пределах России располагаются следующие *нефтегазоносные провинции*: Баренцево-

Печерская, Русская, Скифско-Туранская, Западно-Сибирская, Восточно-Сибирская и Охотоморская соответствующие названиями *плит* древних, молодых и юных платформ. В пределах каждой из провинций располагаются *нефтегазоносные области* соответствующие *антеклизам*, *синеклизам* и *пограничным структурам* (рис. 1). Назовем наиболее перспективные области.

Восточно-Баренцевоморская область (1а на рис. 1) соответствует синеклизе Баренцевоморской плиты, в пределах которой наблюдается наибольшая концентрация нефтегазоносных структур, самой перспективной из которых является Штокманское газоконденсатное месторождение (ШГКМ).

Волго-Уральская область (2 на рис. 1) – это хорошо известная область развития нефтяных и газовых месторождений, связанных с Волго-Уральской антеклизой. Активное освоение которой продолжается.

Прикаспийская область (4 на рис. 1) – это область развития нефтяных и газовых месторождений, связанных с Прикаспийской синеклизой, в которой открыто уникальное по запасам Астраханское газоконденсатное месторождение (АГКМ).

Предуральская область (3 на рис. 1) в структурном отношении соответствует Предуральскому краевому прогибу. Перспектива её развития связывается с обнаружением поднадвиговых месторождений в прилегающем к Уралу борту прогиба [13].

Северо-Тюменская (Уренгойская) (5 на рис. 1) и *Среднеобская* (6 на рис. 1) *области* соответствуют Уренгойской синеклизе и среднеобской антеклизе Западно-Сибирской плиты.

Ангаро-Ленская (7 на рис. 1) и *Лено-Вилюйская области* (8 на рис. 1) соответствуют краевому прогибу и синеклизе Сибирской плиты.

Сахалинская область (14 на рис. 1) соответствует Восточно-Сахалинскому краевому прогибу Охотоморской плиты, заложившемуся на месте Восточно-Сахалинского желоба.

Названия областей 9–13 показаны на рис. 2.

4. Нефтегазоносные области Черноморско-Каспийского региона

В тектоническом отношении Черноморско-Каспийский регион расположен в пределах Скифско-Туранской нефтегазоносной провинции соответствующей одноименной плите Центрально-Евразийской молодой платформе. Для однозначного понимания региональных скоплений нефти и газа ранга *областей* авторы составили схему тектонического районирования Скифской плиты, на которой четко обособляются следующие структурные элементы: Карпинско-Мангышлакская и Ставропольская антеклизы, Западно- и Восточно-Предкавказские синеклизы, Предкавказский краевой прогиб, состоящий из Западно-Кубанской и Терско-Каспийской впадин с разделяющих их Минераловодским выступом (рис. 2).

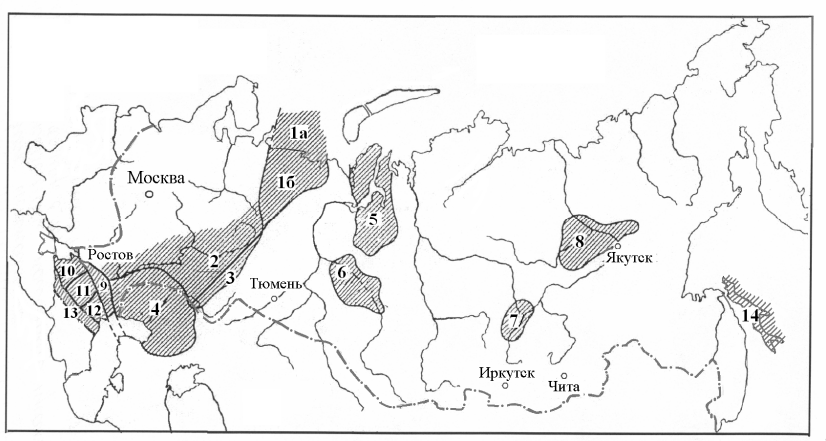


Рис. 1. Схема перспективных нефтегазоносных областей России

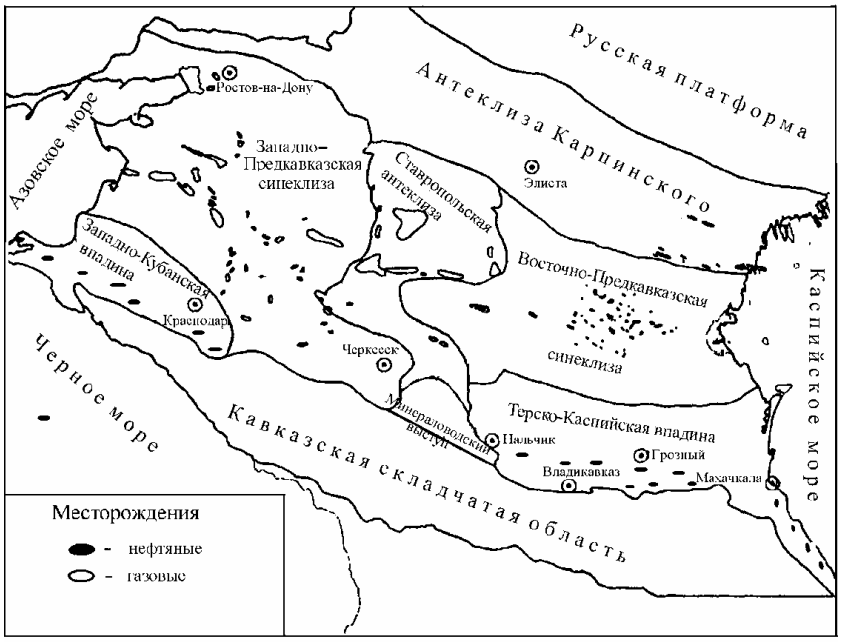


Рис. 2. Схема тектонического районирования Предкавказья

Думается, что предлагаемый тектонический принцип районирования нефтегазоносности Черноморско-Каспийского региона позволит более надежно прогнозировать новые нефтегазоносные объекты в пределах обозначенных нефтегазоносных областей. На тектоническом принципе должно осуществляться и преподавание раздела «Нефтегазоносные провинции и области» в курсе «Геология нефти и газа».

Работа выполнена в рамках проекта «Развитие научного потенциала высшей школы» № 2.1.1/3385.

Литература

1. *Бакиров А.А.* Геологические основы прогнозирования нефтегазоносности. М.: Недра, 1973. 344 с.
2. *Бондаренко Н.А., Соловьев В.А.* Пограничные структуры платформ и их нефтегазоносность (на примере платформ Юга России). Краснодар: Просвещение-Юг, 2007. 112 с.
3. *Брод И.О., Васильев В.Г., Высоцкий И.В.* Нефтегазоносные бассейны земного шара. М.: Недра, 1965. 250 с.
4. *Гарецкий Р.Г.* Тектоника молодых платформ Евразии. М.: Наука, 1972. 210 с.
5. *Казанцев Ю.В.* Структурная геология Предуральского прогиба. М.: Наука, 1984. 185 с.
6. *Косыгин Ю.А.* Тектоника нефтегазоносных областей. Т 2. М.: ГНТИ нефтяной и горно-топливной литературы, 1958. 580 с.
7. *Соловьев В.А.* Тектоника континентов. Хабаровск: Наука, 1975. 300с.
8. *Соловьев В.А., Коноваленко А.А., Салин Ю.С. и др.* Тектоническая терминология зоны перехода от континента к океану и вопросы систематики структур земной коры. // Сб. статей «Вопросы общей и теоретической тектоники». Хабаровск: Наука, 1974. С. 5–15.
9. *Соловьев В.А., Соловьева Л.П.* Циклитовая модель слоистой структуры земной коры. // Области тектогенеза в современной и древней истории Земли: Материалы XI тектонического совещания. Т.2. М.: ГЕОС, 2007. С. 222–225.
10. *Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы* (*объснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1 : 2 500 000*). Под ред. Хаина В.Е., Попкова В.И. Краснодар: 2009. 345 с.
11. *Успенская Н.Ю., Табасаранский З.А.* Нефтегазоносные провинции СССР. – М.: Недра, 1966. 483 с.
12 *Хаин В.Е.* Геотектонические основы поисков нефти. Баку: Азнефтеиздат, 1954. 680 с.
13 *Хаин В.Е.* Общая геотектоника М.: Недра, 1973. 500 с.

НОВЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ ЧЕРНОМОРСКО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА (ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР АКАДЕМИК В.Е. ХАИН)

Попков В.И.

Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия
(geoskubsu@mail.ru)

Черноморско-Каспийский регион относится к числу старейших нефтегазодобывающих регионов России. Здесь разведано и введено в разработку несколько сотен месторождений нефти и газа, достаточно активно ведется поиск новых скоплений углеводородов. В его пределах находятся нефтегазоносные области Кубани и Чечено-Ингушетии, которые являлись родиной нефтедобывающей промышленности России и долгое время (вместе с Азербайджаном) ее основной базой. Позднее они пополнились газодобывающими районами равнинных площадей Краснодарского и Ставропольского краев, Калмыкии, а в относительно недавнее время в центре внимания нефтяников и газовиков оказалась акватория Северного и Среднего Каспия, где были сделаны крупные открытия новых месторождений углеводородов.

Высоко оцениваются перспективы нефтегазоносности акваторий Азовского и Черного морей в границах экономической зоны России. Можно утверждать также, что и континентальная часть региона не исчерпала свои возможности в этом отношении. Связаны они с освоением более глубоких стратиграфических уровней осадочного чехла и складчатого основания, с нетрадиционными типами коллекторов и ловушек, с использованием возросших возможностей геофизических методов. Все эти обстоятельства обусловили желательность и необходимость составления и издания новой тектонической карты, охватывающей весь Каспийско-Черноморский регион и учитывающей накопленную к настоящему времени обширную геолого-геофизическую информацию о глубинном строении этой достаточно сложно построенной территории.

В 1996 г. в Институте литосферы окраинных и внутренних морей РАН, ныне присоединенному к Геологическому институту РАН, под общим руководством В.Е. Хаина была начата работа по составлению тектонических карт масштаба 1 : 2 500 000 окраинных и внутренних морей России. В конце 90-х годов начались работы по Каспийскому морю, к которым были привлечены ведущие специалисты пяти прикаспийских государств. В итоге в 2003 г. вышли в свет Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления (рис. 1) и объяснительная записка к ней [1, 2]. В 2006 г. они были изданы на английском языке [16, 17]. Промежуточные результаты активно публиковались в научной печати [6-9, 19, 20].

Были охарактеризованы важнейшие геоструктуры, основные черты тектонического развития, нефтегазоносность и сейсмичность Каспийского региона. Показано, что Каспийское море и его непосредственное обрамление составляют одноименный нефтегазоносный бассейн, один из крупнейших в мире, входящий в состав Баренцево-Каспийского пояса нефтегазоносности. Этот мегабассейн, вытянутый в меридиональном направлении, состоит из трех осадочных бассейнов, разделенных поперечными широтными порогами – Северо-Каспийского, Средне-Каспийского и Южно-Каспийского. Их гранитно-метаморфический фундамент омолаживается с севера на юг, от раннедокембрийского на севере до раннекиммерийского на юге. Он образован

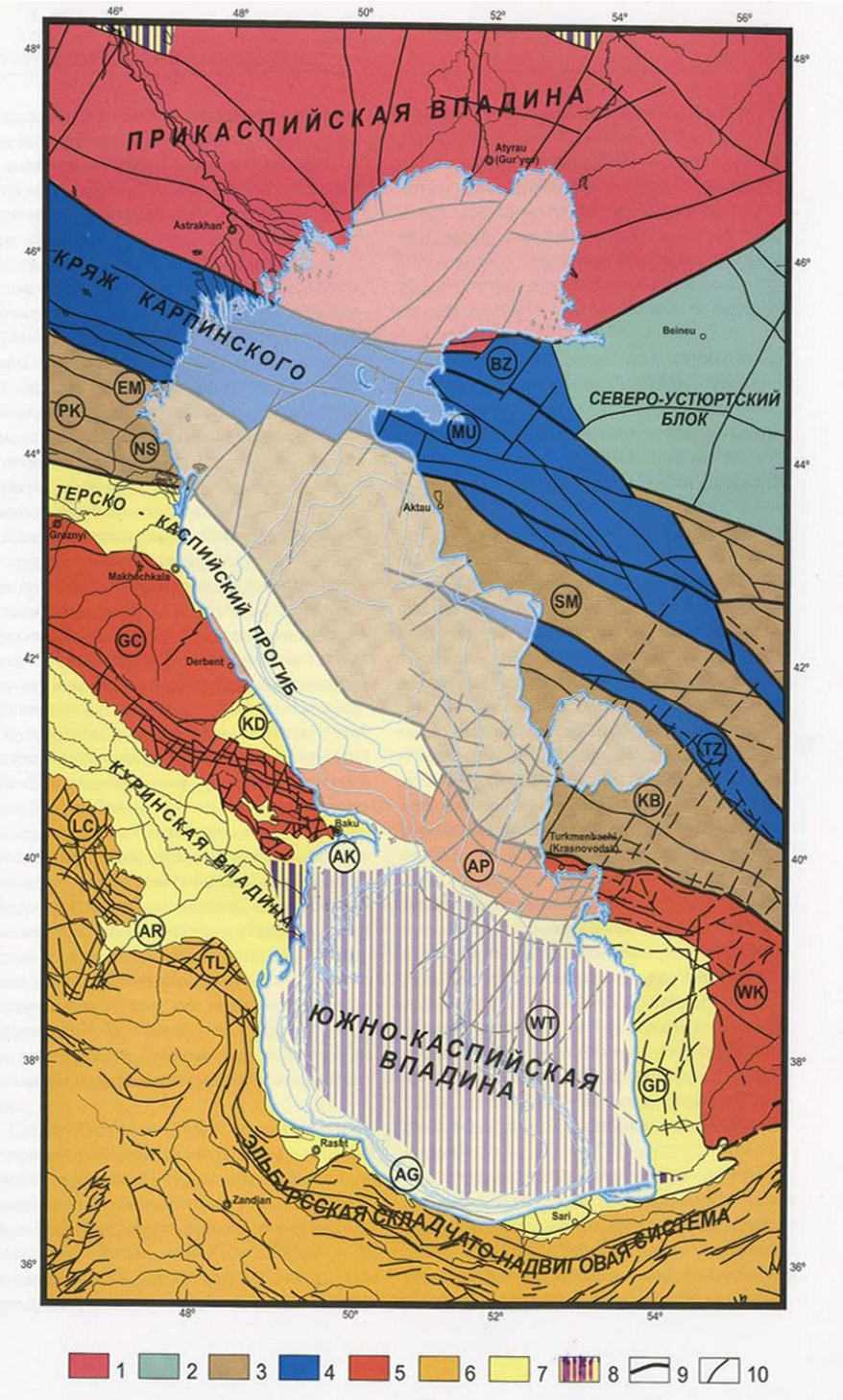


Рис. 1. Схема тектонического районирования Каспийского региона [1].

Фундамент платформенных областей (1-4): 1 – раннедокембрийский; 2 – байкальский; 3 – герцинский; 4 – раннекиммерийский; альпийские складчато-покровные системы (5,6): 5 –Большой Кавказ и Копетдаг; 6 – Малый Кавказ, Талыш, Эльбурс; 7 – передовые прогибы и впадины; 8 – впадины с корой океанического типа; 9-разрывные нарушения, соответствующие границам крупных структур; 10 - прочие важные разрывы. Важнейшие структуры (буквы в кружках): BZ – Бузачинский свод, MU – Мангышлакско-Центрально-Устюртская зона, SM – Южно-Мангышлакско-Устюртская система прогибов, TZ – Туаркырская зона, KB – Среднекаспийско-Карабогазская антеклиза, EM – Восточно-Манычский прогиб, PK – Прикумская система поднятий, NS – Ногайская ступень, GC – складчатая система Большого Кавказа, KD – Кусаро-Дивичинский прогиб, AP – Апшероно-Прибалханская зона, WK – Западно-Копетдагская зона, LC – складчатая система Малого Кавказа, AR – Нижне-Араксинский прогиб, TL – Талышская зона, AG - Эльбурсско-Горганский передовой прогиб, WT – Западно-Туркменский прогиб, GD – Гограньдаг-Окаремская зона.

в переходной зоне от южного края Восточно-Европейского кратона – древнего континента Балтика – до океанского бассейна Тетис. Соответственно Каспийская мегавпадина наложена на Восточно-Европейскую древнюю, Скифско- Туранскую молодую платформы, Альпийско-Гималайский подвижный пояс. В составе каждой из этих тектонических областей выделены структурные зоны подчиненного порядка.

Возраст осадочого чехла охватывает весь фанерозой и, возможно, верхнюю часть протерозоя в Северном Каспии, юру, мел и кайнозой в Среднем Каспии, олигоцен-голоцен в Южном Каспии. Пермь и триас в Среднем Каспии, юра, мел и нижний палеоген в Южном частично входят в складчатое основание бассейнов, частично в их чехол. Соответственно варьирует и стратиграфический диапазон нефтегазоносности – от девона до палеогена в Северном Каспии, от триаса- до миоцена в Среднем Каспии, от мела до эоплейстоцена в Южном Каспии.

В 2008 г. была закончена работа по составлению тектонической карты, охватившей весь Черноморско-Каспийский регион, и Объяснительной записки к ней (главные редакторы В.Е. Хаин и В.И. Попков). Работа над картой и Объяснительной запиской проводилась большим коллективом специалистов разных организаций. В связи с возникшими у Виктора Ефимовича затруднениями, Объяснительная записка была издана в Кубанскомгосударственном университете [12]. Судьба подготовленной к изданию карты и «английского» ее варианта остаются неопределенными. На рис. 2 приведен ее «книжный» вариант.

В результате работы над картой предложена новая палеогеодинамическая модель развития юга Восточно-Европейского кратона или, традиционно, платформы (ВЕП) и прилегающих к ней районов Предкавказья, Черного и Каспийского морей, Крыма и Кавказа. Согласно принципам актуализма, здесь выделяются палеогеодинамические режимы и закономерные их смены, аналогичные современным. Палеомагнитные реконструкции, сделанные в лабораториях разных стран, структурные палинспастические реконструкции и анализ литодинамических комплексов в южном обрамлении ВЕП однозначно доказывают существование крупных палеоокеанов, которые полностью субдуцированы, а также древних микроконтинентов и островодужных террейнов ныне объединенных в единый кратон. Основу современного структурного плана региона составляют разновозрастные наклонные коллизионные швы-сутуры: Донецкая (P-T), Северокрымская (C-P), Предгорная (J-K) и, расположенная в южном ограничении ВЕП, неоген-четвертичная [3, 5, 11, 13, 15]. Магматические комплексы юга ВЕП приурочены к активным окраинам, вдоль сутур по их падению и к рифтогенно-спрединговым зонам. В регионе выделяются 5 полных и не завершенных циклов развития (PR, PZ_{1-3}, D_2-T_1, T_3-K_1, K_2-Q), которые не всегда коррелируются с глобальными эпохами тектогенеза.

Помимо тектонических вопросов в монографии изложены сведения о сейсмичности и нефтегазоносности региона, публиковавшиеся также и в научных журналах [2-5, 10-15, 18].

Необходимо отметить, что сложность тектонического строения и истории развития такого обширного региона не дают объективной возможности однозначно судить о некоторых их особенностях. Это касается, в частности, четырех важных вопросов. Во-первых, речь идет о границе между древней Восточно-Европейской и молодой Скифской платформами. Во-вторых, относительно возраста фундамента Скифской и частично также смежной Туранской платформы; этот вопрос отчасти связан с первым. В-третьих, это вопрос о соотношении и связи структур Крыма и Кавказа по разные стороны Азовского моря и Керченского пролива. И, наконец, в-четвертых, аналогичный вопрос существует и относительно структур Кавказа и Закаспия. В связи с нерешенностью этих вопросов и в карте, и

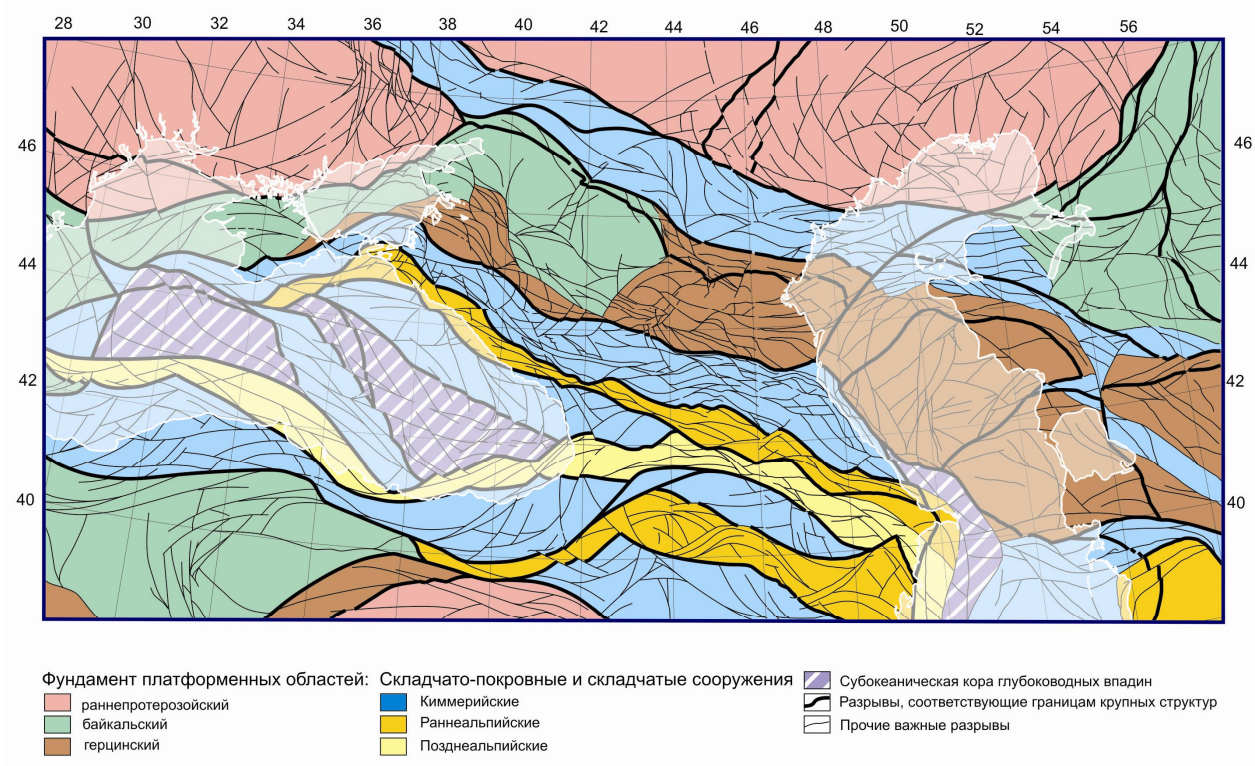


Рис. 2. Схема тектонического районирования фундамента Черноморско-Каспийского региона [12].

в тексте Объяснительной записки могут обнаружиться некоторые нестыковки, вызванные различиями во взглядах отдельных авторов смежных разделов.

Мы надеемся, что составленные тектонические карты, учитывающие новый геолого-геофизический материал, накопленный к настоящему времени по Черноморско-Каспийскому региону, позволят более обоснованно подойти к раскрытию важнейших закономерностей строения и истории развития Черного, Каспийского и Азовского морей и прилегающих районов суши, а также прогнозу их нефтегазоносности.

Работа выполнена в рамках проекта «Развитие научного потенциала высшей школы» № 2.1.1/3385 и поддержке РФФИ: грант 09-05-96502-р_юг_а.

Литература

1. Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка. Главные редакторы В.Е. Хаин, Н.А. Богданов. – М.: Научный мир, 2003. 120 с.
2. Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Масштаб 1 : 2 500 000. Редакторы В.Е. Хаин, Н.А. Богданов. – М.: ПКО «Картография», 2003.
3. *Попков В.И.* История и геодинамическая модель развития Черноморско-Каспийского региона // Геология, география и глобальная энергия, 2007, №4 (27). С. 48-53.
4. *Попков В.И.* Нефтегазоносность Черноморско-Каспийского региона // Геология, география и глобальная энергия, 2007, №4 (27). С. 5-10.
5. *Попков В.И.* Геотектоника Черноморско-Каспийского региона // Геология, география и глобальная энергия, 2008, №4 (31). С. 11-18.
6. *Хаин В.Е., Богданов Н.А., Попков В.И., Чехович П.А.* Важнейшие геоструктуры и основные черты развития Каспийского нефтегазоносного мегабассейна // Экологический вестник научных центров ЧЭС, 2004, №2. С. 47-56.
7. *Хаин В.Е., Богданов Н.А., Попков В.И., Чехович П.А.* Тектоника дна Каспийского моря // Геология регионов Каспийского и Аральского морей. Алматы: Казахстанское геологическое общество «КазГЕО», 2004. С. 58 – 78.

8. *Хаин В.Е., Попков В.И., Чехович П.А.* Происхождение и основные закономерности тектонического развития Южно-Каспийской впадины // Южно-Российский Вестник геологии, географии глобальной энергии, 2004, №3 (9). С. 159 – 163.
9. *Хаин В.Е., Попков В.И., Чехович П.А.* Принципиальные вопросы тектоники Каспийского нефтегазоносного мегабассейна // Южно-Российский вестник геологии, географии и глобальной энергии, 2005, № 1. С. 41 – 43.
10. *Хаин В.Е., Попков В.И., Чехович П.А.* Важнейшие геоструктуры Черноморско-Каспийского региона // Экологический вестник научных центров ЧЭС, 2006. Приложение. С. 105 – 112.
11. *Хаин В.Е., Попков В.И., Юдин В.В., Чехович П.А.* Основные этапы тектонического развития Черноморско-Каспийского региона // Экологический вестник научных центров ЧЭС, 2006, № 2. С. 98 – 106.
12. *Хаин В.Е., Попков В.И., Воскресенский И.А., Короновский Н.В., Левин Л.Э., Мирзоев Д.А., Пирбудагов В.М., Сенин Б.В., Юдин В.В.* Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы / Под ред. В.Е. Хаина, В.И. Попкова. Краснодар: Кубан. гос. ун-т, 2009. 213 с.
13. *Хаин В.Е., Попков В.И., Юдин В.В.* Палеогеодинамика Черноморско-Каспийского региона // Геологический Вестник Кубанского университета, 2009, № 1. С. 5- 21.
14. *Хаин В.Е., Попков В.И.* Новые тектонические карты Черноморско-Каспийского региона // Геология, география и экология океана. Материалы Международной научной конференции. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2009. С. 342-343.
15. *Хаин В.Е., Попков В.И., Юдин В.В.* Палеогеодинамика южного обрамления Восточно-Европейского кратона // Вестник Московского Университета.. Серия 4, Геология, 2010, № 2. С. 3-9.
16. International tectonic Map of the Caspian Sea region. Scale 1 : 2 500 000. Editor-in-Chef: V.E. Khain, N.A. Bogdanov. M.: PKO «Kartografia» , 2006.
17. International tectonic Map of the Caspian Sea region. Scale 1 : 2 500 000. Editor-in-Chef: V.E. Khain, N.A. Bogdanov. Explanatory Notes. M.: Scientific World, 2006. 104 p.
18. *Popkov V.I.* Geotektonics of the Black and Caspian Seas region // Geology, Geography and Global Energy, 2008,№ 1. P. 14-25.
19. *Khain V.E., Bogdanov N.A., Popkov V.I., Chekhovich P.A.* Tectonics of the Caspian sea froo // 32-nd international geological Congress. Scientific Sessions: abstracts (part 1). Florance, 2004. S. 143.
20 *Khain V.E,. Popkov V.I., Chehovich P.A.* Origin and the Basic Laws of Genesis and main Regularities of Tectonic gevelopment of south-laspian Basin // South-Russian Bulletin of Geology, Geography and Global Energy, 2004, №3 (9). S. 163 – 167.

О НОВЕЙШЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Попков В.И. [а], **Сазонов И.Г.** [б], **Коллеганова Д.А** [б]

[а] *Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия;*
[б] *Северо-Кавказский государственный технический университет, г. Ставрополь, Россия*
(geoskubsu@mail.ru)

Район Кавказских Минеральных Вод принадлежит к Минераловодскому выступу, входящему в состав транскавказской зоны поднятий, пересекающей Кавказ в субмеридиональном направлении. Эта зона антикавказского направления простирается далеко за пределы Кавказа как к югу, так и к северу. К ней принадлежит Эльбрусское поднятие на Центральном Кавказе, а к северу она отмечается приподнятыми в тектоническом и геоморфологическом отношении зонами Лабино-Малкинской моноклинали, Минераловодского выступа, Северо-Ставропольского поднятия, являющихся составной частью Центрального Предкавказья.

Начиная, по крайней мере, с мезозоя, тектоническое развитие этой зоны значительно отличается от прилегающих территорий. Достаточно отметить отсутствие триасовых отложений, резкое выпадение к северу из разреза юрских и нижнемеловых отложений.

Значительные отличия геологического развития показательны и для кайнозойского времени, включая новейший и современный этапы тектонического развития. Особенно это относится к новейшему магматизму Минераловодского выступа, который, вероятно, синхронизирован с магматизмом Эльбрусским. Правда, эта синхронизация признается далеко не всеми. В данной статье дается характеристика событий самых последних этапов развития Минераловодского выступа.

Наиболее детально особенности геологического строения Минераловодского выступа освещены в монографии Соболевой Н.Д., Лебедева-Зиновьева А.А., Назаровой А.С. [2]. В данной работе, как и в более ранних исследованиях магматизма на Минераловодском выступе, делается вывод, что магматизм проявил себя в караганско-сарматское время (10 – 12 млн лет назад). Тогда, в результате четырех актов внедрения, возникли все лакколиты Пятигорья, образовавшими мощные горные поднятия, даже несколько более массивные и высокие, чем нынешние горы Бештау, Змейка, Машук и другие, поскольку считается, что современные высоту и очертания они приобрели за счет последующей денудации. Последняя привела к тому, что многие бывшие криптолакколиты (Змейка, Железная, Развалка, Кинжал и др.) лишились осадочного покрова и превратились в лакколиты с обнаженным магматическим ядром. Сомнения высказывались лишь в отношении массива Бештау, где признавалось открытое излияние магмы на поверхность и формирование в привершинной части экструзивного купола.

Здесь уместно отметить, что некоторые исследователи, придерживающиеся вышеизложенных взглядов на формирование гор-лакколитов Пятигорья, высказывали сомнения и приводили факты, не укладывающиеся в признанную схему. Например, И.Г. Сазонов и др. [1] отмечали несоответствие между практическим отсутствием делювия у подножия гор-лакколитов и предполагаемой толщиной денудированных пород на их вершинах и склонах. Анализ имеющихся сведений о геологическом строении Минераловодского выступа, прилегающих территорий и, главным образом, личные исследования территории на протяжении последних 15 лет укрепили нас во мнении, что тектоническое развитие Минераловодского выступа было несколько иным, начиная именно с караган-сарматского времени.

Действительно, в это время произошло внедрение магматических диапиров в фундамент и осадочный чехол Минераловодского выступа. Вполне вероятно, что тогда же возникли и горные поднятия на месте таких внедрений, но совершенно очевидно, что они не были такими высокими как ныне, а их магматические ядра находились гораздо глубже. Ядра большинства из них перекрывались осадочными породами толщиной в сотни метров, денудация которых началась тогда же, то есть не позднее караганского времени.

К началу четвертичного времени осадочный покров был денудирован, часть магматических ядер была обнажена и они могли представлять собой магматические останцовые возвышенности на фоне относительно слабо наклоненной Предкавказской равнины. Причем территория Минераловодского выступа гипсометрически слабо отличалась от прилежащих районов, а поверхности отдельных гор-лакколитов были снивелированы вровень с окружающей местностью. В первую очередь это относится к поднятиям гор Лысая, Машук, Золотой Курган. На вершинах и склонах этих и других гор обнаружена гранитная и липаритовая речная галька из обломков нижнемеловых и верхнеюрских пород. Эта галька свидетельствуют не только о том, что поверхности этих гор совпадали по уровню с аллювиальной равниной, но и о том, что воздымание самих гор было локальным и очень молодым, послеледниковым.

Галька розовых гранитов переносится рекой Подкумок: коренное их залегание находится в районе Медовых водопадов на реке Аликоновка – притоке Подкумка. Встречается она только в современных пойменных его отложениях и в отложениях нижних (молодых) аллювиальных террас. В то же время эта галька трассирует покинутую долину Подкумка, пересекающую гору Лысую по ее юго-восточному «плечу» и поднятую на высоту порядка 300 метров над современным руслом. Здесь в старом русле обнаружены эрозионные террасы, вырезанные в кампанских известняках верхнего мела, карстовые поноры со следами мощных струйных потоков, сформировавшиеся при возникновении значительных перепадов русла текущей по известнякам реки и образовавшихся в результате значительного подземного перетока.

Следует отметить, что в месте огибания древним руслом горы Лысой на высотах 300 – 400 метров над подножьем, нами совместно с галькой обнаружены многочисленные обломки необожженной керамики, свидетельствующей о наличии здесь древнего поселения, явно когда-то расположенного на террасе реки Подкумок. Керамика нами передана в Краевой музей.

Подобная ситуация с террасами реки Подкумок сложилась и на горе Машук, где левый борт речной долины лишен террас. Следы речной долины обнаружены на «горячем» склоне горы Машук, сложенном травертинами. Здесь в основании так называемой «армянской таррасы» над травертинами найдена липаритовая галька. Таким же «странным» образом исчезают террасы реки Суркуль у подножия горы Кинжал, хотя ниже и выше по течению их насчитывается до 6 – 7 и легко можно проследить их общие уровни. Кстати, на горе Кинжал также обнаружены следы древнего поселения, найдены чосеры (каменные топоры), – уникальная находка для Северного Кавказа, и опять – далеко и высоко от воды.

И это не единичные примеры подобного рода. Все они свидетельствуют о мощном локальном воздымании тел лакколитов в четвертичное время. Причина этого явления недостаточно ясна. Возможно, что воздымание связано с последней тектоно-магматической активизацией Эльбрусской тектонической линии (зоны глубинного разлома), отмеченной на Эльбрусе лавовыми извержениями, возраст последних из которых оценивается 5 – 2,5 тысячами лет. К этому времени следует отнести и последнее значительное воздымание гор-лакколитов, по крайней мере формирование их современного облика. Магматические ядра лакколитов находились в твердом состоянии, подходившая с глубины магма

выталкивала их к поверхности как пробки, местами разламывая и дробя, но на поверхность в большинстве случаев не вырывалась. Исключением может явиться гора Бештау, где найден образец настоящего обсидиана с типичной витрофильной структурой. Такое воздымание привело к появлению кольцевых и радиальных разломов, выявляемых при геологическом картировании, в том числе и нами.

О значительных вертикальных подвижках именно в консолидированном состоянии магматических тел, слагающих горы-лакколиты, говорят следующие факты: субвертикальное положение зеркал скольжения в трещинах, рассекающих магматические тела; заполнение крупных разломных зон остроугольными обломками липаритов с их последующей цементацией железистым цементом, явно более позднего гидротермального происхождения; отсутствие в современных контактах магматических ядер и вмещающих осадочных пород следов термально-контактовых изменений. Это может говорить о том, что магматические тела отрывались по зонам контактов и опередили вмещающие породы в своем воздымании. Из этого следует важнейший в практическом отношении вывод о том, что если зоны разломов, часто являющиеся рудоносными, также отрывались от своих продолжений, то с поисками этих продолжений можно связывать и перспективы рудоносности, поскольку обнаженные и приповерхностные их части уже известны и исследованы.

Настоящий горячий контакт магматических пород и верхнемеловых известняков находится в кровельной части Бештаугорского магматического диапира, где он в силу как раз кровельного положения воздымался вместе с магматическими породами. Здесь известняки мраморизованы, гнездами в них произошло выделение углистого вещества за счет термального разложения кальцита, а на самом контакте они целиком превращены в углисто-графитовую массу.

Мы считаем, что и современная гидротермальная активность района Кавказских Минеральных вод является следствием этих новейших тектоно-магматических событий. Свидетелями этого являются чрезвычайно высокий тепловой поток из недр Минераловодского выступа, многочисленные естественные источники горячих подземных вод, выносящие глубинные компоненты.

Таким образом, геоморфологические особенности гор-лакколитов, особенности их геологического строения, приведенные выше, свидетельствуют об их очень юном (послеледниковом) возрасте и соответственно молодой гидротермальной активности.

В практическом отношении следует обратить внимание на особенности строения гидротермальных жил, связанных с начальным этапом магматического внедрения, часть из которых может оказаться рудоносной. Продолжения этих жил в осадочных породах могли остаться в так называемых «цоколях» гор-лакколитов. Одновременно следует отметить, что поисково-разведочные работы на нефть и газ, широко проводимые в 60-е – 70-е годы прошлого столетия, вряд ли могли увенчаться успехом, особенно в южной и центральной частях Минераловодского выступа, учитывая время тектонической активизации и современную раскрытость недр. В этом отношении большего внимания заслуживает северное окончание Минераловодского выступа и его ближайшее окружение.

Работа выполнена в рамках проекта 2.1.1/3385 «Развитие научного потенциала высшей школы (2009-2010 годы).

Литература

1. *Сазонов И.Г., Гридин В.А., Дагаев Л.А. О* генезисе и времени формирования гор-лакколитов Пятигорья. // Сборник научных трудов СтГТУ. Серия «Нефть и газ». Выпуск I. Ставрополь, 1998. С. 45-49.
2. *Соболев Н.Д., Лебедев-Зиновьев А.А, Назарова А.С. и др.* Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных Вод. М: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1959. С. 148.

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ПАЛЕОРИФТОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Постников А.В., Постникова О.В.

РГУ нефти и газа им. И.М.Губкина

В различных регионах мира появляется все больше месторождений углеводородов, приуроченных к палеорифтовым системам. В этой связи особенности строения, заложения и эволюции этих структур вызывают значительный интерес как с научной, так и с практической точек зрения.

В пределах нефтегазоносных провинций древних платформ кристаллический фундамент и осадочный чехол, как правило, рассматриваются в качестве обособленных геологических объектов. Такой подход обоснован принципиально различным составом магматических и метаморфических образований фундамента и осадочных толщ чехла, степенью и характером их дислоцированности, длительным перерывом в формировании раннедокембрийских и фанерозойских комплексов.

В раннем протерозое в пределах Восточно-Европейской и Сибирской платформ сложилась земная кора континентального типа, определилась конфигурация крупных сегментов литосферы, различающихся по составу, структурной организации и разделенных шовными зонами

На рубеже 1,7-1,65 млрд. лет в пределах древних платформ произошла смена орогенного режима на рифтогенный, сопровождавшийся активными процессами растяжения. К этому этапу приурочено заложение таких крупных рифтовых систем как Иркинеево-Чадобецкая, Байкало-Вилюйская, Кемпендяйская, Ыгыаттинская Восточно-Сибирской и Средне-Русская, Рязано-Саратовская Восточно-Европейской платформ . В настоящее время глубокими скважинами доказано заполнение этих структур мощными толщами континентальных отложений и, в меньшей степени, вулканитов. В начале раннего рифея начинается собственно платформенный период развития Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Он может быть разделен на несколько стадий - авлакогенная, переходная и плитная.

Авлакогенная стадия по времени отвечает раннему и среднему рифею. Именно на этой стадии формируются основные черты разломно-блоковой структуры платформ, причем дизъюнктивная тектоника проявлялась весьма интенсивно, поскольку динамическим напряжениям подвергались жесткие кристаллические комплексы пород, что в условиях низкотемпературного эндогенного режима не приводило к перекристаллизации первичных минеральных ассоциаций.

Процессы минералообразования в раннедокембрийских комплексах были связаны с гипергенными и гидротермальными преобразованиями в зонах повышенной трещиноватости. Петрологические исследования пород фундамента показывают частую приуроченность таких зон различного ранга к границам разнородных комплексов пород, региональным и локальным (вплоть до породного уровня) зонам пластических деформаций. Развивающиеся нарушения и трещиноватость пород часто сохраняют пространственную ориентировку раннедокембрийских дислокаций, либо выступают в качестве зон повышенной концентрации разноориентированных трещин и локальных разломов. Нарушения более высокого ранга чаще в большей или меньшей степени сохраняют черты унаследованности, приобретая более четкие линейные формы.

В пределах Восточно-Европейской платформы помимо гидротермальных процессов эндогенное породообразование проявилось во внедрении небольших по мощности, но в ряде районов довольно многочисленных даек габбро-диабазов, типичных для трапповых комплексов древних платформ. Это свидетельствует о преобладании режима растяжения,

обеспечивающего поступление мантийных расплавов по зонам наибольшей проницаемости.

Аналогичные образования вскрываются и в пределах Сибирской платформы, но их идентификация среди пермо-триасовых траппов требует специальных исследований.

В тектоническом плане рифея выделяются положительные и отрицательные структурные элементы.

Положительные формы представляют собой обширные полигональные блоки, контуры которых определяются сетью наиболее крупных разломов, среди которых основную роль играют линейные элементы, относящиеся к диагональной или ортогональной системам. Блоки сложены дорифейскими образованиями, выведенными на поверхность в процессе денудации. Глубина эрозионного среза различна, но как правило превышала несколько километров, что обеспечивало выведение на поверхность образований амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма.

Денудационные процессы, начавшиеся, по-видимому, для некоторых блоков еще в раннем протерозое, были наиболее интенсивными именно на авлакогенной стадии развития, а в последующие периоды геологической истории играли менее значительную роль. Это подтверждается тем, что вещественный состав различных частей крупных блоков, перекрытых осадками разного возраста (рифейскими, вендскими, палеозойскими) или обнаженными на современной дневной поверхности, часто существенно не различается по уровню денудационного среза.

Значительная тектоническая нарушенность, гетерогенный характер денудационной поверхности, интенсивный трапповый магматизм, гидротермальная активность позволяют рассматривать положительные структуры не в качестве стабильных блоков, а как элементы, испытывающие преимущественное воздымание, иногда унаследованное от раннепротерозойского этапа.

Анализ раннедокембрийской структуры современной поверхности фундамента Восточно-Европейской платформы позволяет оценить характер перемещений отдельных блоков. Показательно, что в пределах крупных геоблоков структурные формы архея и раннего протерозоя прослеживаются на значительном расстоянии без существенных сдвиговых нарушений. Это свидетельствует в пользу предположения о преимущественно субвертикальном движении блоков. Наблюдаемые торцовые сочленения складчатых структур в зонах разломов объясняются в этой связи различным уровнем среза (либо надвигами предшествующих раннедокембрийских этапов?). Даже по наиболее крупным возможным сдвигам смещение, по-видимому, не превышало первых десятков километров. Сдвиговыми дислокациями существенно не нарушены контуры рифейских авлакогенов, крупных сегментов, платформы в целом. Сравнение состава и раннедокембрийской структуры блоков позволяет не только разделить их, но и определить контуры геоблоков высокого ранга, осложненных разрывными нарушениями.

Для внутренних частей платформы характерно заложение в режиме растяжения линейных форм, связанных с протяженными зонами разломов, относящихся к одной из взаимно-ортогональных систем (? или трансконтинентальных). Многие структуры имеют дискретный характер. При этом в единую систему объединяются несколько обособленных прогибов, что в целом типично для зон разломов высокого порядка, в которую входят многочисленные нарушения более низких рангов.

Общая площадь, на которой происходили процессы осадконакопления во внутренних частях платформы, уступает площади положительных структурных элементов. Все прогибы выполнены преимущественно красноцветными грубообломочными субконтинентальными аркозовыми отложениями, общая мощность которых достигает 2000 м в пределах

Восточно-Европейской платформы, и 10000-12000 на Сибирской платформе.

Источниками сноса служили приподнятые блоки фундамента, что нашло отражение в аркозовом составе осадков. Заслуживают интереса данные о “перевернутом” составе обломков в рифейских разрезах по отношению к окружающим блокам. В частности в нижних частях разрезов рифея Волго-Уральского сегмента и в позднерифейских образованиях Иркинеево-Чадобецкого рифта часто встречаются обломки слабо метаморфизованных сланцев, слагавших метаосадочные толщи, уничтоженные денудацией и редко встречающиеся на современной поверхности фундамента.

В настоящее время наиболее погруженные части авлакогенов не вскрыты бурением, но анализ состава фундамента в основании структур менее глубокого заложения показывает, что в пределах Восточно-Европейской платформы непосредственного перерастания раннепротерозойских прогибов в рифейские не наблюдается. Поэтому связь авлакогенов с дорифейскими структурами опосредована процессами перестройки тектонических планов, перерождением пликативных форм в разломно-блоковые.

Унаследованность заложения крупнейших авлакогенов проявилась в их приуроченности к шовным зонам, сложившимся в раннем протерозое и разделяющим крупнейшие геоблоки фундамента.

Наибольшая площадь распространения отложений раннего-среднего рифея достигается в пределах окраинно-континентальных рифтовых систем, таких как Касско-Канская и Приуральская. В отличие от крупных авлакогенов, приуроченных к шовным зонам, отрицательные тектонические элементы, выделяющиеся во внутренних частях отдельных сегментов, связаны с разломными зонами более низких порядков различной степени унаследованности. Представляются закономерными в этой связи их более узкие формы, меньшая мощность отложений. Расширение и увеличение глубины прогибания отмечается для структур, соединяющихся с авлакогенами и перикратонными впадинами.

Таким образом, прослеживается тесная связь отрицательных тектонических элементов авлакогенной стадии развития платформы определенного ранга со структурными элементами соответствующего ранга. В конце стадии отмечается определенная стабилизация фиксирующаяся по накоплению толщ карбонатов в различных структурно-фациальных зонах.

Заключительные этапы авлакогенной стадии протекают различно для разных древних платформ, что особенно ярко проявилось в смене режимов растяжения интенсивным сжатием, наиболее ярко проявленным в пределах Иркинеево-Чадобецкого рифта Сибирской платформы.

Переходная стадия (поздний рифей - ранний венд) отвечает новому тектоно-седиментационному циклу. В этот период после некоторого перерыва происходит определенная перестройка тектонического плана не в полной мере наследующего раннерифейский. Крупные авлакогены, связанные с шовными зонами перерождаются в протяженные прогибы, а грабенообразные прогибы внутренних частей сегментов вырождаются. Таким образом, осуществляется переход от преимущественно блоковой тектоники, контролируемой линейными системами разломов, к менее дифференцированным формам более свойственным платформенному режиму.

Смена тектонических режимов отчетливо проявляется в отложениях тасеевской серии Иркинеево-Чадобецкого рифта Сибирской платформы. Для этих отложений, имеющих континентальную аллювиально-дельтовую фациальную принадлежность, в отличие от подстилающих их пород, со складчатыми формами залегания, характерна незначительная степень дислоцированности.

С наибольшей полнотой такой тип тектогенеза осуществился уже на плитной

стадии развития, отвечающей верхнему венду, отложения которого на Сибирской платформе залегают плащеобразно. На Восточно-Европейской платформе эти отложения приурочены к обширным впадинам и обрамляют изометричные и приподнятые блоки фундамента. Установленная смена различной тектонической активности двух типов разломно-блоковых структур на начальных и заключительных стадиях крупных тектонических циклов представляется общей закономерностью, которая определяется характером мантийных процессов и прослеживающейся и на более поздних этапах развития платформ.

Закономерности формирования палеорифтовых систем, состав и строение толщ выполнения определили характер, связанных с ними нефтегазоносных комплексов, природных резервуаров и типов пород-коллекторов. В этой связи представляется закономерным открытие крупных нефтяных и газовых месторождений в пределах палеорифтовых систем и примыкающих к ним территорий Сибирской платформы, где значительно больше объём осадочных комплексов, развиты мощные нефтематеринские толщи и широко представлены различные типы пород-коллекторов. Благоприятным фактором для высоких перспектив нефтегазоносности рифей-вендского комплекса Сибирской платформы является отсутствие существенного предкембрийского перерыва осадконакопления и наличие региональной соленосной покрышки в перекрывающих отложениях осадочного чехла.

ПРОТРУЗИВНО-РАЗЛОМНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ЗОН ВНУТРИПЛИТНОЙ АКТИВИЗАЦИИ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.

Геологический институт РАН, Москва, Россия
(prz4@yandex.ru)

Введение

Проведенные в Гоби-Алтайской и Заалтайской структурных зонах Южной Монголии полевые исследования показали, что в пределах этого региона для зон внутриплитных деформаций (заложившихся вдоль крупных разломов и определяющих региональную блоковую структуру плитного этапа) характерны не только хрупкие, но и сингенетичные им пластические деформации. В пределах Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПП) ранее уже отмечались протрузивные взаимоотношения разновозрастных гранитоидных массивов фундамента с вышележащим осадочным чехлом [1, 2, 3]. Предполагается, что предпосылкой объемных реидных деформаций гранитов и гранитоидов щелочного ряда служила дезинтеграция данных пород в результате целого ряда процессов, важнейшим из которых являлась декомпрессия при подъеме к поверхности на плитной стадии тектогенеза [1]. Были рассмотрены особенности дезинтеграции гранитоидов в близповерхностных и глубинных условиях, проблемы определения возраста этих структур, тектонические и литологические признаки протрузивной эксгумации массивов [3]. В представленной работе впервые детально описаны тектонические парагенезы, включающие разломные, потрузивные и складчатые структуры, сформировавшиеся в пределах зон внутриплитной активизации на участках совместных деформаций комплексов пород фундамента и осадочного чехла.

Тектоническое положение и региональные структуры

Плитный этап развития для южной части ЦАПП, включающего герцинские и каледонские складчатые зоны [5], окончательно установился в конце пермского периода и проявился в формировании мезозойско-кайнозойского платформенного чехла, сложенного

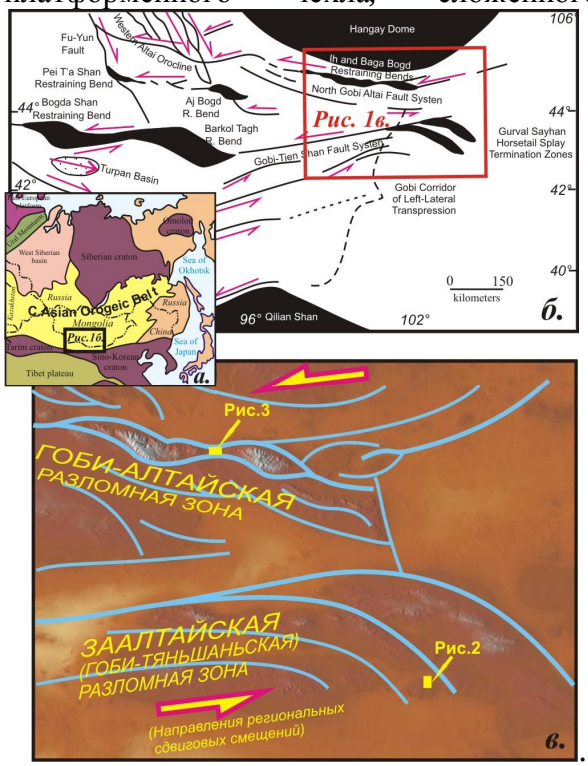


Рис.1. Положение участков работ и кинематика региональных разломных зон.
а – по *Jahn & al,2000*; б- по *Cunningham & al, 1996;* в- карта рельефа и система активных разломов.

неметаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными толщами. Тектоническая и литолого-формационная история этого периода определялась активностью крупных широтных разломов, наследующих шовные структуры более раннего заложения. Активизация разломных зон происходила неоднократно в изменяющейся динамической обстановке, что нашло отражение, в частности, в сейсмической активности и в формировании современного рельефа, структурных несогласиях и положении конседиментационных прогибов и поднятий. Для большей части Южной Монголии на поздних фазах активизации, определены левосторонние смещения по широтным разломам в условиях

транспрессии (рис. 1б, в) [4]. Для обширной территории к югу от Хангайского блока, аналогичную кинематику смещений по разломам Гоби-Алтая и Заалтайской зоны (с вариациями условий транспрессии и транстенсии), можно предполагать для всего периода тектогенеза плитного этапа. Это проявляется в конфигурации локальных конседиментационных прогибов мезозоя, имеющих широтное или северо-восточное простирание, и разделяющих их гребневидных поднятиях-горстах северо-западной ориентировки.

Для детального изучения тектонических парагенезов, сформировавшихся на плитной стадии, были выбраны умеренно эродированные участки в пределах двух зон внутриплитной активизации: «Танынский» в Гоби-Алтае и «Дзурамтайский» в Заалтайской зоне (рис. 1с). На этих хорошо обнаженных участках метаморфический фундамент разнороден по составу пород, включает разновозрастные гранитоиды и интенсивно деформирован совместно с перекрывающим его осадочным чехлом.

Участок «Танын»

На данном участке Гоби-Алтайской зоны активизации палеозойский фундамент обнажается в ядрах узких гребневидных антиклиналей. К северу и к югу от разломной зоны осадочный чехол залегает субгоризонтально или полого наклонен к центру впадин. В районе выходов палеозоя осадочные толщи деформированы совместно с метаморфическим фундаментом, образуя неправильной формы мульды и крутопадающие моноклинали, ограничивающие положительные морфоструктуры – вытянутые или изометричные (рис.2). Палеозойский фундамент представлен серицитовыми сланцами и метаморфизованными вулканитами среднего и кислого состава, ранне-пермскими лейкогранитами, а также включает блоки позднедокембрийских мраморов и порфировидныгх гранитов. На фундаменте с резким угловым несогласием залегают осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы мезозойского-кайнозойского чехла - неметаморфизованные, но в разной степени деформированные. Наиболее деформирована толща J_{1-2}, представленная трахиандезитами с прослоями конгломератов и песчаников. Она залегает в широтном троге на северо-западе участка и образует крупные открытые складки с пологими шарнирами. Выше с угловым несогласием на андезитах, а чаще непосредственно на фундаменте залегают вулканогенно-осадочные и осадочные отложения $J_3–K_1$. Деформации в этом комплексе носят блоковый характер, усложняясь вблизи активизированных разломов и протрузивных структур (см. ниже). Здесь отмечены субвертикальные и опрокинутые залегания. Завершается разрез чехла полого залегающими (с угловым несогласием) отложениями верхнего мела и палеогена.

Деформации осадочного чехла обусловлены движениями по системе субширотных левых сдвигов. Смещения устанавливаются по подворотам пластов и зеркалам скольжения. Подвижки связаны с активизацией палеозойских структур, и основные их фазы завершились, по-видимому, до формирования бронирующего горизонта конгломератов K_2 -Pg. Но в неоген- четвертичное время они снова активизировались, что нашло отражение в современной морфоструктуре и сейсмичности. Можно выделить два главных разлома субширотного простирания - северный (граница с депрессиией Долины Озер) и южный, который условно трассируется по южной границе выходов гранитоидов. Эти региональные взбросо-сдвиги ограничивают единую транспрессивную шовную «горстовую» зону, или зону концентрированных деформаций типа «структуры цветка» (flower structures) или «пальмового дерева» (palm-tree structure). На данном субширотном участке этой зоны транспрессивные структуры не столь масштабны, как на соседних участках, в горстах Их-Богд и Бага-Богд, где они имеют северо-западные простирания. Этим определяется форма локальных структур: чередующиеся синклинали неправильной формы и гребневидные приразломные антиформы, часто ориентированные косо к главному широтному простиранию зоны. Для

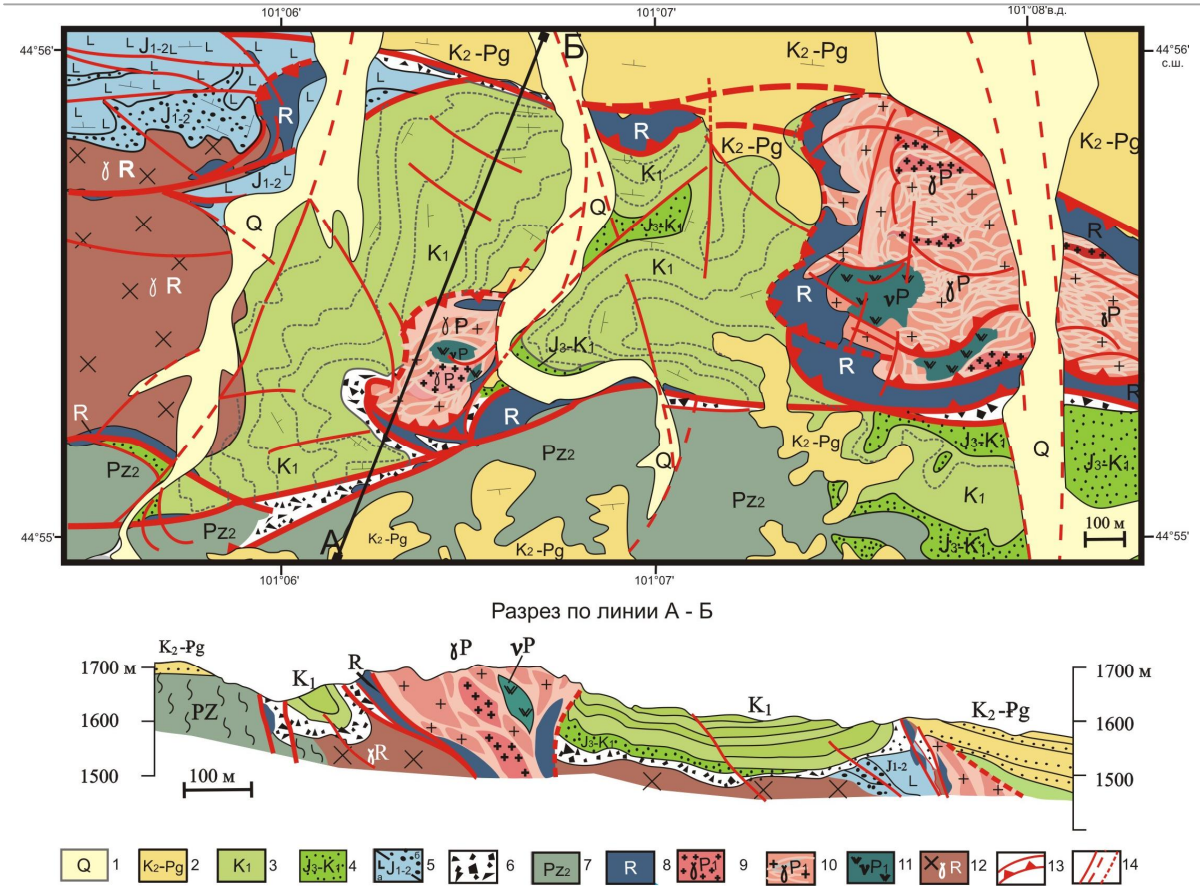


Рис. 2. Геологическаясхема и разрез участка «Танын».

1 – современные отложения; 2 - конгломераты, песчаники (K2- Pg); 3 – терригенно-карбонатные отложения (K1); 4 – красноцветные вулканогенно-осадочные отложения (J3- K1); 5 –вулканиты (а) и терригенные грубообломочныеотложения (б) (J1-2); 6 – разновозрастные хаотические комплексы тектоничекого и тектоно-гравитационного типов; 7 - метавулканиты и сланцы (PZ2); 8 - мрамора (R); 9 - лейкограниты (P1); 10- те же лейкограниты дезинтегрированные; 11 - основные интрузии (P1); 12 - порфировидные граниты (R); 13 - главные разломы; 14 –прочие разломы и протрузивные контакты.

разломов характерны зоны милонитизации и меланжа. Почти повсеместно они маркированы «обдавленными» глыбами и линзами катаклазированных мраморов. Линзы мраморов, которые часто шире зоны меланжа, не обнаруживают связи с близлежащими комплексами, что предполагает их значительное тектоническое перемещение по простиранию зоны или выжимание снизу.

Особое структурное положение имеют массивы нижнепермских лейкогранитов, которые образуют куполовидные и грибообразные положительные морфоструктуры (округлые или вытянутые в плане) протрузивно прорывают породы чехла или деформируют их в сложные складки. С гранитами ассоциируют мраморы, которые, помимо упомянутых линзовидных структур, образуют сложные карбонатно-гранитные коллажи. По-видимому, происходила совместная, протрузия этих пород, имеющих пониженную вязкость (вследствие грануляции и катаклаза). Граниты практически полностью катаклазированы и превращены в кварцево-карбонатные брекчии и кластиты. В краевых частях западного массива дезинтегрированные граниты в ассоциации с мраморами «пластично» надвинуты на нижнемеловые терригенно-карбонатные отложения, сминая их в асимметричную лежачую складку. Северный контакт этого тела секущий, протрузивный.

Строение лейкогранитных массивов определяется наличием многочисленных извилистых зон брекчирования, которые образуют закономерный линзовидно-петельчатый рисунок. В центральных частях линз находятся наименее измененные граниты, а периферические зоны представлены полностью дезинтегрированными разностями. Размер линз 10-30 м, иногда до 100 м по длинной

оси, мощность 5-10 м. Линзы вытянуты в соответствии с удлинением гранитных массивов. Ширина зон дезинтеграции и карбонатной проработки 0.5 - 2.0 м. Переход от исходных пород к дезинтегрированным постепенный и включает фазы трещиноватости, катаклаза и брекчирования (на минеральном уровне) вплоть до образования тонко раскристаллизованного матрикса, состав которого, по-видимому, близок составу исходных гранитов, но имеет повышенное содержание кварца. Иногда в матриксе (который по аналогии с ранее изученными аркозовыми кластитами [3] может быть назван «микрокластитом») не обнаруживается фрагментов «гранитных» минералов. Процессы брекчирования наиболее активно протекают по границам линзовидных фрагментов, и именно по этим границам осуществляются множественные рассредоточенные подвижки - квазипластическое течение гранитов. Эффект деформации, вероятно, усилен благодаря карбонатизации породы и синдеформационной минеральной перекристаллизации кальцита и кварца.

Дзурамтайский участок

Структуры пластических деформаций хорошо выражены в периферической части Дзурамтайского гранитоидного массива, расположенного в одноименном.

выступе герцинского фундамента. Граниты (C_{2-3}) и залегающие выше осадочные толщи (J_1-Ki) совместно деформированы и образуют многочисленные куполообразные или гребневидные структуры (рис. 3). Размер этих морфоструктур, осложняющих кровлю гранитного купола, достигает десятков метров. «Складчатые» формы кровли гранитов, вышележащего осадочного чехла являются результатом квазипластического течения гранитоидов, реализуемого за счет многочисленных хрупких смещений на микро-, мезо- и макроуровнях. Как и на Танынском

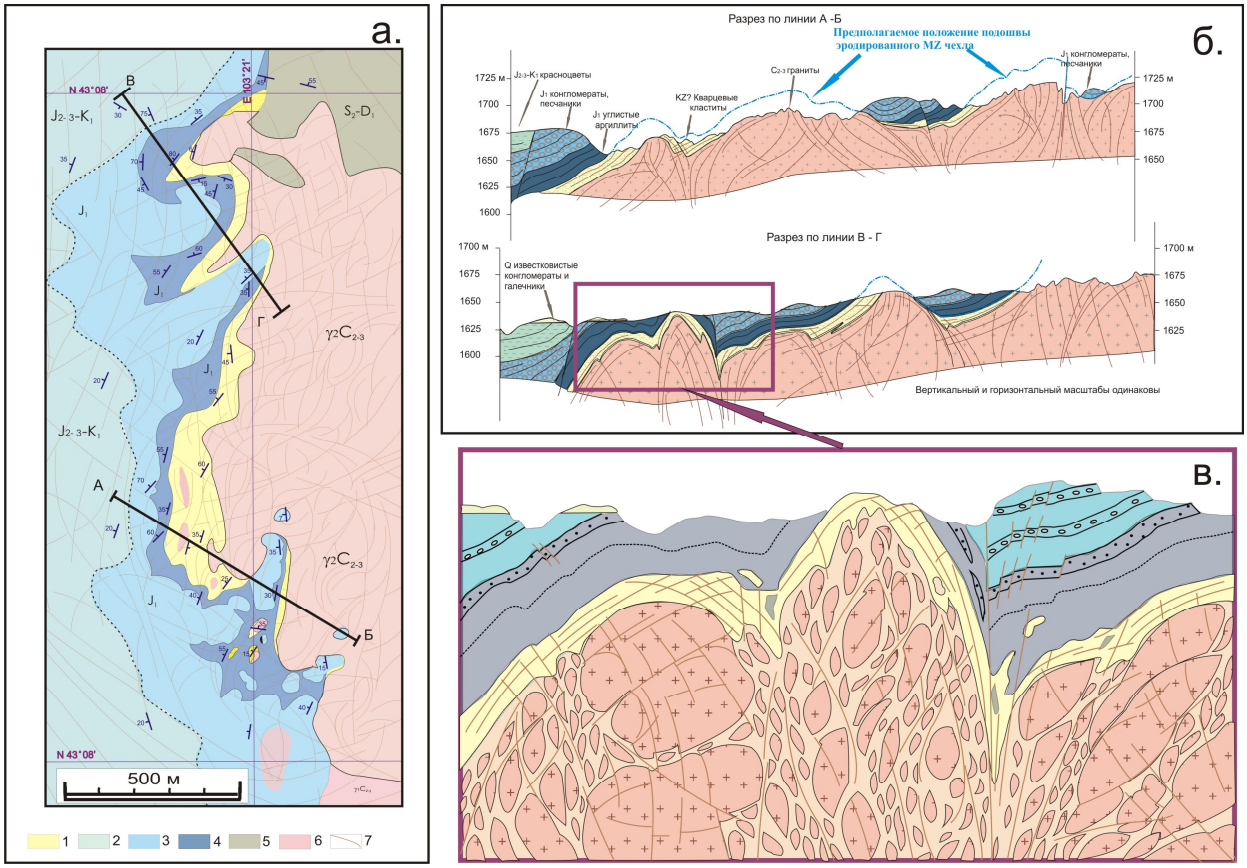


Рис. 3. Геологическая схема северо-западной части Дзурамтайского гранитоидного массива (а), разрезы (б) и принципиальная модель фрагментации гранитов (в).

1- аркозовые кластиты; 2 –пестроцветная толща (J_3-K_1); 3 – 4 углисто-терригенная толща (J_1): конгломераты и песчаники (3) и углистые алевролиты (4); 5 –сланцы и метавулканиты (S_2-D_1); 6 –граниты (C_{2-3}); 7 - трещины.

участке, в процессе деформации граниты разобщаются на блоки линзовидной или округлой формы (рис.3в).

Деформация проявилась по всему объему массива, но в наибольшей степени - по его периферии, центральная часть деформирована относительно слабо. При этом массив в виде штока-купола поднимался к поверхности, приподнимая и прорывая окружающие массив метаморфические комплексы и плитный чехол. Время выхода массива на дневную поверхность - неоген-квартер, о чем свидетельствует появление продуктов размыва гранитов только в отложениях этого возраста и высокое современное гипсометрическое положение положение рыхлых гранитов.

Обсуждение результатов

Описанные парагенезы разломных, складчатых и протрузивных структур, сформировавшиеся в приповерхностных условиях на относительно «спокойной» плитной стадии тектогенеза, не укладываются в привычные представления об относительно хрупких деформаций в породах метаморфического фундамента и осадочного чехла в процессе тектонической активизации. При рассмотрении на региональном уровне структура имеет очевидно блоковый характер, тектонические движения концентрируются в пределах относительно узких зон вдоль главнейших разломов и в соответствии с региональным полем палеонапряжений. Тем не менее, строение подобных зон внутриплитной активизации (зон концентрации деформаций) в кристаллическом фундаменте выходит за рамки «приразломных» структур и требует специального изучения. Существенное значение имеет реология пород фундамента, которая могла изменяться в результате самих тектонических подвижек. Формированию протрузивных структур предшествовал объемный катаклаз пород определенного состава (гранитов, мраморов), что создало условия проявления реидных (квазипластических) деформаций в значительных объемах этих пород. Как видно на приведенных примерах, реидные деформации проявляются внутри всего массива пород, или ими затронуты лишь части крупных тел, например периферические зоны (как это отмечено в Дзурамтайском гранитоидном массиве). Возникая в пределах поднимающихся к поверхности блоков (транспрессивных структур, ограниченных взбросами и надвигами) протрузии выходилм за контуры горстов и, вероятно, могли занимать позицию локальных структур растяжения, поперечных транспрессивным. В какой-то мере эта тенденция проявляется на участке Танын.

Фрагментация на линзовидно-обособленные блоки (ромбоэдры) является обычной реакцией горных пород на сдвиговые перемещения и типична для зон сдвигового течения, что обосновывается положениями мезомеханики. Можно предполагать, что и при объемной квазипластической деформации ромбоэдры-линзы являются наиболее устойчивыми и энергетически обусловленными структурами перемещения пород, а возникающие при этом тектонические коллажи пород могут рассматриваться в качестве хаотических комплексов особого типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 9 (проект «Структуры и тектоническая эволюция платформ и подвижных поясов на стадиях формирования чехла и внутриплитной активизации») и проекта РФФИ № 10-05-00852.

Литература

1. *Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С.* Системы плитчатой отдельности и трещиноватость в мезозойских гранитоидных массивах Центральной Монголии //Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Том I. – М.: ГЕОС, 2010. С. 401-405.
2. *Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитны массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника 2008. № 2. С. 3-31.
3. *Цеховский Ю.Г. и др.* Псевдоосадочные обломочные породы массива Дзурамтай (Южная Монголия) //Литология и полез. Ископаемые. 2009. № 3. С. 312-328.
4. *Cunningham W.D. & al.* Late Cenozoic transpression in southwestern Mongolia and the Gobi Altai -Tien Shan connection. Earth and Planetary Science Letters. 140. 1996. 67-82.
5. *Jahn B.M., Wu F.* & *Chen B.* Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 91. 2000. 181-93.

РЯДЫ ТЕКТОНОФАЦИЙ В СТРОЕНИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Карпенко И.В., Приходченко Е.Е.

Украинский государственный геологоразведочный институт, Киев, Украина
(alenaprihodchenko@ukr.net)

Введение

В развитии геодинамической теории В.Е. Хаин не придерживался крайних геосинклинальных или плейттектонических позиций, а стремился к созданию, условно говоря, «синтетической» модели динамики Земли, которая вобрала бы в себя все лучшее, что присутствует в каждой из названых гипотез [4,5]. В таком же направлении ниже рассматривается развитие тектоники континентальных окраин.

В тектонике литосферных плит с помощью цикла Вильсона описывается процесс раскрытия и закрытия океанов в геологической истории Земли. Считается, что по окончанию цикла образованная на протяжении дивергентного этапа океаническая кора практически полностью уничтожается в процессе субдукции на конвергентном и коллизионном этапах. Что касается континентальной окраины, то на протяжении цикла она постоянно видоизменяется – образуются вулканические и невулканические островные дуги, задуговые и переддуговые осадочные бассейны, орогены. На протяжении следующего цикла образованная континентальная окраина снова полностью переформируется и от нее в строении новообразованной окраины остаются только отдельные останцы коры предыдущего океана – офиолиты.

Но как показывает изучение континентальных окраин, полного уничтожения предыдущей континентальной окраины не происходит. Всегда остается определенный и часто довольно значительный элемент новообразовавшейся континентальной коры, которая латерально наращивает континентальную плиту. Она закономерно видоизменяется в процессе дальнейших преобразований, проходя тем самым последовательно во времени состояния, которые можно назвать вертикальным рядом тектоностадий (Т-стадий) для данной континентальной окраины. Соответственно, латеральная последовательность образованных континентальных окраин, которые аккрекционно наращивают одна другую, в конечном счете, увеличивая площадь континентальной плиты, называется горизонтальным рядом континентальных окраин, или же Т-стадий.

Подтверждением сделанного вывода является омоложение возраста кристаллической коры континентальных окраин от центральных частей континентальных плит (щитов) в сторону их периферий. То есть, в действительности континентальная окраина формируется посредством приращения все более молодых окраинных кор, которые последовательно проходят стадии своего развития от океанической коры через субокеаническую, субконтинентальную до, собственно, континентальной. Такая временная последовательность изменения состояний для каждой отдельной окраины и рассматривается как вертикальный ряд Т-стадий, а латеральная последовательность состояний таких разновозрастных окраин составляет горизонтальный ряд Т-стадий.

Собственно, особенности строения и направление изменения Т-стадий в вертикальном и горизонтальном рядах континентальных окраин и является основной тектонической закономерностью, которая подлежит изучению. Ею определяются типы существующих осадочных нефтегазоперспективных бассейнов, осадочных комплексов и отдельных объектов, которые рассматриваются в качестве ловушек углеводородов или других полезных ископаемых. Первый вопрос, который возникает в сформулированной проблеме, – чем вызвано последовательное изменение Т-стадий в цикле Вильсона.

1. Обоснование длительности тектонических стадий цикла Вильсона и их связи со складчатостями.

В геологической практике наибольшего распространения приобрели складчатости с названиями альпийской, герцинской, каледонской и байкальской орогений. В геосинклинальной теории считается, что первые три складчатости (альпийская, герцинская и каледонская) имеют протяженности в 180-200 млн. лет каждая, тогда как для байкальской временная длительность не определяется. В мобилистской теории складчатостям, как составляющим непрерывной эволюции неуничтожимой части континентальной окраины, уделяется меньшее внимания.

В тектонике рядов тектоностадий каждой стадии соответствует часть сформированной на протяжении ее континентальной окраины, которая впоследствии при раскрытии следующей океанической системы частично уничтожается, а часть, что осталась, претерпевает дальнейшие преобразования. Выделение Т-стадий базировалось на следующих основных положениях: 1) о том, что всплески рифтообразования совпадают с границами Т-стадий; 2) что смена одной стадии другой связана с периодической ортогональной сменой оси собственного вращения Земли, а эта смена синхронизируется переменным гравитационным полем Вселенной с частотной составляющей примерно 400 млн. лет, определяемой особенностями дискретного строения Вселенной; каждый полупериод этой составляющей и определяет протяженность Т-стадий и, соответственно, периодичность раскрытия океанических систем Земли; 3) об увеличении длительности Т-стадии с течением геологического времени, в свою очередь, определяемом расширением Вселенной [2]. Согласно работе [1] всплески проявления континентального рифтогенеза зафиксированы: 1) между ранним и поздним вендом; 2) в начале девона; 3) в начале юры. В геологическом времени – это приблизительно – 590, - 386 и – 178 млн. лет назад [6]. Согласно приведенным данным средняя продолжительность стадии в фанерозое равняется (590 - 178)/2=206(млн.лет). Результаты определе - ния времени начала каждой Т-стадии, ее продолжительности и геологического возраста представлены на рис. 1 [3].

Т-стадии			Название складчатости относящейся к Т-стадии
Начало, млн.лет	Продолжитель-ность,млн. лет	Геологический возраст	
32.5			
	210.50	Средняя Юра-Четвертичная	Альпийская
-178.00			
	207.75	Поздний Девон-Ранняя Юра	Герцинская
-385.75			
	205.00	Кембрий-Средний Девон	Каледонская
-590.75			
	202.25	Поздний Неопротерозой	Байкальская
-793.00			
	199.50	Ранний Неопротерозой	Гренвильская
-992.50			
	196.75	Поздний Мезопротерозой	Свеконорвежская
-1189.25			
	194.00	Средний Мезопротерозой	Готская
-1383.25			
	191.25	Ранний Мезопротерозой	Свекофенская
-1574.50			
	188.55	Поздний Палеопротерозой-2	Позднекарельская
-1763.00			
	185.75	Поздний Палеопротерозой-1	Раннекарельская
-1948.75			
	183.00	Средний Палеопротерозой	Эбурнейская
-2131.75			

Рис. 1. Тектонические (Т) стадии и их соответствие складчатостям Западной Европы.

Поскольку каждая стадия содержит две подстадии – геосинклинальную и орогенную, то складчатости (орогении) должны отвечать второй половине временного интервала стадии. Но в данном случае важным является то, что количество определенных стадий и количество складчатостей совпадают, особенно для последних 1500 млн.лет, где точность установления как тех так и других намного выше. Это свидетельствует в пользу достоверности полученного ряда Т-стадий. Этот ряд является основной временной закономерностью в теории рядов тектоностадий.

2. Цикл Вильсона и модель эволюции континентальной окраины.

Циклом Вильсона обычно описывается история раскрытия и закрытия океанических систем. В тектонике рядов

понятие цикла Вильсона понимается более расширенно и распространяется на геологическую историю формирования континентальной окраины – как материальное свидетельство процесса, остающееся после раскрытия и закрытия океана.

Краткое содержание этапов шестистадийного, а с пенепленизацией – семистадийного цикла Вильсона представлено на рис. 2. Считается, что для любой составляющей (члена горизонтального ряда тектонофаций) континентальной окраины за временной промежуток цикла Вильсона примерно в 1200 млн.лет происходят три этапа цикла Вильсона – дивергентный, конвергентный и коллизионный. Каждый этап цикла Вильсона состоит из двух стадий: 1) дивергентный этап – из стадий зарождения и раскрытия нового океана; 2) конвергентный – из стадий сокращения океанической впадины и термального погружения ее территории; 3) коллизионный – из стадий инверсии и надвига.

Орогении приурочены к трем стадиям – начального сокращения океанической впадины (I орогения), инверсии (II орогения) и надвига (III орогения). Каждая стадия характеризуется своим типом коры. На стадии раскрытия океана образуется океанический тип коры в районе зоны спрединга и собственно океана, а вблизи континента –субокеанический. В процессе закрытия океана формируется кора субконтинентального типа, в состав которой кроме переработанной и облегченной субокеанической коры входит и осадочный материал преддуговых и, особенно, задуговых бассейнов. На протяжении последующих Т-стадий происходит постепенное формирование коры континентального типа. В дальнейшем происходит пенепленизация – как завершающий этап формирования континентальной окраины и коры континентальных платформ.

Модель эволюции литосферы (Хаин, 2001)		Рассматриваемая модель эволюции			
Геосинклинальная	Плейттектоническая, «Цикл Вильсона»	Этап цикла Вильсона	Субэтап (стадия), время (млн.лет)	Направление движения коромантийного вещества под континентальной окраиной	Содержание стадий
Внутриматериковое поднятие	Раскол материка	Дивергентный	0 Зарождение нового океана		Внутриматериковое поднятие, раскол материка, образование внутриконтинентальной субширотной рифтовой системы
Геосинклинальная стадия	Развитие молодой океанической впадины, которая заполняется осадками, а также континентального склона и подножья молодого океана	Дивергентный	200 Раскрытие нового океана		Раскрытие океана. Образование **океанической** коры. Формирование молодой **субокеанической** коры на месте новой континентальной окраины
Геосинклинальная стадия	Развитие молодой океанической впадины, которая заполняется осадками, а также континентального склона и подножья молодого океана	Конвергентный	400 Начальная стадия сокращения океанической впадины, раскрытие задуговых бассейнов, I орогения		Закрытие океана. Формирование системы задуговых бассейнов и **субконтинентальной** коры
Геосинклинальная стадия	Начальная стадия сокрощения океанической впадины и образование островных дуг	Конвергентный	600 Стадия термального погружения		Охлаждение и опускание мантийного диапира на месте закрывшегося океана. Образование мощных толщ осадочных бассейнов.
Частичная инверсия	Полное закрытие на некоторых участках океанической впадины, столкновение между собой двух континентальных окраин и формирование горно-складчатого пояса	Коллизионный	800 Частичная инверсия, II орогения		Подъем территории «термальных» осадочных бассейнов вследствие растворения в гарячей мантии нижней тяжелой части погрузившегося в нее холодного корового вещества.
Полная инверсия	Полное закрытие на некоторых участках океанической впадины, столкновение между собой двух континентальных окраин и формирование горно-складчатого пояса	Коллизионный	1000 Полная инверсия и надвиг, III орогения		Надвиг инвертованной части коры на периферийные участки континентальных окраин и формирование новой **континентальной** коры.
Пенепленизация горно-складчатого сооружения, переход к платформенному этапу		Пенепленизация горно-складчатого сооружения, переход к платформенному этапу	1200		Пенепленизация горно-складчатого сооружения, переход к платформенному этапу

Рис. 2. Сравнение различных моделей континентальной окраины.

Каждая следующая стадия является следствием процессов, которые происходили на протяжении предыдущих стадий (вертикальный ряд тектоностадий) и происходят на континентальной окраине в данный момент (горизонтальный ряд тектоностадий).

3. Горизонтальные и вертикальные ряды Т-стадий.

Особенности формирования континен - тальной окраины продемонстрируем на примере южной окраины Восточноевропей - ской плиты. (рис.3). Эпюрами на рисунке

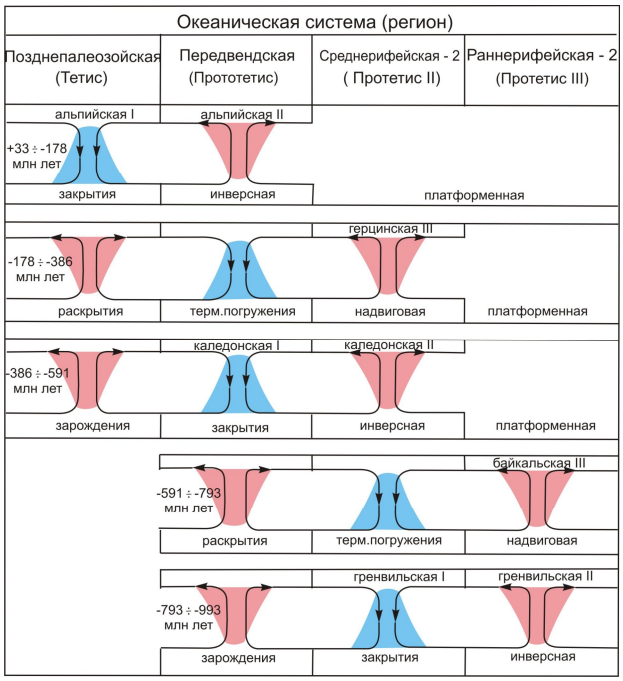


Рис.3. Горизонтальные и вертикальные ряды.

показаны направления перетока коромантийного вещества в конвекционных ячейках, а подписями - названия стадий тектонического развития и названия складчатостей (орогений). Типы орогений: I - орогения конвергентного этапа (стадии закрытия) палеоокеана; II - орогения инверсной стадии, а III - надвиговой стадии коллизиционного этапа формирования континентальной окраины. Слева на рисунке показано геологическое время существования данного латерального ряда тектоностадий. Эволюции палеоокеана Тетис соответствует формирование Скифской континенталь - ной окраины, Прототетиса - Протоскифской (Складчатый Донбасс - Кряж Карпинского), палеоокеана Прототетис II - формирование Протоскифской II континентальной окраины и т.д.

Зарождение Тетиса, как внутриконтинентального моря подобного современному Красному морю, состоялось в раннем палеозое (591 ÷ 386 млн лет назад), а раскрытие Тетиса в полноценный океан (подобного современному Атлантическому) происходило в позднем палеозое-ранний юре (386÷178 млн лет). В это время сформировалась океаническая кора Тетиса и ее субокеанический подтип возле окраин Лавразии и Гондваны, которые расходились при раскрытии Тетиса. Начиная со средней юры, Тетис закрывается с образованием субконтинентальной коры, орогенов Крыма и Большого Кавказа, преддуговых и задуговых осадочных бассейнов.

Другой пример касается Прототетиса, от которого в пределах южной континентальной окраины Восточноевро - пейской плиты остались территории Донбасса и Кряжа Карпинского. Как внутриконтинентальный рифт Прототетис зародился в верхнерифейское время (993÷793), раскрылся - между рифеем и вендом (793÷591), т.е. этим временем датируется возраст образовавшейся океанической и субокеанической коры Прототетиса. В венде и раннем палеозое (591÷386) произошло закрытие Прототетиса с образованием системы преддуговых и задуговых осадочных бассейнов. Во временном промежутке позднего палеозоя - ранней юры (386÷178) территория Прототетиса претерпела термальное погружение с образованием мощной осадочной толщи каменноугольного возраста. Начиная со средней юры (178 млн лет) континентальная окраина, образованная на месте Прототетиса, находится на стадии инверсии.

Горизонтальные ряды тектоностадий выглядят следующим образом. В настоящее время Тетис находится на стадии закрытия, окраина Прототетиса – инверсии. В позднем палеозое-ранней юре Тетис раскрывался, окраина Прототетиса находилсась на стадии термального погружения, а ее предшественница - окраина Прототетиса II - на стадии надвига. Еще раньше - в венде-раннем палеозое горизонтальный ряд тектоностадий имел следующий вид: Тетис зарождался, Прототетис закрывался, а окраина Прототетиса II инвертировала.

Согласно рассматриваемой схемы кору, которая начала формироваться в течение раскрытия Тетиса, будем называть позднепалеозойской Скифской плитой. Для окраины Протетиса (Протоскифской плиты) возраст начала образования коры будет раннедокембрийским (Sturtion, 793÷591). Для окраины Прототетису II кора имеет середнерифейский возраст (1189 ÷993).

Заключение

Омоложение возраста континенталь - ных окраин в направлении периферии континентов ставит задачу изучения окраин на теоретической основе вертикальных и горизонтальных рядов тектонофаций. С этой целью разработана модель эволюции континентальной окраины, которая включает шесть стадий тектонического развития: стадии зарождения нового океана и его раскрытия (дивергентный этап цикла Вильсона), стадии закрытия океанической впадины и термального погружения (конвергентный этап) и стадия частичной инверсии со следующей стадией полной инверсии с надвигом (коллизионный этап). Стадиям поставлены в соответствие типы коры, которая в результате образовалась или преобразовывалась на протяжении стадии (океаническая, субокеаническая, субконтинентальная, континентальная). Стадии делятся на геосинклинальную и орогенную подстадии (цикл Бертрана).

Представлена геологическая шкала тектоностадий цикла Вильсона, а также установлены их временные границы (начало и конец) для последних 2500 млн.лет. Вместе с разработанной моделью эволюции континентальной окраины она позволяет перевести изучение строения континентальных окраин на теоретическую базу закономерностей перехода горизонтальных рядов тектонофаций (тектоностадий) в вертикальные и наоборот.

Литература

1. *Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. С.192.
2. *И.В. Карпенко* Физическая природа циклов Вильсона, Бертрана, Штилле // Эволюция тектонических процессов в истории Земли // Материалы 37 Текст. совещания. Том 1.-Новосибирск:Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004, с.217-220.
3. *І.В. Карпенко, О.Є. Приходченко* Тектоностад□ циклу В□льсона // Зб□рник наукових праць УкрДГРІ. Ки□в 2009, №3. С.96-107
4. *В.Е. Хаин, И.Д. Полякова* Нефтегазоносность внешних зон пасивнних континентальних окраин. Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы Тектонического совещания. Том 2.-Новосибирск:Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004.-325 с.
5. *В.Е. Хаин*. Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли // Геология и геофизика, 2010, т.51, № 6, с. 753-760.
6. International Stratigraphic Chart, International Commission on Stratigraphy, 2009 // www.stratigraphy.org

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ОЛОВА В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ РАСТВОРЕ ПРИ 500°С, 1 КБАР: РЕШЕНИЕ ОБРАТНОЙ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЙ ЗАДАЧИ

Прокофьева А.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия (anjyta_90@mail.ru)

Введение

Термодинамическое моделирование – один из основных методов современной физической геохимии. Для моделирования процессов гидротермального рудообразования необходимо знать термодинамические свойства участвующих веществ, в числе которых важнейшую роль играют комплексные формы переноса элементов в водных растворах. Получение этих свойств по данным экспериментальных исследований – классическая обратная задача химической термодинамики и физической геохимии. Для решения такой задачи Ю.В.Шваровым недавно была разработана вычислительная программа OptimA, функционирующая совместно с программным комплексом HCh [2,3]. В нашей работе программа OptimA была использована для переинтерпретации экспериментальных данных по растворимости SnO_2 [1] с целью уточнения термодинамических свойств ряда комплексных соединений олова, которые могут присутствовать в высокотемпературных гидротермальных растворах.

Исходные данные

В работе [1] растворимость касситерита (SnO_2) в водных растворах HCl, HCl+NaCl и HCl+KCl измерена при температуре 500°C и 1 кбар. Диапазон концентраций HCl 0 – 0.5 моль/кг H_2O, NaCl и KCl 0 – 4 моль/кг H_2O. Важная особенность работы [1] – задание окислительно-восстановительного состояния системы с помощью внешних буферов Ni-NiO и Mn_2O_3-MnO_2. Это позволяет разделить при интерпретации формы Sn(II) и Sn(IV).

Опыты проводились по двухампульной буферной методике в автоклавах методом закалки. Опыты проводились при нескольких повторностях, что позволило сгруппировать их при интерпретации в 36 точек для разных условий с дополнительной оценкой разброса (использованного для оценки статистического веса каждой точки).

Методика

Программа OptimA предназначена для уточнения и оценки точности свободных энергий Гиббса нескольких (до 8) частиц водного раствора по экспериментальным данным [2,3].

При работе программа для текущих значений свободных энергий соединений выполняет с помощью пакета HCh решение серии прямых термодинамических задач для всех заданных экспериментальных точек. Затем она вычисляет целевую функцию (сумму квадратов невязок экспериментально определенного параметра), и, изменяя по специальному алгоритму уточняемые энергии, находит минимум целевой функции. Решение такой обратной задачи (набор уточняемых свободных энергий) отвечает оптимальному соответствию расчета эксперименту.

Согласно интерпретации экспериментальных данных в работе [1], при растворении касситерита могут образоваться комплексные соединения $Sn(OH)_xCl_y^{n-x-y}$, где n=2 для Sn(II) и 4 для Sn(IV), x=0÷4 и y=0÷4. В присутствии буфера Mn_2O_3-MnO_2 можно ожидать преобладание комплексных форм Sn(IV), Ni-NiO – преобладание комплексов Sn(II). Эффективность решения обратных задач повышается, если общую задачу можно разделить на подзадачи меньшей размерности. Поэтому на первом этапе решения была проведена раздельная обработка двух серий экспериментов с разными буферами.

Серия опытов с буфером Mn_2O_3-MnO_2 интерпретировалась в предположении

отсутствия комплексов Sn(II). Решение обратной задачи позволило удовлетворительно описать экспериментальные данные в предположении образования трех нейтральных комплексных форм: $Sn(OH)_4°$, $SnOHCl_3°$ и $SnCl_4°$ (рис.1). Добавление других возможных комплексных форм четырехвалентного олова не привело к улучшению решения задачи.

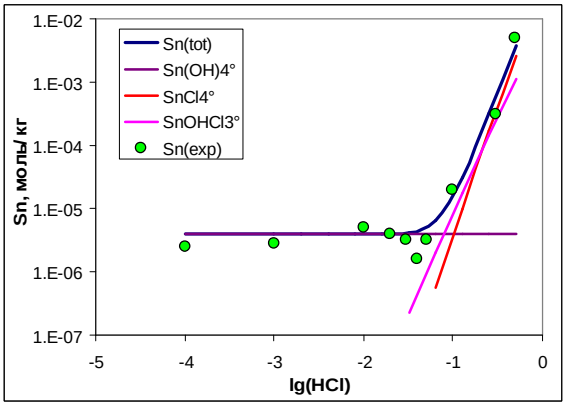


Рис. 1. Растворимость SnO_2 в растворе HCl в равновесии с буфером Mn_2O_3-MnO_2.

Затем, с использованием полученных данных были проведены расчеты для серии опытов с буфером Ni-NiO. Оказалось, что единственная ранее установленная форма, заметно влияющая на растворимость касситерита в равновесии с этим буфером – это $Sn(OH)_4°$ в опытах с чистой водой. В растворах, содержащих хлоридный ион, растворимость SnO_2 удовлетворительно описывается комплексами $SnOHCl°$ и $SnCl_2°$ (рис.2). Возможно также присутствие в подчиненных количествах комплекса $SnCl_3^-$. Прочие комплексы Sn(II) не вносят заметного вклада в растворимость SnO_2 в этих условиях.

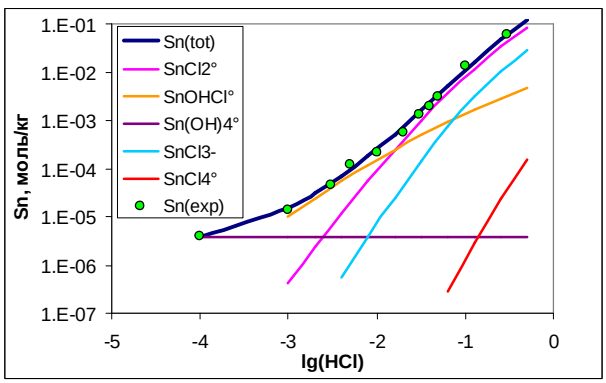


Рис. 2. Растворимость SnO_2 в растворе HCl в равновесии с буфером Ni-NiO.

На заключительном этапе была проведена глобальная оптимизация свободных энергий пяти установленных комплексов по общей совокупности экспериментальных данных (рис. 3).

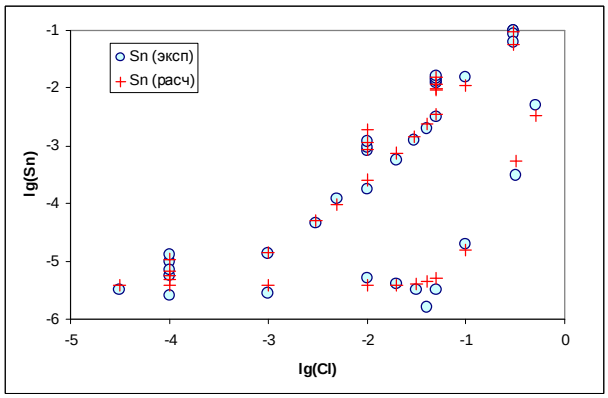


Рис. 3. Результат решения обратной задачи для системы SnO_2-HCl-NaCl(KCl)-H_2O (36 эксп. точек).

Для реакций растворения SnO_2 с образованием установленных комплексных соединений:

$SnO_2 + 2H_2O \rightarrow Sn(OH)_4°$

$SnO_2 + 3HCl \rightarrow SnOHCl_3° + H_2O$

$SnO_2 + 4HCl \rightarrow SnCl_4° + 2H_2O$

$SnO_2 + HCl + H_2 \rightarrow SnOHCl° + H_2O$

$SnO_2 + 2HCl + H_2 \rightarrow SnCl_2° + 2H_2O$

рассчитаны константы (таблица).

Таблица. Константы реакций образования комплексных соединений Sn (500°C, 1 кбар).

Образующийся комплекс	pK, оптимизированные значения	pK по [1]
$Sn(OH)_4°$	5,41±0,6	5,5
$SnOHCl_3°$	1,98±1,0	2,30
$SnCl_4°$	1,30±0,8	1,30
$SnOHCl°$	1,89±0,5	1,68±0,12
$SnCl_2°$	-0.005±0,5	0,18±0,08

Полученные оптимальные значения хорошо согласуются с приведенными в [1].

Автор благодарен Б.Н.Рыженко и Н.И.Коваленко за предоставленные экспериментальные данные, Ю.В.Шварову за помощь в освоении программ HCh и OptimA, Д.В.Гричуку за руководство работой.

Литература

1. *Коваленко Н.И., Рыженко Б.Н., Барсуков В.Л. и др.* Экспериментальное исследование растворимости касситерита в растворах HCl, HCl+NaCl(KCl) при температуре 500°C, давлении 1000 атм при фиксированных окислительно- восстановительных условиях. // Геохимия, 1986, № 2, С. 190-205.
2. *Шваров Ю.В.* HCh: новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows. //Геохимия, 2008, № 8, С. 898-903.
3. *Шваров Ю.В.* Решение нестандартных задач термодинамического моделирования с использованием программного пакета HCh для Windows. // XVI Российское совещание по экспериментальной минералогии. Тезисы докладов, Черноголовка, 2010, С. 191-193.

МАГМАТИЗМ И КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В ОБСТАНОВКЕ ПЕРЕХОДА ОКЕАНИЧЕСКИЙ РИФТ – КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТ

Промыслова М.Ю.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия (m.promyslova@yandex.ru)

Одной из важнейших закономерностей размещения рудных месторождений в земной коре, которая приобретает роль геологического закона, является устанавливаемая в различных масштабах связь определенных групп месторождений с определенными типами структур, а также со слагающими их геологическими формациями [19, 23, 15, 3 и др.]. И то и другое, в свою очередь, зависит от геодинамических условий. В последнее время закономерности размещения и состав месторождений анализируется с позиций тектоники литосферных плит [13, 18, 1, 12 и многие другие]. При этом выясняется металлогеническая конвергентность различных геодинамических режимов. По мнению И.И. Абрамовича [1] это объясняется зависимостью рудогенеза прежде всего от глубинных PT условий на уровне генерации рудоносных магм и флюидов, которые оказываются сходными в определенных зонах различных обстановок или на разных стадиях их развития.

Рудоносные вулканогенно-осадочные формации, вмещающие колчеданно-полиметаллические месторождения, могут образовываться в континентальных и межконтинентальных рифтах; зонах спрединга океанов и задуговых бассейнов; внутридуговых и тыловодужных трогах; «внеостроводужных рифтах» [12]. Рудообразование в обстановке перехода океанический рифт – континентальный рифт в литературе практически не обсуждается. Вместе с тем именно в этой обстановке часто формируются крупные стратиформные колчеданно-полиметаллические месторождения, приуроченные к бимодальным базальт-риолитовым формациям.

Например, при раскрытии рифтов Аденского залива и Красного моря выделяются три стадии бимодального магматизма [25]. Наиболее ранняя из них началась 31-26,5 млн. лет тому назад с извержения риолитовых игнимбритов и следующих за ними щелочных, субщелочных и известково-щелочных базальтов, при этом в верхних частях разреза развиты дайки и силлы основного состава. Вторая стадия магматизма (25-15 млн. лет тому назад) проявилась внедрением тел гранитов и габброидов, а третья наступила 6,5 млн. лет тому назад и продолжается в настоящее время [28].

Синхронно магматизму сформировался Красноморско-Аденский пояс со стратиформной полиметаллической минерализацией [14]. По западному побережью Красного моря в пределах Египта раннемиоценовые свинцово-цинковые месторождения (Умм-Грейг, Абу-Аиз, Джебель-ель-Лусаз и др.) образуют пояс длиной 250-300 км и шириной 50 км, вытянутый вдоль северо-западных разломов, возникших в условиях растяжения при формировании грабена Красного моря. Для полиметаллических руд характерен широкий спектр сопутствующих элементов– Ag, Cu, Ti, V, Sr, Sn, Mo, Ni, Cr, As, Bi, Ge, Ga, Ta, Fe, Mn, Ba. Современное сульфидное рудообразование в многочисленных впадинах Красного моря имеет медно-цинковый характер [5].

Калифорнийский залив и Провинция Бассейнов и Хребтов на западе США также сформировались в обстановке перехода океанический рифт – континентальный рифт. Раскрытие Калифорнийского залива связано с надвиганием в позднем кайнозое Северо-Американского континента на

срединно-океанический рифтовый пояс [26, 27]. Это привело к широкому развитию процессов растяжения в позднем кайнозое и формированию контрастной базальт-риолитовой формации с существенным преобладанием кислых разностей вулканитов, которые всегда более ранние и оторваны во времени от основных [10]. Они выполняют крупные вулканотектонические депрессии, образуя игнимбритовые поля риолитов и мелкие тела субвулканических пород. Среди перекрывающих их базальтов встречаются как известково-щелочные, субщелочные, так и толеитовые разности, близкие по составу к N-MORB. Последние приурочены к областям максимального растяжения: осевым частям грабенов юго-востока Провинции Бассейнов и Хребтов, а также центральным частям Калифорнийского залива.

В Провинции Бассейнов и Хребтов известны проявления сульфидных золотосеребряных руд. В районе Солтэн-Си в Калифорнии при бурении геотермальных скважин на глубине порядка 1,5 км был подсечен горячий рассол с аномально высоким содержанием калия, лития и тяжелых металлов [11]. При испытаниях на продуктивность из рассола отложился рудный материал с очень большим содержанием Ag, Pb, Cu, Zn, As, Bi, Sb.

Сульфидные постройки (около100) выявлены во впадине Гуаймас, расположенной в центре Калифорнийского залива. Рифтовая долина залива заполнена терригенными осадками мощностью в несколько сот метров. В таких условиях базальтовые расплавы не достигают дна, а внедряются в виде даек и силлов в толщу ила. Тектоническое строение рифта определяется эшелонированным сочетанием грабенов северо-восточного простирания с поперечными трансформными разломами [9]. Впадина Гуаймас имеет ширину 2,5-3 км и ограничена параллельными сбросами северо-восточного простирания. В днище трога располагаются холмы высотой до 6-10 и диаметром до 20-30 м, а также башни высотой 10-50 и диаметром 30-70 м, сложенные медно-цинковыми колчеданными рудами [14, 29].

Геодинамическая обстановка перехода океанический рифт Обь-Зайсанского палеоокеана – континентальный рифт в пределах Алтае-Монгольского микроконтинента установлена для девонского этапа развития Рудного Алтая [16, 17].

Рудноалтайский полиметаллический пояс протягивается в виде полосы длиной около 500 км при ширине от 60 до 100 км в СЗ направлении. Геологическими границами пояса являются Иртышская и Северо-Восточная региональные зоны смятия, отделяющие Рудный Алтай соответственно от поздних герцинид Калба-Нарымской зоны, входящей в состав Зайсан-Гобийской складчатой системы [21] и каледонид Горного Алтая.

Своеобразие Рудного Алтая заключается в том, что между зонами смятия, имеющими сдвигово-надвиговую природу, заключены крупные продольные пликативные челноковидные структуры: Алейский антиклинорий, Быструшинский синклинорий, Синюшинский антиклинорий, Белоубинский синклинорий. Е.И. Филатов [20] подчеркивает, что антиклинории представляют собой остаточные поднятия додевонского фундамента, а синклинории – наложенные прогибы, являясь вулканно-тектоническими структурами первого порядка. Они имеют консидементационную природу и формировались в результате переработки континентального основания Рудного Алтая. Также в его структуре большую роль играют крупные региональные разломы северо-западного простирания.

Другая особенность Рудного Алтая заключается в том, что его фундамент рассечен серией субширотных, субпараллельных трансформных разломов, располагающихся поперек основных структур региона. Расстояния между разломами практически одинаково (около 40 км) и близки к таковым Красного моря и Калифорнийского залива. Некоторые из них не выходят за пределы Рудного Алтая, в то время как отдельные прослеживаются в соседней Калба-Нарымской зоне. Самым крупным является Лениногорско-

Семипалатинский разлом, протяженностью около 150 км.

Наиболее яркая особенность Рудного Алтая состоит в том, что все промышленные колчеданно-полиметаллические месторождения в его пределах приурочены к вулканогенно-осадочным толщам девона, выделяемым в базальт-риолитовую формацию эмс-франского возраста. Она включает 94,6% количества месторождений и 99,95% запасов металлов: свинца, меди и цинка [6]. В разрезе андезит-дацитовой формации фаменского яруса известны лишь отдельные рудопроявления и очень мелкое Заводинское месторождение. Еще более бесперспективна нижнекаменноугольная андезит-базальтовая формация, в которой известно лишь несколько рудопроявлений.

Базальт-риолитовая формация Рудного Алтая формировалась почти 30 млн. лет в три стадии: эмс-эйфельскую; живетско-раннефранскую; позднефранско-раннефаменскую. Для всех возрастных этапов характерно антидромное развитие: базальтовый вулканизм всегда следует за риолитовым [2]. В соответствии с этим возрастным рядом закономерно меняется состав слагающих ее вулканитов (от ранних калиевых до поздних натриевых) и руд (от ранних барит-полиметаллических к поздним медно-цинковым) [4].

Особенно ярко это выражено в пределах Лениногорского горнорудного района, в пределах которого магматизм эволюционировал от раннего щелочного, субщелочного и известково-щелочного к позднему толеитовому [17], а базальт-риолитовая формация включает три рудоносных уровня (рис. 1).

На нижнем наиболее продуктивном уровне, в верхах лениногорской свиты и в основном в крюковской свите расположено около 100 месторождений и рудопроявлений Лениногоского рудного поля: Риддер-Сокольное, Долинное, Новолениногорское, Крюковское и др., причем Риддер-Сокольное месторождение является самым крупным на Рудном Алтае. Месторождения приурочены к купольным структурам, сложенным гидротермально-осадочными кварцитами, которые в верхней части сменяются хлоритолитами и серицитолитами. В момент рудообразования они представляли собой холмы размером 500-700 м и высотой 100-200 м, располагавшиеся вдоль синвулканических разломов. В процессе рудообразования рудные холмы подвергались разрушению, у их подножия и на склонах образовывались шлейфы рудокластов и линзы слоистых обломочных руд [4].

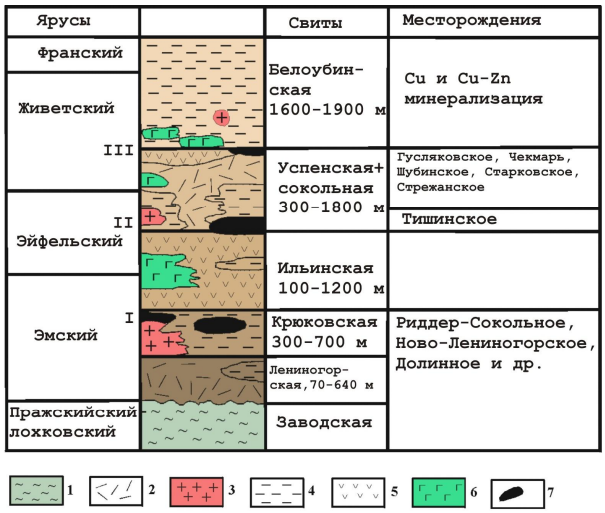


Рис. 1. Рудоносные уровни (I, II, III) базальт-риолитовой формации Лениногорскогорайона.

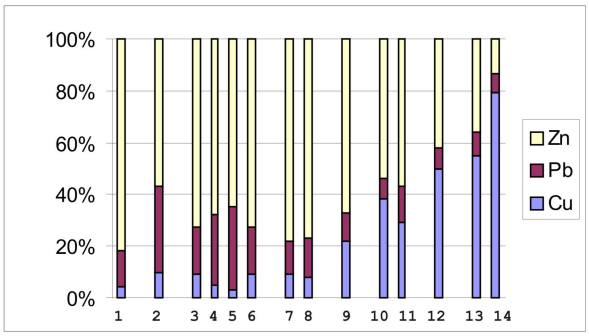
На среднем уровне, на контакте ильинской и сокольной свит находится также крупное Тишинское месторождение, приуроченное к сводовой части крупного Тишинско-Белолуговского стратовулкана.

На верхнем уровне, в успенской свите вблизи ее контакта с перекрывающей белоубинской расположены месторождения Чекмарь, Шубинское, Гусляковское, Стрежанское, Старковское, относящиеся к двум типам: вулканокупольному и депрессионному.

Рудоносные уровни имеют различную продуктивность. Суммарные запасы свинца, цинка и меди всех месторождений Лениногорского района оценивается в 16-17 миллионов тонн с учетом добычи за все предыдущие годы на Риддер-Сокольном и

Тишинском месторождениях. На нижний уровень приходится более 50%, на средний – около 35%, а на верхний – 12-13% запасов металлов, причем более 70% запасов свинца сконцентрировано на нижнем рудоносном уровне. Важно отметить обогащение руд Лениногорского района в промышленных концентрациях редкими металлами (Au, Ag, Cd, Sb, As, Bi, Sn, Se Te, Hg, Ga, In, Ge, Tl, Co) [13].

Вверх по разрезу происходит смена барит-полиметаллических руд колчеданно-полиметаллическими и колчеданно-медно-цинковыми (рис. 2), что неоднократно отмечалось многими исследователями для Рудного Алтая в целом [24, 22, 15, 4 и другие].



Составлена но данным ЛГЭ [Олейник и др., 1991].
1-12 стратиформные руды Новолениногского (1), Долинного (2), Риддер-Сокольного (3-IV горизонт, 4-III горизонт, 5-II горизонт, 6-I горизонт), Тишинского (7-нижняя часть, 8-верхняя часть), Стрежанского (9), Шубинского (10-нижняя часть, 11-верхняя часть), Старковского (12) месторождений. Жильные руды Риддер-Сокольного (13), Старковского (14) месторождений.

Рис. 2. Соотношения свинца, цинка и меди в рудах Лениногорскогорайона РудногоАлтая.

В то же время на каждом конкретном месторождении последовательность формирования руд происходит в направлении от серно-колчеданных к полиметаллическим и барит-полиметаллическим. При этом штокверковые медно-колчеданные руды, как правило, находятся на более низких горизонтах месторождений, образуя корни рудных залежей. Наиболее яркий пример тому – Риддер-Сокольное месторождение. Совершенно аналогичная зональность установлена для рудных построек Красного моря [7]. С.Г. Краснов [8] связывает ее формирование с температурным барьером, контролирующим накопление рудных компонентов, при этом медь осаждается из более высокотемпературных гидротермальных растворов в штокверковых зонах. Когда же гидротермы достигают поверхности дна, в сульфидных рудах наблюдается весь спектр рудных компонентов (Cu, Zn, Pb, Fe).

Таким образом, в обстановке перехода океанический рифт – континентальный рифт создаются благоприятные условия для формирования барит-полиметаллических, колчеданно-полиметаллических и колчеданно-медно-цинковых месторождений, руды которых в промышленных концентрациях содержат редкие и благородные металлы. Подобная комплексность месторождений обусловлена участием вещества мантии в рудогенезе. Мантийный апвеллинг, связанный с океаническим спредингом, способствовал существенному разогреву глубин под краями континентов на простирании зоны спрединга, что вызвало плавление пород мантии и коры, интенсивный магматизм, миграцию магм, флюидов и рудных компонентов. Последние отлагались как на поверхности над наиболее проницаемыми для них участками (стратиформные залежи), так и в зонах фильтации рудоносных растворов (секущие залежи).

К подобным участкам относятся, прежде всего, места пересечения зон растяжения, располагавшихся вдоль оси спрединга, с трансформными разломами. Например, крупнейшие на Рудном Алтае месторождения-гиганты – Риддер-Сокольное и Тишинское – приурочены к наиболее протяженному Лениногорско-Семипалатинскому трансформному разлому.

Одним из основных факторов при формировании месторождений в обстановке перехода океанический рифт – континентальный рифт является стабильность геодинамического режима, поскольку в этом случае не происходит резких изменений направления или интенсивности мантийного тепло-массопереноса, обеспечивающего рудоконцентрирующие процессы [1].

Литература

1. *Абрамович И.И.* Геодинамика и мантийные корни рудных формаций. М.: МПР РФ, ВСЕГЕИ, ГЕОКАРТ, МАНПО, 1998. 140 с.
2. *Авдонин В.В.* Гидротермальные породы рудоносных вулканогенных комплексов. М.: МГУ, 1994. 182 с.
3. *Авдонин В.В.* Прогнозирование и поиски колчеданно-полиметаллических месторождений. М.: МГУ, 1995. 53 с.
4. *Авдонин В.В.* Формационный анализ и вопросы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений // Вестник МГУ. Серия 4, геология, 1998. № 2. С. 17-23.
5. *Бутузова Г.Ю.* Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 311 с.
6. Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая). Под ред. Яковлева Г.Ф. М.: МГУ, 1978. 288 с.
7. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб.: Недра, 1992. 278 с.
8. *Краснов С.Г.* Гидротермальная деятельность и сульфидное рудообразование в океане. Автореф. дисс…докт. г-м. наук. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. 45 с.
9. *Кронен Д.* Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1983. 391 с.
10. *Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.
11. *Мейсон Б.* Основы геохимии. М.: Мир, 1971. 311 с.
12. *Миронов Ю.А., Ельянова Е.А., Зорина Ю.Г. и др.* Вулканизм и океанское колчеданнообразование. М.: Научный мир, 1999. 176 с.
13. *Митчелл А. Х. Г., Гарсон М.С.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.
14. Основы металлогенического анализа при геологическом картировании (ред. Рундквист Д.В. и др.). М.: Госкомнедра, Геокарт, МАНПО, 1995. 468 с.
15. *Попов В.В., Стучевский Н.И., Демин Ю.И.* Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М.: ИГЕМ, 1995. 418 с.
16. *Промыслова М.Ю.* Новая концепция геодинамической природы девонской рудоносной базальт-риолитовой формации Рудного Алтая // Доклады РАН, 2004. Т. 399, № 5. С. 655-657.
17. *Промыслова М.Ю.* Геодинамическая природа базальт-риолитовой формации Лениногорского района Рудного Алтая // Вестник МГУ. Серия 4, геология, 2005. № 4. С. 16-24.
18. *Рундквист Д.В.* Состояние и пути развития теоретической металлогении // Геология рудных месторождений, 1990. Т. XXXII, №6. С. 89-100.
19. *Смирнов В.И.* О металлогении океанов // Геология рудных месторождений, 1975. №1. С. 3-13.
20. *Филатов Е.И.* Базальт-риолитовые формации с колчеданно-полиметаллическим оруденением (на примере Рудного Алтая) // Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов. М.: МПР РФ, ИМГРЭ, Геокарт, РосГео, 1999. С.337-348.
21. *Хаин В.Е., Лимонов А.Ф.* Региональная геотектоника (тектоника континентов и океанов). Тверь: ГЕРС, 2004. 269 с.
22. *Хисамутдинов М.Г.* Геосинклинальный вулканизм и рудообразование// Геология рудных месторождений, 1984. Т. XXVI, №3. С. 66-72.
23. *Щеглов А.Д.* К металлогении рифтовых зон // Геология рудных месторождений, 1989. Т. XXXI, №1. С. 13-25.
24. *Яковлев Г.Ф., Авдонин В.В., Гончарова Т.Я. и др.* Палеовулканологический анализ колчеданоносных провинций. М.: МГУ, 1984. 193 с.
25. *Cox K.G., Charnley N., Gil R.C.O., and Parish K.L.* Alcali basalt from Shugra, Yemen: magmass generated in the crust-mantle transition zone? // Magmatic processes and Plate tectonics. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 1993. V.76. P. 443-453.
26. *Henry C. D., Aranda-Gomez J.J.* Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range // Tectonophysics, 2000. V.318, pp. 1-26.
27. *Jones C.Y., Wernicke B.P., Former G.L. at al.* Variations across and along a major continental rift: an interdisciplinary study of the Basin and Range Province Western USA // Tectonophysics, 1992. V.213, pp. 57-96.
28. *Manetti P., Capaldi G., Chienesu S. et al.* Magmatism of the eastern Red Sea margin in the northern part of Yemen from Oligocene to present // Tectonophysics, 1991. V.198, pp. 181-202.
29. *Peter S., Scott S.* Mineralogy composition and fluid inclusion micro-thermometry of seafloor hydrothermal deposits in the southern trough of Guaymas Basin, Gulf of California // Can. Miner., 1988. V.26, pp. 567-587.

ЭЛЕМЕНТЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ЛОКАЛИЗАЦИЮ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА

Прусакова Н.А.

ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия
(na_prusakova@mail.ru)

Введение

Север Восточно-Европейской платформы в настоящее время является одним из наиболее перспективных регионов на обнаружение коренных источников алмазов. Кимберлитовый (лампроитовый) магматизм, в том числе, и алмазоносный, проявлялся здесь неоднократно и связан с тремя – рифейской, венд-кембрийской, средне-позднедевонской (среднепалеозойской), эпохами тектоно-магматической активизации. При этом, промышленно алмазоносный магматизм (месторождений им. Ломоносова и им. Гриба) пока установлен только на Зимнем Берегу Белого моря и связан со среднепалеозойской эпохой тектоно-магматической активизации.

Принято считать, что зарождение очагов ультраосновного, в том числе кимберлитового, магматизма происходило в верхней мантии. Известные же кимберлитовые трубки размещаются либо в породах кристаллического фундамента либо - платформенного чехла. Следовательно, все пространство, занимаемое верхней мантией, консолидированной корой и осадочным чехлом, является средой, сквозь которую транспортировались продуктивные кимберлитовые расплавы. Очевидно, что этот процесс мантийно-корового взаимодействия должен быть отмечен, в первую очередь, изменением петрофизических параметров вмещающей среды, что, в свою очередь, должно было найти отражение в особенностях глубинного геолого-геофизического разреза литосферы и аномальной структуре геофизических полей. В связи с этим, вполне определенный интерес для совершенствования критериев и методики прогноза коренных месторождений алмазов представляет выделение элементов глубинного строения литосферы, контролирующих локализацию кимберлитового (лампроитового) магматизма – глубинных кимберлитоконтролирующих структур.

В представленной работе рассмотрены элементы глубинного строения севера Восточно-Европейской платформы, которые в минерагеническом плане могут соответствовать потенциально алмазоносным субпровинциям и минерагеническим (кимберлитоконтролирующим) зонам. Они определяют структурную позицию алмазоносных (потенциально алмазоносных) кимберлитовых полей. Особенности глубинного строения самих алмазоносных кимберлитовых полей подробно рассмотрена в ряде публикаций [6, 7, 8].

Информационная база и методы исследований

При выявлении глубинных кимберлитоконтролирующих структур использовался метод аналогий, т.е. связь тех или иных физико-геологических неоднородностей (проявленных на различных глубинных уровнях литосферы и выраженных аномальными особенностями геофизических полей) с локализацией кимберлитового (лампроитового) магматизма устанавливалась эмпирическим путем.

Изучение глубинного строения севера восточно-Европейской платформы проводилось на базе обобщения и комплексной интерпретации данных мелко-среднемасштабных (1:2 500 000, 1:1 000

000, 1:200 000) геофизических (гравиметрических, магнитометрических, глубинных сейсмических, тепловых и т.д.) и геологических съемок. Также использовались и в различной степени учитывались интерпретационные материалы, полученные в разные годы многими организациями и исследователями. В процессе исследований анализировался характер распределения (как по латерали, так и по вертикали) различных геофизических параметров (сейсмических, плотностных, магнитных и др.) практически по всей толще (включая верхнюю мантию и земную кору) литосферы европейского севера. Выделение глубинных кимберлитоконтролирующих структур реализовывалось в режиме сопоставления, увязки и корректировки всей используемой совокупности разноплановой и разномасштабной геолого-геофизической информации.

Элементы глубинного строения литосферы севера Восточно-Европейской платформы, контролирующие локализацию полей кимберлитового и родственного ему магматизма

На севере Восточно-Европейской платформы по совокупности геолого-геофизических данных выделен ряд элементов глубинного строения литосферы, носящих площадной (блоковый) и линейный характер.

Это три крупных глубинных блоковых структуры литосферы – Кольско-Беломорская (площадью порядка 300 тыс км^2), Западно-Карельская (площадью порядка 200 тыс км^2) и Водлозерская (площадью порядка 85 тыс км^2). Общей чертой эих литосферных блоков является сочетание следующих параметров: относительно повышенных глубин залегания подошвы (более 150 км) и кровли верхней мантии (37,5-42,5 – для Кольско-Беломорского блока и более 42-45 км – для Западно-Карельского и Водлозерского); нормальных (в среднем 8,1-8,2 км/с) значений скоростей продольных волн в верхней мантии (в ее подкоровом горизонте); пониженных глубин залегания (менее 2,5 км) с выходом на современный уровень эрозионного среза в пределах Балтийского щита поверхности кристаллического фундамента; пониженного (менее 30 мВт/м^2) теплового потока; относительно повышенных значений региональной составляющей поля силы тяжести, обусловленных гравитирующими объектами, расположенными в земной коре. Подобные региональные физико-геологические неоднородности литосферы отмечаются в глубинном строении и других (например, Восточно-Сибирской) древних платформ. В плане алмазоносности, статистика указывает на перспективность именно таких блоков литосферы. В минерагеническом плане они могут соответствовать потенциально алмазоносным субпровинциям.

Кольско-Беломорская блоковая структура литосферы включает части структур докембрийского кристаллического фундамента, сформированных разновозрастными гранулито-гнейсовыми комплексами: Кольского позднеархейского геоблока (в составе фрагментов Центрально-Кольского и Терского блоков), Беломорского позднеархейского подвижного пояса, Лапландско-Колвицкого раннепротерозойского коллизионного гранулитового пояса. В пределах этого блока расположены практически все проявления кимберлитового и родственного ему магматизма среднепалеозойского возраста. Это кимберлиты и родственные им породы Зимнего Берега (в том числе и промышленно алмазоносные месторождений им. Ломоносова и им. Гриба), Ижмозерское поле слабоалмазоносных мелилититов, проявления кимберлитового и родственного ему магматизма береговых частей Кандалакшского залива. В пределах Кольско-Беломорского литосферного блока расположены рифейские лампроитовые дайки Порьей Губы. Среднепалеозойские Ненокское поле оливин-пироксеновых мелилититов, Турьинское, Полтинское и Пинежское поля проявлений толеитовых базальтов, а также рифейские лампроиты

Ветреного пояса (Левушкаозерский р-он) приурочены к периферическим частям Кольско-Беломорского блока литосферы. Как уже отмечалось выше, данная глубинная структура в минерагеническом плане может соответствовать одноименной или, по-видимому, так называемой Архангельской алмазоносной провинции.

По своему пространственному положению выделенные по совокупности геофизических данных Западно-Карельская и Водлозерская глубинные блоковые неоднородности литосферы совмещаются с большими частями одноименных тектонических блоков древней консолидации Карельского кратона (модельный неодимовый возраст >3 млрд. лет).

В пределах Западно-Карельской блоковой глубинной неоднородности литосферы (в ее южной части) расположены алмазоносные кимберлиты вендского возраста Куопио-Каави. Неалмазоносные среднерифейские кимберлиты и лампроиты Кухмо-Лентиры приурочены к северной границе этой глубинной неоднородности. Интересно отметить, что поля позднерифейских слабоалмазоносных кимберлитов Куусамо и среднерифейских лампроитов Костомукши располагаются в пределах Западно-Карельского тектонического блока, но уже в северном и северо-восточном обрамлении рассматриваемой глубинной неоднородности. Здесь в глубинном строении литосферы по данным сейсмических исследований МОВ-ОГТ фиксируется локальный подъем (до глубин 38 -36 км) в поверхности Мохоровичича, который совмещается в плане с положительной аномалией поля силы тяжести и Вокнаволокским (Войницким) блоком второго порядка, сложенным неоархейскими гранулитами. Существует мнение [4], что гранулитовый метаморфизм этого блока является низкобарическим, наложенным, вторичным и связанным с плюмом. Данное обстоятельство, вероятно, и нашло свое отражение в отмеченных особенностях глубинного строения Западно-Карельского тектонического блока.

К Водлозерской блоковой глубинной неоднородности литосферы приурочены тела слабоалмазоносных кимберлитов Кимозера и района Пряжи раннепротерозойского возраста.

Рассмотренные литосферные блоки в свою очередь осложнены структурами второго порядка. Среди них отмечаются структуры, проявленные отдельными среднечастотными (с периодом 50-100 км) гравитационными максимумами. Последние, согласно существующим представлениям о природе источников гравитационных аномалий различной частотности Балтийского щита [3], могут быть связаны с локализованными поднятиями кровли промежуточного слоя земной коры – возможно, палеоподнятиями протокоры. Большинство проявлений кимберлитового и лампроитового магматизма локализуются на флангах этих структур. Так Зимнебережное промышленно алмазоносное кимберлитовое поле (с месторождениями им. Ломоносова и им. Гриба) приурочено к юго-восточному флангу Кольско-Кулойского палеоподнятия протокоры, выделенного в пределах рассмотренного выше Кольско-Беломорского литосферного блока [6, 7]. Оно характеризуется сочетанием среднечастотных (с периодом 75 км) максимума (Зимнебережного) $_{\Delta}g$ и минимума $(_{\Delta}T)_a$ – сочетанием параметров, характерных для пород, сохранивших свой первичный состав и физические свойства, присущие раннеархейским образованиям первичной коры [1, 3]. По всей видимости, Кольско-Кулойское палеоподнятие протокоры соответствует наиболее стабильному участку литосферы, в пределах которого могла быть обеспечена сохранность алмазоносного потенциала верхней мантии.

Помимо блоковых структур в глубинном строении литосферы севера Восточно-Европейской платформы выделяется ряд протяженных линейных зон северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простиранай. По данным глубинных сейсмических исследований они носят транскоровый

характер. В потенциальных геофизических полях проявлены аномалиями соответствующих простираний. В пределах рассмотренных выше глубинных блоковых неоднородностей литосферы, отождествляемых с потенциально алмазоносными субпровинциями, эти линейные структуры могут соответствовать кимберлитоконтролирующим зонам.

Более подробно остановимся на одной из этих зон, выделеной в пределах охарактеризованной выше Кольско-Беломорской глубинной блоковой неоднородности литосферы (субпровинции). Данная линейная структура, шириной 125 км северо-западного простирания, названная Кольско-Полтинская, прослеживается с Кольского полуострова на Зимний Берег Белого моря, до р. Полты и далее до р. Вычегды. К ней приурочены проявления кимберлитов (в том числе и промышленно алмазоносных месторождений им. Ломоносова и им. Гриба) и родственных им пород Зимнего и Терского Берегов Белого моря. Ее наиболее контрастно проявленными признаками являются: линейная малоамплитудная (с амплитудой порядка 2-5 км на фоне 37,5-40,0 км) депрессия в кровле верхней мантии северо-западного простирания, заполненная образованиями гранулит-базитового слоя земной коры с несколько повышенными скоростными характеристиками (Vp=7,10-7,20 км/с на фоне 7,0 и менее км/с, Vp/Vs=1,78-1,82 на фоне 1,7 и менее); полосовая зонально построенная (в крест ее простирания) среднечастотная аномалия поля силы тяжести того же – северо-западного, простирания. В пределах Балтийского щита данная глубинная структура прослеживается вдоль раннепротерозойской коллизионной зоны Лапландско-Беломорского подвижного пояса, выделяемой по Лапландско-Колвицкому поясу гранулитов, примыкая к ней с северо-востока. С этой глубинной зоной ассоциируют в плане также Керецкий и Падунский грабены Керецко-Лешуконской ветви Беломорского (Онего-Двинского) авлакогена. Следует отметить, что при таком пространственном совмещении рифтогенная природа (обычно выраженная встречным смещением кровли верхней мантии и поверхности кристаллического фундамента) этих рифейских грабенов не обнаруживается или сильно затушевана последующими тектоническими преобразованиями. Можно предположить, что во время палеозойской активизации Беломорского авлакогена участок литосферы в области его Керецко-Лешуконской ветви (совмещенной с Кольско-Полтинской зоной), по-видимому, не испытывал растяжения, наоборот, его эволюция протекала в обстановке двухстороннего (со стороны Онежского прогиба и Мезенской синеклизы) сжатия. Кольско-Полтинская зона имеет плановое совмещение с малоамплитудным палеоподнятием в ранне-среднепалеозойских отложениях платформенного чехла (того же, северо-западного, простирания), разделяющим области преимущественного прогибания Мезенской синеклизы и Онежского прогиба [6]. Проведенный анализ структурно-временных связей позволяет сделать вывод, что геодинамическая обстановка развития Кольско-Полтинской тектонической зоны на этапах тектогенеза, предшествующих проявлению кимберлитового магматизма Зимнего Берега, характеризуется устойчивым режимом преобладающего сжатия и поднятия. Исключение составляет лишь рифейский этап, в ходе которого литосфера Кольско-Полтинской зоны, по-видимому, была подвергнута частичной деструкции, связанной с рифтогенными процессами в пределах Керецко-Лешуконской ветви Беломорского авлакогена. Следует отметить, что подобные глубинные линейные структуры выделяются в глубинном строении литосферы и других древних платформ. В зарубежной литературе они получили название «кимберлитовых коридоров». При этом рядом исследователей [2, 5, 6, 9] именно подобным структурам отводится ведущая роль в контроле промышленно алмазоносных кимберлитовых полей.

Заключение

В результате проведенных исследований в глубинном строении севера Восточно-Европейской платформы был выделен ряд разноплановых и разномасштабных физико-геологических неоднородностей, с которыми в той или иной степени пространственно ассоциируют проявления кимберлитового и лампроитового магматизма, в том числе и Зимнего Берега с промышленно алмазоносными трубками месторождений им. Ломоносова и им. Гриба. Выделенные элементы глубинного строения в разной степени соотносятся с тектоническим планом кристаллического фундамента и осадочного чехла изученного региона. В минерагеническом плане они могут соответствовать потенциально алмазоносным субпровинциям (Кольско-Беломорской, Западно-Карельской и Водлозерской) и кимберлитоконтролирующим зонам. Следует отметить, что степень достоверности определения границ кимберлитоконтролирующих структур зависит от степени изученности рассматриваемого региона, в первую очередь, глубинными геофизическими методами.

Наблюдается особенность в пространственно-временном распределении вскрытых на сегодняшний день проявлений кимберлитового и родственного ему магматизма. Все магматические тела этих пород среднепалеозойского возраста (в том числе и промышленно алмазоносные месторождений им. Ломоносова и им. Гриба) сосредоточены в пределах Кольско-Беломорской (Архангельской) субпровинции. Рифейские и вендские кимберлиты и лампроиты приурочены к Западно-Карельской субпровинции. Раннепротерозойские кимберлиты расположены в пределах Водлозерской субпровинции.

В пределах субпровинций алмазоносные кимберлитовые поля локализуются на флангах палеоподнятий протокоры в узлах, образованных пересечением кимберлитоконтролирующих зон между собой или кимберлитоконтролирующей зоны с глубинными разломами.

Литература

1. *И.В. Головин, В.В. Петров* Связь региональных магнитных аномалий с особенностями геологического строения и геохимической специализации Восточной части Балтийского щита // Исследования региональных магнитных аномалий платформенных областей. Сб. научных трудов. Киев: НауковаДумка, 1984. С. 190-200.
2. *Ю.К. Голубев, В.И. Ваганов, Н.А. Прусакова* Принципы прогнозирования алмазоперспективных площадей на Восточно-Европейской платформе // Руды и металлы, 2005, №1, С. 55-70.
3. *Э.Н. Лишневский* Региональные структурно-плотностные неоднородности архейского фундамента Карелии в свете гравиметрических данных // Геотектоника, 1998, № 3, С. 59-70.
4. *С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаев* Неоархейские гранулиты Карелии – геологическое положение и геодинамическая интерпретация. Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия, 2-4 октября 2007г. Санкт - Петербург, ИП Каталкина, 2007, С. 201-205.
5. *А.В. Манаков* Технология выделения литосферного корня на основе интегрированного анализа геолого-геофизических данных // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж, 2001, С. 270-277.
6. *Н.А. Прусакова* Геолого-геофизическая прогнозно-поисковая модель Зимнебережного кимберлитового поля. Автореферат канд. дисс. М., 2004.
7. *Н.А. Прусакова* Глубинная структура Зимнебережного кимберлитового поля, Архангельская область. // Руды и металлы. №2, 2006, стр. 53-64.
8. *Н.А. Прусакова* Принципы выделения участков ранга «куста» кимберлитовых тел в Зимнебережном поле на основе структурно-геофизического районирования. // Региональная геология и металлогения. Санкт-Петербург, № 26, 2005, С. 179-185.
9. *Б.Р. Шпунт* Тектонические обстановки проявлений магматизма на востоке Сибирской платформы в Неогее. // Геотектоника, 1992, №3, С. 45-63.

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА – СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ

Пруцкий Н.И., Энна Н.Л., Лаврищев В.А.

ФГУГП «Кавказгеолсъемка», г. Ессентуки, Россия
(fgugp@geolog.kmv.ru)

В тектоническом отношении Северный Кавказ является составной частью Альпийско-Гималайской складчатой системы и Евразийского континента. Объективная оценка минерально-сырьевого потенциала региона и основных направлений его воспроизводства должны основываться на современных представлениях о его геологическом строении, геодинамики и минерагении, опирающиеся на материалы государственного мелко- и среднемасштабного геологического картирования.

Начатое с середины девяностых годов прошлого столетия обновление геологической основы обеспечило высокую степень геологической изученности, в первую очередь, горного сооружения Большого Кавказа, в меньшей степени – равнинного Предкавказья. К настоящему времени Государственная геологическая карта масштаба 1:1 000 000 третьего поколения охватывает более семидесяти пяти процентов территории Северного Кавказа, в 2005 году завершены работы по подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-1000/3 (ГК-1000/3) листа L-38 (ВСЕГЕИ, ФГУГП «Кавказгеолсъемка»), в 2008 - листов К-37, 38, 39 (ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», ФГУГП «Кавказгеолсъемка»). В процессе геологического доизучения площадей масштаба 1:200000 (ГДП-200) за период 1993-2010 гг. проведено обновление среднемасштабной геологической основы на площади более 120 тыс. кв.км, охватывающей 30 номенклатурных листов (в пределах юрисдикции Российской Федерации) металлогенически и экологически нагруженных территорий Западного и Центрального Кавказа, Западного, Центрального и Восточного Предкавказья. При этом, следует отметить, что совершенно не обеспечена современной геологической основой территория Восточного Кавказа. На материалах работ по ГДП-200 и ГК-1000/3 в 2007-2008 гг. был подготовлен ГИС-Атлас российской части Кавказа и прилегающих акваторий (ВСЕГЕИ, ФГУГП «Кавказгеолсъемка», ГНЦ ФГУГП «Южморгеология»).

Научно-методическое обеспечение региональных исследований осуществлялось путем проведения тематических работ стратиграфического, петрологического и других направлений. На бюро МСК в качестве унифицированной стратиграфической схемы в 2000 году утверждена стратиграфическая схема палеогеновых отложений Северного Кавказа и Предкавказья, в 2006 г - верхнемеловых отложений, в качестве корреляционной утверждены в 2000 г стратиграфическая схема девонских отложений, в 2001 году - силурийских, в 2002 – неогеновых [2]. В 2008 году была подготовлена стратиграфическая схема нижнемеловых отложений (ВСЕГЕИ, ФГУГП «Кавказгеолсъемка»), переданная для доработки и апробации специалистам ВСЕГЕИ. В настоящее время нуждаются в дополнении и актуализации схемы корреляции стратифицированных протерозойских образований, стратиграфические схемы юрских и триасовых образований, подготовленные более тридцати лет назад.

В 2001 году ФГУГП «Кавказгеолсъемка» завершены работы по оценке изученности магматических комплексов Северного Кавказа, по доюрским комплексам выбраны массивы, предлагаемые в качестве эталонных объектов, для Эльбрусского риолит-дацитового вулканического комплекса

создана основа для разработки его эталона. Отсутствие финансирования не позволило провести работы по составления эталонов магматических комплексов Северного Кавказа. На сегодняшний день также отсутствует утвержденная корреляционная схема магматических комплексов, основа которой заложена при составлении серийных легенд ГК-200/2 и ГК-1000/3. Разнообразие магматических комплексов и точек зрения о их объеме, составе, возрасте, генезисе и рудоносности снижают возможность использования магматического фактора при оценке рудоносности территорий.

Наиболее дискуссионными в настоящее время являются вопросы по строению, возрасту метаморфических комплексов кристаллического основания Большого Кавказа, систематические исследования которых практически прекратились в конце прошлого века. В начале 90-х годов была дана достаточно детальная петрологическая характеристика основных регионально метаморфизованных комплексов Большого Кавказа, новые геолого-петрологические данные, значительно изменяющие прежние представления о возрасте, взаимоотношениях и составе пород, слагающих доальпийский кристаллический фундамент Большого Кавказа, о времени и характере испытанного ими полициклического регионального метаморфизма, приведены в монографии И.П.Гамкрелидзе, Д.М.Шенгелиа [1], многочисленных работах М.Л. Сомина и др., однако в должной мере не обобщены и не систематизированы. На сегодняшний день крайне мало систематических прецизионных Rb-Sr и U-Pb датировок метаморфических комплексов, которые зачастую носят противоречивый характер. В работах М.Л. Сомина [4 и др.] последних лет предполагается палеозойский возраст регионального метаморфизма, Северо-Кавказские геологи считают этот вывод преждевременным, недостаточно обоснованным.

Новые данные по стратиграфии, тектонике, магматизму, полезным ископаемым, полученные в результате проведенных в последнее время региональных геологических исследований, позволили существенно уточнить геологическое строение и на этой основе дать новую оценку его металлогенического потенциала [3].

Территория Северного Кавказа в современной структуре охватывает с юга-юго-востока на северо-восток (рис. 1): фрагменты Черноморской впадины и системы Закавказских межгорных прогибов, Северо-Кавказскую складчато-блоковую систему (складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа), зону Предкавказских краевых прогибов и поднятий, Мизийско-Скифско-Туранскую платформу (Скифская эпигерцинская плита Предкавказья, Скифская плита Среднего Каспия, зона Манычских прогибов, кряж Карпинского и юго-восточная часть Донецкого кряжа) и Восточно-Европейскую платформу (Ростовский выступ, южные части Воронежской антеклизы и Прикаспийской впадины). В геологическом строении этих структурно-морфологических элементов участвуют осадочные, метаморфические и магматические породы широкого возрастного диапазона (от докембрия до голоцена), образующие домезозойский комплекс основания (кристаллический фундамент), триасовый переходный комплекс, широко развитый в предкавказье и мезо-кайнозойский (юра – неоген) осадочный чехол, киммерийские и альпийские складчатые зоны Южного склона Большого Кавказа.

Наиболее сложное строение имеет Северо-Кавказская складчато-блоковая система, северная граница которой условно проводится по выходам на поверхность эоценовых отложений. В соответствии с принятым авторами районированием в ее альпийской структуре различаются (с севера на юг): Северо-Кавказская моноклиналь, складчато-глыбовые поднятия Центрального и Восточного Кавказа и покровно-складчатые зоны системы Южного склона [3]. Северо-Кавказская моноклиналь сложена трансгрессивно залегающим мальм-эоценовым комплексом осадков, запечатывающим домезозойский

фундамент и структуры киммерийского

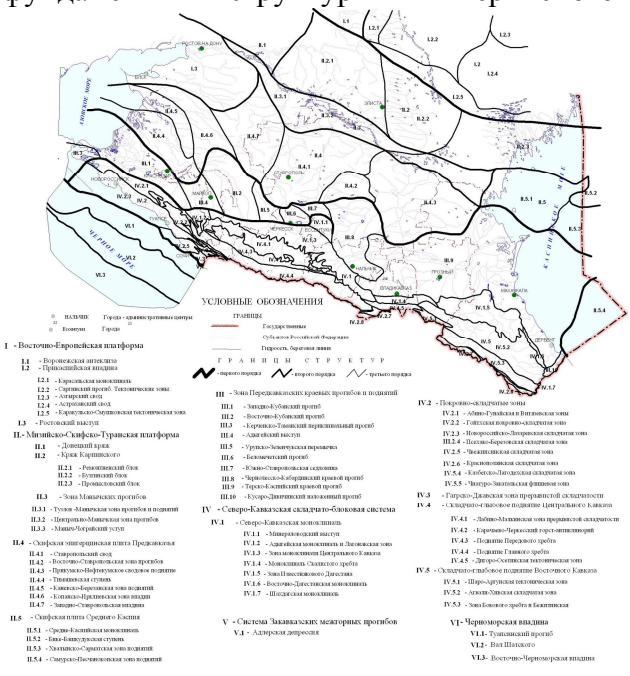


Рис. 1. Тектоническое районирование Северного Кавказа и Предкавказья (альпийский этап) (*по И.И. Грекову, Г.И. Баранову с изменениями и дополнениями*)

этажа. Представлена (с запада на восток) Адыгейской моноклиналью и Лагонакской зоной, Минераловодским выступом, зоной моноклинали Центрального Кавказа, моноклиналью Скалистого хребта, зоной Известнякового Дагестана, Восточно-Дагестанской и Шахдагской моноклиналями. Складчато-глыбовое поднятие Центрального Кавказа охватывает наиболее поднятую часть горного сооружения Центрального Кавказа с выходом на дневную поверхность доюрского основания и отличается ярко выраженным блоковым строением. В структуре блоков поднятия получили широкое развитие крупноамплитудные выступы, отделенные друг от друга относительно узкими (от 2 до 20 км) щелевидными депрессиями, в которых отложения ранне-средней юры «затащены» на значительную глубину (до 1 км) и интенсивно деформированы. С севера на юг здесь различаются Лабино-Малкинская зона прерывистой складчатости и Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий, Дигоро-Осетинская зона, складчато-глыбовые поднятия Передового и Главного хребтов, разделенные Пшекиш-Тырныаузской межблоковой шовной зоной. В современной структуре поднятия Главного хребта различаются Чугушский, Софийский, Тебердинский, Балкаро-Дигорский, Шхарский и Адайхохский тектонические блоки-горсты, разделенные узкими депрессиями, заполненными юрскими осадками. Все они косо ориентированы по отношению к ограничивающим разломам, постепенно срезаются ими, подчеркивая левосдвиговую морфологию этих нарушений.

Складчато-глыбовое поднятие Восточного Кавказа представляет собой перекрытое юрским складчатым чехлом поднятие с отметками до 3,5 – 4 км. Внутренняя структура характеризуется развитием субширотных и общекавказских киммерийских складчатых зон, разделенных крутыми разломами типа взбросов. С северо-запада на юго-восток здесь выделяются складчатые зоны Шаро-Аргунская, Агвали-Хивская, Бокового хребта и Бежитинская. Покровно-складчатые зоны системы Южного склона представляют собой шарьированные на складчато-глыбовые поднятия, сложно дислоцированные, осадочные и вулканогенно-осадочные литодинамические комплексы, сформировавшиеся в глубоких прогибах, комплекс основания в которых не известен. Наиболее полно они проявлены в пределах Западного Кавказа, частично они обнажаются в пределах Центрального и Восточного Кавказа. На Западном Кавказе они представлены киммерийскими Гойтхской, Псехако-Березовской, Краснополянской и альпийскими Витязевской, Абино-Гунайской, Новороссийско-Лазаревской и Чвежипсинской покровно-складчатыми зонами. Здесь же выделяется Гагрско-Джавская зона, представляющей собой складчато-глыбовое поднятие, сложенное формациями островной дуги (средняя юра) и островного шельфа (верхняя юра-эоцен). В пределах Центрального и Восточного Кавказа отмечаются фрагменты киммерийской Казбегско-Лагодехской и альпийской Чиатуро-Закатальской (Местийско-Тианетской) покровно-

складчатых зон. Киммерийские структуры представлены осадками осевой части и подножий континентального склона ранне-среднеюрского рифта, альпийские - флишевыми и субфлишевыми образованиями, которые в коллизионный этап были интенсивно деформированы и шарьированы на края Закавказской и Скифской плит. Характеризуются ярко выраженным покровно-надвиговым и чешуйчатым стилем тектоники, интенсивной дизъюнктивной и разрывной тектоникой.

В строении кристаллического фундамента складчато-глыбового поднятия Центрального Кавказа участвуют мигматиты и образования, претерпевшие региональный метаморфизм зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой, реже субгранулитовой фаций, инъецированные магматическими породами от ультраосновного до кислого составов [3]. В доюрском основании Большого Кавказа на дневную поверхность выведен Центрально-Кавказский сегмент, вовлеченного в орогенное поднятие цоколя Скифской эпигерцинской плиты, в структуре которого обособились горст-антиклинории Карачаево-Черкесский и Главного хребта, грабен-синклинорий Передового хребта.

Доверхнепалеозойское основание всех этих структур сложено тектонически совмещенными литопластинами-террейнами [3, 4]: в Главном хребте - Буульгенский паравтохтон, Макерский аллохтон и, предположительно, перемещенные с севера из грабен-синклинория Передового хребта Лабинский и Дамхурцевский аллохтоны; в Передовом хребте – на позднепротерозойском Армовско-Шаукольском паравтохтоне, залегает пакет герцинских тектонических покровов (Тоханский, Кызылкольский, Марухский и Ацгаринский), представленных шарьированными фрагментами раннегерцинской островодужной системы; Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий представлен Бечасынским блоком-террейном.

Герцинские структуры «запечатываются» верхнепалеозойско-триасовой молассой (неоавтохтоном), наиболее полно сохранившейся в грабен-синклинорий Передового хребта и лишь фрагментарно в Главном хребте и Карачаево-Черкесском горст-антиклинории.

Осадочный чехол представлен двумя структурно-формационными комплексами – ранне- среднеюрским терригенным и вулканогенно-терригенным, позднеюрско–плиоценовым карбонатным и терригенно-карбонатным, отвечающим киммерийскому и альпийскому структурным этажам.

Особая роль в структуре региона принадлежит субмеридиональным - северо-западным (315-330□) складчато-разрывным структурам - Пшехско-Адлерской, Центрально-Кавказской и Восточно-Дагестанской, обусловивших сегментацию горного сооружения на Северо-Западный, Центральный и Восточный Кавказ.

На территории Северного Кавказа выделено более 50-ти магматических комплексов. Доюрские интрузивные образования представлены альпинотипными гипербазитами протерозоя в кристаллическом основании, нижнепалеозойской офиолитовой ассоциацией, гранитоидами и комплексом малых интрузий среднего-верхнего палеозоя, к мезокайнозойским интрузивным образованиям принадлежат гранодиориты и граниты триаса, дайковые пояса, интрузивные массивы основного - кислого состава, вулкано-плутонические ассоциации ранней-средней юры, позднеальпийские гранитоиды, гранодиорит- и граносиенит-порфиры [3]. Разнообразие точек зрения о возрасте интрузивных образований, генезисе и связи с полезными ископаемыми существенно снижают использование магматического фактора при оценке рудоносности территории.

В пределах Большого Кавказа профилирующими являются рудные полезные ископаемые (W, Cu, Pb и Zn, Hg, Au, U). Важную роль играют минеральные воды, на основе которых функционируют санаторно-курортные зоны Всероссийского значения (Кавказские Минеральные Воды,

Черноморское побережье). В равнинной части региона главная роль принадлежит нефти и газу, титан-циркониевым россыпям и неметаллическим полезным ископаемым. В истории развития Северного Кавказа достоверно различаются четыре металлогенические эпохи: догерцинская (PR2-O), герцинская (S-P), киммерийская (J1-2) и альпийская (J3-Q). Металлогенический облик первой из них связан с образованием древней континентальной коры, герцинской – с геодинамическими обстановками океанической коры, островной дуги и коллизии, активной континентальной окраины и внутриконтинентального рифтогенеза, киммерийской – с развитием спрединговых рифтогенных глубоководных бассейнов и периконтинентальных зон активизации, альпийской – с коллизионной обстановкой. Менее уверенно может быть намечен индосинийский этап (T).

Основу имеющихся карт минерагенического районирования Северного Кавказа составляет линейная минерагения и все зоны, в подавляющем большинстве, соответствуют структурно-формационным таксонам. Важнейшими из них являются следующие минерагенические зоны: герцинские уран-золото-меднорудная Передового хребта и редкометальная вольфрамоворудная Главного хребта, киммерийские Приводораздельная меднорудная, Самуро-Белореченская медно-полиметаллическая, Черек-Кубанская золоторудная, альпийские уран-полиметаллическая Скалистого хребта и Центрально-Кавказская уран-редкометально-золоторудная область.

Полученные при подготовке комплектов Госгеолкарты-200/2 и Госгеолкарты-1000/3 данные позволили значительно увеличить ресурсный потенциал титан-циркониевых россыпей (Ставропольский и Ергенинский россыпные районы), углеводородного сырья (Центральное, Западное и Восточное Предкавказье), золота, вольфрама, полиметаллов, меди (зоны Передового и Главного хребта).

Основными, однозначно не решенными, проблемами и задачами геологии и минерагении Северного Кавказа являются обоснование возраста ряда стратиграфических подразделений, обновление стратиграфических схем фанерозоя, уточнение абсолютного возраста магматических и метаморфических образований, создание региональной схемы их корреляции, развитие металлогенических исследований с акцентом на металлогению конкретных рудных районов.

Литература

1. *Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М.* Докембрийскио-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа.М., 2005, с. 458.
2. *Потапенко Ю.Я., Энна Н.Л.* Результаты деятельности региональных межведомственных стратиграфических комиссий 2000-2009 гг. Северо-Кавказская РМСК / Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып.39. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, РАН, МСК Россию С. 18–28.
3. *Пруцкий Н.И., Греков И.И., Баранов Г.И., Энна Н.Л.* Геология и минерагения Северного Кавказа – современное состояние (Геологический атлас Северного Кавказа м-ба 1 000 000). В сб.: Региональная геология и металлогения. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2005, №25, с. 27-38.
4. *Сомин М.Л.* Главные черты строения доальпийского основания Большого Кавказа / В кн. Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 15 – 38.
5. *Хаин Е.В.* Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. М., Наука, 1984, 96 с.

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА УРАЛИД: СООТНОШЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ И ГЛОБАЛЬНЫХ АСПЕКТОВ

Пучков В.Н.

Институт Геологии Уфимского научного Центра РАН, Уфа, Россия
(puchkv@ufaras.ru)

Определяя место уралид в пространственно-временных координатах, необходимо прежде всего рассмотреть вопрос об адекватности общепринятой системы фаз и эпох тектонической активности Земли в палеозое. До настоящего времени преобладает традиционное представление о двух тектонических эпохах в истории палеозоя – каледонской, с тектонотипом в Каледонском орогене, и герцинской или варисской, с тектонотипом в варисцидах Центральной и Западной Европы. Однако по современным данным, варисская эпоха орогенеза и складчатости ограничена поздним девоном и карбоном [17]. На Урале орогенез начался также в позднем девоне, однако он продлился до конца поздней перми, и после перерыва завершился неповсеместно проявившейся древнекиммерийской фазой складчатости в конце ранней юры [8]. Таким образом, пермская эпоха складчатости, протяженностью 50 млн. лет, имеет право на самостоятельное название уральской, тем более что название уралиды уже получило широкое распространение в применении к Уралу [6]. Находящиеся на простирании Урала Таймыр на севере и Южный Тянь-Шань на юге также характеризуются проявлением складчатости в перми и раннем мезозое и на основании этого могут быть отнесены к уралидам [2,8,11,21].

Уралиды Урала представляют собой складчатую систему с полным циклом Вильсона, от рифтогенеза и заложения океанической коры в начале раннего палеозоя до коллизии типа континент-континент в позднем палеозое и раннем мезозое [8]. Такой стиль развития характерен для каледонид и варисцид Западной и Центральной Европы. Однако в глобальном аспекте не менее характерен и тихоокеанский тип развития, с последовательной аккрецией континентов, начиная с рифея, и частичными (континент-микроконтинент, континент-островная дуга) коллизиями в фанерозое [11]. Что же касается коллизии типа континент-континент, то она произойдет на месте Тихого океана не скоро (или не произойдет вовсе, если начнется субдукция в океанах атлантического типа).

Специфической чертой Урала является коллизия типа островная дуга–пассивная континентальная окраина [13]. Такой процесс не описан в соседнем Центрально-Азиатском складчатом поясе и отсутствует в целом ряде других регионов. В то же время, его проявления наблюдаются в таконских структурах Аппалачей и Ирландии, на Тайване, в паре Зондская дуга-Северная Австралия, и, вероятно, в Восточной Австралии (дуга Макуори), в Южном Средиземноморье и других местах [19].

Современная структура Урала отличается рядом типичных особенностей, характерных для внутриконтинентальных орогенов. Такой особенностью является прежде всего его бивергентность, квазисимметрия [8,10,14]. До принятия тектоники литосферных плит в качестве ведущей парадигмы, преобладало представление о двух типах орогенов – бивергентных и моновергентных [4]. К последним относились Аппалачи, скандинавские и гренландские каледониды, варисциды Центральной Европы. Впоследствии было ясно показано, что первоначально все эти орогены были бивергентны, и их кажущаяся моновергентность обусловлена либо расколом и дрейфом континентов, либо наложением более поздних орогенов. Урал же сохранился в более или менее неискаженном виде.

Причина бивергентности орогенов достаточно очевидна. Ороген уральского типа образуется за счет выжимания относительно пластичных масс, расположенных на границе жестких и низко расположенных литосферных плит. Вследствие этого происходит разваливание деформируемых масс на эти плиты, в обе стороны от оси орогена. Проявлением такого механизма является образование типичного латерального ряда структур: «тонкокожие» складчато-надвиговые структуры сменяются внутрь орогена «толстокожими», а те в свою очередь – структурами раздавливания и выжимания (сутурными зонами, зонами «содвига») [8].

Деформации на крыле орогена могут быть описаны в рамках теории деформационного клина, в соответствии с которой под деформируемым клином возникает поверхность тектонического срыва (детачмент), и новые надвиги последовательно возникают под этим клином на его внешней стороне [9 и ссылки в этой работе]. В широком плане, следствием этого является хорошо выраженная «стратиграфия тектонических покровов», согласно которой более древние (по времени образования) покровы располагаются выше более молодых. Такая закономерность, описанная для Альп, Тянь-Шаня, Аппалачей и других складчатых областей, по-видимому, справедлива и для тектонических покровов западного склона Урала [2, 8, 11,12]. Особенностью Урала является наличие сильно проявленных поперечных поднятий, на которых шарьяжные структуры не сохранились (эродированы).

Урал отличает от других древних орогенов исключительно хорошая сохранность офиолитов и островодужных формаций, которые образуют не только маломощные аллохтоны, обычные для других складчатых областей, но и слагают протяженную Тагило-Магнитогорскую зону. В этой зоне прекрасно сохранились реликты структур двух палеозойских островных дуг, Тагильской и Магнитогорской, прослеживающиеся на большую глубину. Сохранность таких крупных островодужных блоков, возможно, обусловила и исключительное развитие в их пределах концентрически-зональных массивов Платиноносного пояса [8 и ссылки в этой работе].

Сейсмические исследования на Урале доказали, что для коры этой складчатой области характерно присутствие корня, расположенного под Тагило-Магнитогорской зоной [15]. Он имеет мало общего с «корнями» современных гор, и связан с тяжелым, симатическим составом коры в пределах зоны, и лишь отчасти – с нео-орогеническими деформациями. Такой корень предлагается назвать холодным, в отличие от горячих корней, связанных со значительным скучиванием сиалической коры. На Урале горячий корень мог располагаться в перми под Восточно-Уральской зоной, где проходит Главная гранитная ось Урала [8].

Изменение стиля тектонических деформаций в процессе орогенеза на Урале имеет четко направленную тенденцию: от складчато-надвиговых и шарьяжных к сдвигово-дуплексным [3]. В более общем виде эта тенденция отмечается и в других складчатых областях – в Аппалачах, на Тягь-Шане, и др. [1].

На Урале отчетливо выявляется диахронность деформационных процессов – не только вкрест простирания складчатой области, но и по простиранию. Так, позднедевонский коллизионный процесс фиксируется только на Южном Урале, а раннеюрский – является определяющим при формировании Пайхойско-Новоземельского сегмента складчатой области. В этом смысле Урал сходен с Аппалачами, где таконская и акадская складчатости проявляются преимущественно на севере, а наиболее молодая, аллегейнская – по всей протяженности пояса, причем на самом юге, в Уачите, она является заведомо единственной [8]. Такая диахронность ставит под сомнение глобальность проявления тектонических фаз канона Г. Штиле [5].

Несомненно межрегиональное значение, не связанное с орогенией, имели на Урале суперплюмовые процессы. С

проявлениями девонского суперплюма Восточно-Европейской платформы [18] связано формирование гигантского дайкового пояса, который прослеживается в настоящее время в поле развития докембрийских и ордовикско-девонских отложений на западном склоне Урала [7]. Формирование триасового суперплюма началось образованием обильных трапповых излияний на границе перми и триаса (около 250 млн. лет) не только в Сибири [16], но и на Урале [20], вследствие чего сам суперплюм заслуживает название Урало-Сибирского.

Литература

1. *Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. – М.: Наука, 1976. – 164 с.
2. *Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия. Палеозойская тектоника и геодинамика. – М.: ГЕОС, 2006. – 214 с.
3. *Знаменский С.Е.* Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. – Уфа: Гилем, 2009. – 348 с.
4. Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика» / *Ред. Л.И. Красный, О.В. Петров, Б.А. Блюман.* – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – 652 с.
5. *Пучков В.Н.* Тектонические фазы и циклы в контексте тектоники литосферных плит // Геотектоника – 1994. – № 4. – С. 90–94.
6. *Пучков В.Н.* Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольскогопояса // Геология и геофизика. – 2003. – № 1/2. – С. 28–39.
7. *Пучков В.Н.* Дайковые рои и ассоциирующие с ними магматические комплексы на Урале // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. – М.: ГЕОС, 2010. – Т. 2. – С. 182–183.
8. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа:ДизайнПолиграфСервис, 2010.– 280 с
9. *Пучков В.Н., Перес-Эстаун А., Браун Д, Альварес-Маррон Х.* Краевой складчато-надвиговый пояс орогена: структура и происхождениена примере Башкирского Урала // Вестник ОГГГГН РАН: электрон. научн. журнал. – 1998. – № 13. – С. 70–99. URL: http://www.scgis.ru.
10. *Рыбалка А.В., Петров Г.А., Кашубин С.Н., Юхлин К.* Среднеуральский трансект ESRU. Структура и динамика литосферы Восточной Европы. Вып. 2: Результаты исследований по программе ЕВРОПРОБА. – М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. – С. 390–401.
11. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный Мир, 2001. – 606 с.
12. *Agard P., Lemoine M.* Faces of the Alps: structure and geodynamic evolution. – Paris: Commission of the geological map of the world, 2005. – 49 p.
13. *Brown D., Puchkov V.* Arc-continent collision in the Uralides, an IGCP-453 «Uniformitarianism revisited: a comparison between modern and ancient orogens» conference and fieldtrip. – Ufa: DesignPoligraphService, 2004. – 76 p.
14. *Brown D., Juhlin C., Ayala C., Tryggvason A., Bea F., Alvarez-Marrón J., Carbonell R., Seward D., Glasmacher U., Puchkov V., Pérez-Estaún A.* Mountain building processes during continent-continent collision in the Uralides // Earth-Science Reviews. – 2008. – 89. – P. 177–195.
15. *Carbonell R., Pérez-Estaún A., Galart J. et al.* Crustal root beneath the Urals: Wide-angle evidence // Science. – 1996. – V. 274. – P. 222–223.
16. *Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G. et al.* Modelling of thermochemical plumes and implications forthe origin of the Siberian traps // Lithos. – 2008. – 100. – P. 66–92.
17. *Franke W.* The Mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution // Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan belt / Geol Soc. Spec. Publ., – L., 2000. – P. 35–61.
18. *Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A. et al.* Late Precambrian to Triassic history of the East-European craton: dynamics of sedimentary basin evolution // Tectonophysics. – 1996. – 268. – P. 23–63.
19. *Puchkov V.N.* Chronology and geometry of arc-continent collisions // Abstr. No 92 Geol. Soc. Australia. The Maquarie Arc Conference and field trips. IGCP-524. Orange, NSW., Australia, 2009. P.111-112.
20. *Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I. et al.* The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // Earth and Planetary Sci. Letters. – 2009 b. – Vol. 277, Is. 1–2. – P. 9–20.
21. *Xiao W.J.* Late Permian to Mid-Triassic continent-arc collision in the Tien Shan: implication for the architecture of Central Asia // The Maquarie Arc Conference and field trips. IGCP–524: Abstracts / Geological Society of Australia; no. 92. – Sydney, N.S.W.: Geological Society of Australia, 2009. – P. 142–146.

НАЗЕМНЫЕ И СПУТНИКОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Пушкарев П.Ю., **Мойланен Е.В.**

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(pavel_pushkarev@list.ru)

Введение

Глубинная электропроводность - важный источник информации о составе и строении, а также о флюидном, термальном и реологическом режимах недр [1], [2]. Оценить её распределение в мантии Земли можно в результате интерпретации данных о длиннопериодных магнитных вариациях. Регистрация вариаций трёх компонент магнитного поля выполняется на поверхности и на орбите Земли.

Наземные измерения

Данные геомагнитных обсерваторий использовались для оценки глубинной электропроводности ещё в 1889 году [3]. С тех пор методы интерпретации данных непрерывно развивались, и был пройден большой путь от двухслойных до детальных трёхмерных моделей Земли.

В не меньшей степени этому поспособствовало и развитие сети геомагнитных обсерваторий. В настоящее время сеть INTERMAGNET объединяет свыше 100 обсерваторий, удовлетворяющих современным стандартам.

Основным недостатком этой сети является её неравномерность. Поэтому в последние годы ведётся работа по созданию геомагнитных обсерваторий в океанах (на островах) и в пределах слабо охваченных территорий на материках (в России работает 3 обсерватории сети INTERMAGNET).

В рамках проектов «Формирование системы инновационного образования в МГУ» и «Программа развития МГУ до 2020 года» нами приобретены 4 длиннопериодные станции LEMI [4] и 2 станции КВАРЦ-4 [5]. На геофизической базе МГУ в д. Александровка Калужской области благодаря поддержке ООО «Северо-Запад» построен немагнитный павильон для тестирования аппаратуры и длительных измерений физических полей.

С 2011 года планируется вести непрерывную регистрацию магнитных вариаций на геофизической базе и длительные (от двух недель) измерения в других пунктах.

Спутниковые измерения

Первые спутниковые геомагнитные данные, которые использовались для изучения глубинной электропроводности Земли, были получены с помощью спутника MAGSAT (1979 год). Позднее были запущены спутники Oersted, SAC-C и CHAMP. Однако для полноценного покрытия поверхности Земли необходима синхронная работа нескольких идентичных спутников, вращающихся на согласованных орбитах.

Такой подход будет реализован в рамках проекта SWARM Европейского космического агентства. На 2012 год запланирован запуск трёх спутников, каждый из которых будет измерять три компоненты магнитного поля. Ведётся разработка методов обработки данных, позволяющих выделять временные вариации этих компонент над всей поверхностью Земли.

Поскольку наблюдения в рамках проекта SWARM будут вестись лишь несколько лет, необходимо до окончания этого срока разработать и запустить новую систему спутников, чтобы обеспечить непрерывность наблюдений. Если за такую разработку возьмутся Роскосмос и МГУ, то это станет хорошим стимулом для развития отечественной науки, поскольку орбитальные наблюдения магнитного поля дают ключ к решению целого ряда задач физики, геологии и других наук.

Интерпретация данных

В результате обработки записей магнитных вариаций в ряде точек земной поверхности (или над ней) рассчитываются функции периода колебаний поля, зависящие от электропроводности Земли. Такими функциями могут быть импеданс Z или C-отклик, рассчитанные способом пространственных производных или отношения компонент, а также отношение внутреннего и внешнего потенциалов Ui/Ue или Q-отклик, определяемые способом разделения потенциалов [6], [7]. Короткопериодная составляющая несёт информацию о малых, а длиннопериодная – о больших глубинах.

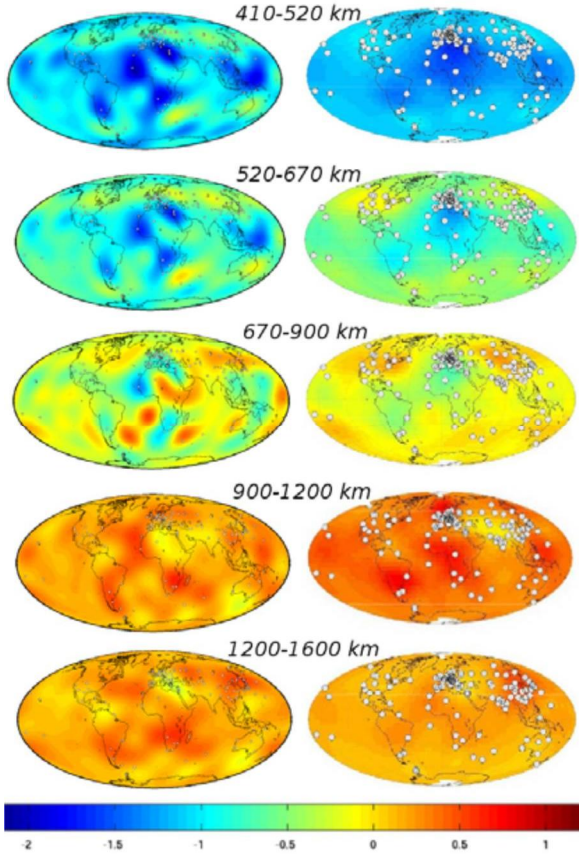


Рисунок. Слева: глобальная 3D модель электропроводности Земли, полученная в результате решения 3D обратной задачи по данным 133 геомагнитных обсерваторий [8]. Справа: аналогичная модель, построенная другими авторами по данным 114 обсерваторий [9]. Шкала – десятичный логарифм электропроводности

Долгое время интерпретация данных, полученных в разных точках наблюдения, велась независимо, в предположении, что в окрестности точки Землю можно считать горизонтально-слоистой (1D обратная задача). В настоящее время всё шире применяется 3D обратная задача, при которые данные со всей земной поверхности используются одновременно, и строится согласующаяся с ними трёхмерная модель Земли. Эта задача требует значительных вычислительных ресурсов и решается с помощью суперкомпьютеров.

Первые результаты в этой области были недавно получены двумя группами учёных (из США [8] и Швейцарии [9]) по данным геомагнитных обсерваторий. На рисунке представлены полученные ими карты электропроводности на различных глубинах. Эти предварительные результаты уточняются за счёт пополнения набора данных и развития алгоритмов 3D инверсии.

На данный момент, на фоне плавного увеличения электропроводности с глубиной, выявлены существенные латеральные неоднородности в верхней и средней мантии. Однако, получаемые результаты пока сильно зависят от используемого набора данных и особенностей решения 3D обратной задачи.

Выводы

Для получения детальной информации об электропроводности мантии Земли, необходим представительный набор магнитовариационных данных высокого качества, полученных на более-менее регулярной сети наблюдений. Для этого необходимо развивать сеть геомагнитных обсерваторий и временных пунктов наблюдения, а также создавать спутниковые системы измерений магнитного поля.

Другое направление работ связано с развитием методики интерпретации данных. Речь идёт не только о совершенствовании алгоритмов решения 3D обратной задачи, но и о разработке методов анализа магнитовариационных данных, а также об изучении закономерностей и природы мантийных аномалий электропроводности с целью построения априорной модели и задания ограничений на параметры модели.

Сейчас исследования глубинной электропроводности, в основном, ведутся за

рубежом, хотя во многом основываются на достижениях мощной научной школы, которая существовала в СССР 20 лет назад, и на возрождение которой мы надеемся.

Литература

1. Ваньян Л.Л., Шиловский П.П. Глубинная электропроводность океанов и континентов. Москва, Наука, 1983. 88 с.
2. Ротанова Н.М., Пушков А.Н. Глубинная электропроводность Земли. Москва, Наука, 1982. 296 с.
3. *Schuster A., Lamb H.* The diurnal variation of terrestrial magnetism. Phi. Trans. Roy. Soc. London, 1889, 45, pp. 481-486.
4. *Корепанов В.Е.* Магнитометр нового поколения для 1-секундного стандарта системы INTERMAGNET. Материалы Международной конференции «Искусственный интеллект в изучении магнитного поля Земли. Российский сегмент INTERMAGNET». Углич, 2011.
5. *Бурцев Ю.А., Кириаков В.Х., Любимов В.В.* Цифровая магнито-вариационная станция "Кварц-4". Датчики и системы, 2006, № 1, с. 45-48.
6. *Kuvshinov A.* Deep electromagnetic studies from land, sea, and space. Progress status in the past 10 years. 20th Workshop on EM Induction in the Earth Review Paper, Egypt, 2010, 28 pp.
7. *Vozar J., Semenov V.Yu.* Compatibility of induction methods for mantle soundings. J. Geophys. Res, 2010, Vol. 115, 9 pp.
8. *Kelbert A., Egbert G., Schultz A.* Spatial variability of mantle transition zone water content: evidence from global electromagnetic induction data. Abstracts of AGU Fall Meeting, San-Francisco, 2009, abstract DI43A-01.
9. *Khan A., Kuvshinov A., Semenov A.* On the heterogeneous electrical conductivity structure of the Earth's mantle with implications for transition zone water content. J. Geophys. Res., in press, doi: 10.1029/2010JB007458.

ПИРОПОВЫЕ ВЕБСТЕРИТЫ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА - ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИННОГО ПЕТРОГЕНЕЗИСА В ПАЛЕОЗОЙСКОЙ МАНТИИ УРАЛА

Пушкарев Е.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбур
(pushkarev@igg.uran.ru)

Главный уральский разлом (ГУР) представляет собой шовную структуру планетарного масштаба, которая является геологической границей между палеоконтинентальным на западе и палеоокеаническим на востоке секторами Уральского складчатого пояса [2 и др.]. Одной из важных особенностей этой структуры является приуроченность к ней крупнейших на Урале ультрамафитовых комплексов сильно деплетированного дунит-гарцбургитового (офиолитового) и слабо деплетированного – лерцолитового типов [8]. Сравнительно недавно в Миндякском лерцолитовом массиве, который входит в структуру ГУР на Южном Урале, были установлены высокобарические гранатовые ультрамафиты и базиты [1, 4, 21, 22], а несколько позднее такие же породы были обнаружены в меланжевом обрамлении Татламбетовского лерцолитового массива [5]. Известно, что гранатовые лерцолиты и сопутствующие им гранатовые пироксениты и метабазиты вместе со шпинелевыми и плагиоклазовыми фациями ультрамафитов формируют массивы в альпийском Средиземноморском поясе (Ронда, Бени-Бусера), в Японии (Хороман) и тд. [10-19, 23, 24]. Природа этих орогенных лерцолитовых комплексов дискуссионна, но их высокотемпературный и высокобарический генезис не вызывает сомнений и подтверждается присутствием октаэдрических графитовых псевдоморфоз по алмазу в слоях гранатовых пироксенитов [9, 11]. Основываясь на этом, часть исследователей предполагает, что перидотиты представляют собой фрагменты слабодиплетированной литосферной мантии, выведенной на поверхность. Пространственная приуроченность гранатовых ультрамафитов и базитов к лерцолитовым массивам ГУР на Южном Урале подталкивает исследователей рассматривать природу этих ультрамафитовых ассоциаций с аналогичных позиций, хотя высказываются и иные представления, например, о низкобарическом габбровом субстрате гранатовых пород и их метаморфогенном генезисе [21, 22].

Наши исследования показали, что высокобарические породы по химическому и минеральному составу можно разделить на три типа: 1) пироповые, и оливин-шпинель-пироповые вебстериты, 2) гранатовые клинопироксениты и, 3) амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты. Совместное нахождение всех трех типов пород было установлено в лерцолитовом массиве Миндяк [4, 5]. На остальных участках ГУР были встречены только породы 2 и 3 типов. Отметим, что гипербазиты с пиропом за всю историю геологического изучения Уральского складчатого пояса впервые обнаружены “in situ”, хотя в осадочных коллекторах алмазов на Урале зерна пиропов кимберлитового и иного типов неоднократно описывались. Природа самих брекчий до конца не ясна. Разными авторами предполагалась их тектоническая, обвально-осыпная и эксплозивная природа [1, 3-5, 7, 21, 22]. Исходя из геологического строения брекчий, их текстурно-структурных особенностей, состава обломков и цемента, тектоническая природа брекчий является наименее вероятной. Широкое развитие аналогичных брекчий в разных участках ГУР, без видимых интрузивных или секущих взаимоотношений с обрамляющими породами противоречит их эксплозивной природе. Поэтому

представления о кумулятивном, обвально-осыпном происхождении кажутся наиболее вероятными, с той лишь поправкой, что брекчии не являются по составу серпентинитовыми [4, 5], как это предполагалось ранее [7, 21, 22], а являются полимиктовыми, алюмо-силикатными родингитизированными (рис. 1).

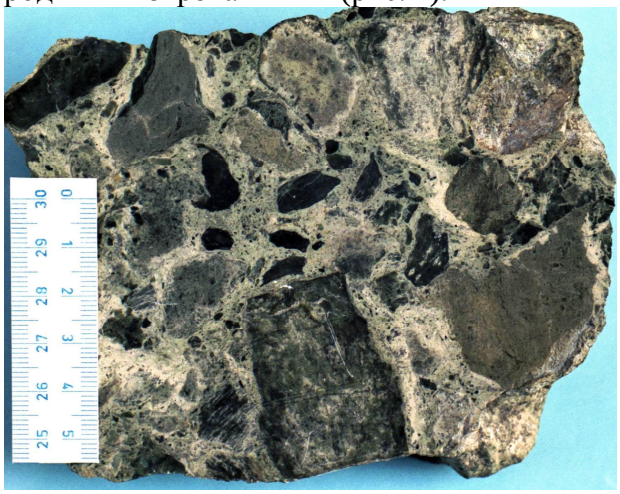


Рис. 1. Образец полимиктовой родингитизированной брекчии, содержащей фрагменты выокобарических гранатовых пород. Миндякский лерцолитовый массив.

Пироповые вебстериты образуют наиболее редкий тип ксенолитов в родингитовых брекчиях Миндякского массива. Они формируют угловатые фрагменты размером до 20–30 см с закругленными ребрами и вершинами. С краев интенсивно родингитизированы. Мощность зоны родингитизации достигает 3–4 см, поэтому мелкие фрагменты, размером до 5–6 см, не сохраняют свой первичный состав. Породы состоят из ортопироксена (30–40%), клинопироксена (30–40%), оливина (5–10%), пиропа (5–15%), глиноземистой шпинели (<2%) и амфибола, количество которого сильно варьирует. Микроструктура пород гипидиоморфнозернистая, с элементами порфирокластической. Состав всех темноцветных силикатов характеризуется низкой железистостью, f=0.08-0.13. Вино-желтая высокоглиноземистая хромшпинель образует ксеноморфные зерна, включенные в пироп (рис. 2). На границе граната и шпинели часто наблюдаются реакционные зоны с развитием тончайших червеобразных срастаний шпинели, ортопироксена, клинопиороксена и амфибола. Гранат образует крупные зерна, размером 5-6 мм, светло-сиреневого цвета. Пиропы из вебстеритов содержат от 60 до 70 мол. % пиропового компонента и соответствуют гранатам из ультрамафитов орогенных лерцолитовых комплексов, кимберлитов и гранатовых перидотитов складчатых областей [13, 14, 23 и др.], отличаясь от них пониженным содержанием хрома, которое составляет всего 0.7–0.8 мас. %. От гранатов из включений в графитовых псевдоморфозах по алмазу в гранатовых пироксенитах Бени-Бусера [9] вебстеритовые пиропы отличаются большей магнезиальностью, Mg# = 0.8. Гранаты на диаграмме Alm–Ca-комп.–Py (рис. 3) располагаются в магнезиальном углу на стыке полей составов граната из разнообразных гранатовых ультрамафитов и базитов массивов Ронда и Бени-Бусера.

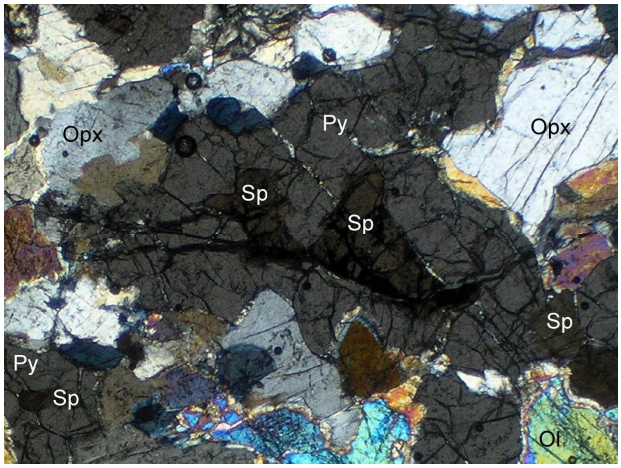


Рис. 2. Микрофотография оливин-шпинель-пиропового вебстерита Миндякского массива. Py - пироп, Sp - высокоглиноземистая шпинель, Ol - оливин, Opx - ортопироксен. Поле зрения 5*3 мм. Ник. Кососкрещенные.

Согласно петрохимическим и геохимическим критериям, предложенным В.В. Ревердатто с соавторами [6], пироповые вебстериты и другие высокобарические гранатовые ультрамафиты и базиты Миндякского массива и зоны ГУР относятся к мантийным

высокобарическим породам в отличие от “коровых” гранатовых ультрамафитов, связанных с метаморфическими комплексами высоких и сверхвысоких давлений.

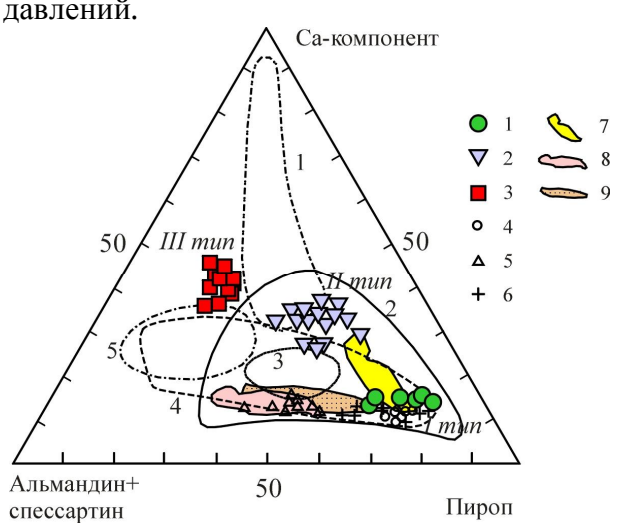


Рис. 3. Диаграмма состава гранатов. 1–3 – высокобарические породы массива Миндяк: 1 – Пироповые вебстериты, 2 – гранатовые пироксениты, 3 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты; 4 – гранатовые пироксениты и вебстериты массива Рондо (Испания) [9]; 5 – гранатовые пироксениты и вебстериты с апоалмазными графитовыми псевдоморфозами массива Бени-Бусера (Марокко) [9, 19]; 6 – гранатовые перидотиты Чешского массива (Центральная Европа); 7 – гранат-корундовые пироксениты, тип II, Бени-Бусера [14]; 8 – графит-гранатовые пироксениты Бени-Бусера [19]; 9 – гранатовые пироксениты тип I, Бени-Бусера [14]. Поля: 1 – гроспидиты, корундовые и кианитовые эклогиты из кимберлитов; 2 – алмазоносные эклогиты и включения в алмазах; 3 – кианитовые и каринтиновые пироповые эклогиты Полярного Урала; 5 – альмандиновые эклогиты Казахстана; 4 – гранаты эклогитовой фации.

Пироповые вебстериты характеризуются низкой железистостью f = 0.08–0.17 и содержат до 27 мас. % MgO. По составу пироповые вебстериты не имеют аналогов среди гранатовых пород, образующих слои в орогенных лерцолитах массивов Ронда и Бени-Бусера. Уральские породы более магнезиальные и характеризуются высоким CaO/Al_2O_3 отношением, превышающим 1.0, что предполагает обогащение родоначального мантийного источника клинопироксеном. Высокая известковистость пород отражается и в нормативном составе. Так, несмотря на присутствие модального ортопироксена, в нормативном составе он отсутствует, а CIPW норма соответствует меланократовому оливиновому габбро или пикритобазальту с долей плагиоклаза менее 30%. Согласно экспериментальным данным, состав таких расплавов отвечает высокобарической котектике An-Di-Ol при давлении не менее 15 кбар [20].

Выводы: Мы предполагаем, что пироповые вебстериты образовались в результате кристаллизации пикритового расплава на глубинах соответствующих по *P-T* условиям переходу между породами гранатовой и шпинелевой фаций глубинности, *P* = 14–20 кбар, *T* = 800–1200°C. Формирования этого расплава связано с плавлением верлитового мантийного источника на рубеже силура и раннего девона [5] над областью разрыва литосферных плит при коллизии, «отмирающей» Губерлинской островной дуги ордовикского возраста и Восточно-Европейского континента

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 09-05-00911-а, Программ ОНЗ РАН № 2 (09-Т-5-1011) и № 10 (09-Т-5-1019)

Литература

1. *Денисова Е.А.* Внутреняя структура Миндякского ультраосновного массива (Южный Урал) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, № 2. С. 382–387.
2. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Дизайнполиграфсервис, 2010. 280 с.
3. *Пушкарев Е.В.* Эксплозивные брекчии с включениями высокобарических пород основного и ультраосновного состава в Миндякском лерцолитовом массиве (Башкортостан): состав и петрогенетические следствия // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий. Т. 2. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2001. С. 155–168.

4. *Пушкарев Е.В., Гуляева Т.Я.* Высокобарические гранатовые гипербазиты Миндякского массива на Южном Урале // Ежегодник-1994. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 82–86.*Пушкарев Е. В. , Рязанцев А. В., Третьяков А. А., Белова А. А., Готтман И. А.* Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования.// Литосфера, 2010. № 5. С. 102-148
6. *Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д.А.* Геохимические различия "мантийных" и "коровых" перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких-сверхвысоких давлений // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 99–119.
7. *Савельев А.А. Бибикова Е.В., Савельева Г.Н.и др.* Гранатовые пироксениты массива Миндяк на Южном Урале: обстановка и возраст формирования // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, Вып. 1. С. 22–29.
8. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // М.: ГИН АН СССР, 1987. 246 с.
9. *Слодкевич В.В.* Параморфозы графита по алмазу // Записки ВМО. 1982. CXI, Вып. 1. С. 13–33.
10. *Bodinier J-L., Garrido C.J., Chanefo I.et al.* Origin of pyroxenite-peridotite veined mantle by refertilization reactions: Evidence from the Ronda peridotite (southern Spain) // J. Petrol. 2008. V. 49, № 5. P. 999–1025.
11. *Davies G.R., Nixon P.H., Pearson D.G. & Obata M.* Tectonic implications of graphitised diamonds from the Ronda peridotite massif, southern Spain// Geology. 1993. V. 21. P. 471–474.
12. *Frey F.A., Suen C.J., Stockman H.W.* The Ronda high temperature peridotite: geochemistry and petrogenesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49, № 11. P.2469–2491.
13. *Garrido C.J., Bodinier J-L.* Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotite: evidence for pervasive melt-rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere // J. Petrol. 1999. V. 40, № 5. P. 729–754.
14. *Kornprobst J., Piboule M., Roden M., Tabit A.* Corundum-bearing garnet clinopyroxenite at Beni Bousera (Morocco): Original plagioclase-rich gabbros recrystallized at depth within the mantle // J. Petrol. 1990. V. 31, P. 3. P. 717–745.
15. *Morishita T., Arai S.* Petrogenesis of corundum-bearing mafic rock in the Horoman peridotite complex, Japan // J. Petrol.. 2001. V. 42, № 7. P. 1279–1299.
16. *Morishita T, Arai S., Gervilla F.* High-pressure aluminous mafic rocks from the Ronda peridotite massif, southern Spain: significance of sapphirine- and corundum-bearing mineral assemblages // Lithos. 2001. V. 57. P. 143–161.
17. *Morishita T., Arai S., Green D.H.* Possible non-melted remnants of subducted lithosphere: Experimental and geochemical evidence from corundum-bearing mafic rocks in the Horoman Peridotite Complex, Japan // J. Petrol. 2004. V. 45, № 2. P. 235–252.
18. *Obata M.* The Ronda peridotite: Garnet-, spinel- and plagioclase –lherzolite facies and P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion // J. Petrol. 1980. V. 21, № 3. P. 533–572.
19. *Pearson D.G., Davies G.R., Nixon P.H.* Geochemical constraints on the petrogenesis of diamond facies pyroxenite from the Beni Bousera peridotite massif, North Morocco // J. Petrol. 1993. V. 34, P. 1. P. 125–172.
20. *Presnall D.C., Dixon S.A., Dixon J.R. et al.* Liquidus phase relation on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma // Contrib. Mineral. Petrol. 1978. V. 66, № 2. P. 203–220.
21. *Scarrow J.H., Savelieva G.N., Glodny J. et al.* The Mindyak Paleozoic lherzolite ophiolite, Southernal Urals: geochemistry and geochronology // Ophioliti. 1999. V. 24, № 2, P. 241–248.
22. *Scarrow J.H., Spadea P., Cortesogno L,et al.* Geochemistry of garnet metagabbros from the Mindyak ophiolite massif, Southernal Urals // Ofioliti. 2000. V. 25, № 2. P. 103–115.
23. *Suen C.J., Frey F.A.* Origins of the mafic and ultramafic rocks in the Ronda peridotite // Earth Planet. Sci. Letters. 1987. V. 85. № 1–3. P. 183–202.
24. *Van Der Wal D. & Vissers R.L.M.* Structural petrologyof the Ronda peridotite, SW Spain : deformation history// Journal of Petrology. 1996. V. 37. P. 23–43.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

Р

Содержание:

Раджабов Ш.С., Сим Т.В.
СЕЙСМОФАЦИАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ЮРСКОГО РАЗРЕЗА БУХАРО-ХИВИНСКОГО РЕГИОНА 1542

Рассказов С.В., Чувашова И.С.
ВЫРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ИНДО-АЗИАТСКОЙ КОНВЕРГЕНЦИИ В КАЙНОЗОЙСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИНАМИКЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ 1548

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А., Рыбин В.В., Жиров Д.В.
ПЕРВЫЕ ОЦЕНКИ ВЕЛИЧИН НАПРЯЖЕНИЙ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ 1553

Резникова О.Г.
ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛАХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ СТОЙЛЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КМА 1555

Ремизов Д.Н.
НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОДИНАМИКИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА 1559

Рихтер Я.А.
МАНЫЧСКАЯ ГЛУБИННАЯ СУТУРА – ГРАНИЦА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И СКИФСКОЙ ПЛИТЫ 1562

Родкин М.В., Шатахцян А.Р.
ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЗАИМНОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ КРУПНЫХ И СУПЕРКРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ 1567

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А.
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ЕВРАЗИЯ – ТИХИЙ ОКЕАН 1572

Розен О.М.
ГЕОИСТОРИЧЕСКИЙ РУБЕЖ АРХЕЙ – ПРОТЕРОЗОЙ: ГИГАНТСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ И СУПЕРКОНТИНЕНТ КЕНОРЛЕНД 1576

Романько А.Е., Табатабаиманеш С.М., Степанов С.С.
ОБ АЛЬПИЙСКИХ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЯХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ЗАПАДНОГО БЕЛУДЖИСТАНА, БЛИЖНИЙ ВОСТОК 1578

Романько А.Е.
ОБ АНДЕЗИТАХ: ТЕКТОНИЧЕСКИЕ, ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ; ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ 1581

Рудаков С.Г.
ГЕОДИНАМИЧЕСКИ СВЯЗАННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПЕРЕМЕНЫ В ПОЗДНЕВЕНДСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО И СЕВЕРО—АТЛАНТИЧЕСКОГО ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ В ОБРАМЛЕНИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА КАК СОБЫТИЯ ПЛАНЕТАРНОГО МАСШТАБА 1583

Руженцев С.В., Голионко Б.Г., Лыхин Д.А., Некрасов Г.Е.
УДИНО-ВИТИМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) 1586

Русин А.И.
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И АССОЦИАЦИИ ГЛУБИННЫХ ЗОН КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ 1590

Рыскин М.И., Волкова Е.Н., Соколова И.П., Титаренко И.А.
НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ СОПРЯЖЕНИЯ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ С РЯЗАНО–САРАТОВСКИМ ПРОГИБОМ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ 1594

Рязанцев А.В., Белова А.А.
ВУЛКАНОГЕННЫЙ КЕМБРИЙ В ПАЛЕОЗОИДАХ ЮЖНОГО УРАЛА: СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СОСТАВ, ВОЗРАСТ АКЦЕССОРНЫХ ЦИРКОНОВ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ 1596

СЕЙСМОФАЦИАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ЮРСКОГО РАЗРЕЗА БУХАРО-ХИВИНСКОГО РЕГИОНА.

Раджабов Ш.С., Сим Т.В.

Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан (radjabovs@mail.rum)

В настоящее время во многих нефтегазоносных провинциях мира, включая Бухаро-Хивинский регион, основными объектами геологоразведочных работ на нефть и газ являются малоамплитудные структуры и неантиклинальные ловушки нефти и газа (НАЛ) различного генезиса. Данная ситуация обусловлена высокой степенью изученности нефтегазоперспективных районов в региональном плане [3]. Исходя из этого в практике поисково-разведочных работ на нефть и газ основное внимание уделяется детализации уже выявленных структур, поиску и разведке малоамплитудных и не больших по размерам антиклиналей, а также изучению и выявлению нетрадиционных, в первую очередь неантиклинальных ловушек нефти и газа. На стадии развития данных исследований важное значение приобретают классификация НАЛ, их геолого-геофизическое строение и отображение их в сейсмических волновых полях. Последние проявляются как на полевых сейсмических временных разрезах, так и на синтетических, в виде двумерных сейсмических моделей латеральных неоднородностей.

В тоже время моделирование волновых полей и построение сейсмоформационных моделей отдельных латеральных неоднородностей являются важной составляющей при обработке и интерпретации геолого-геофизических. При решении поставленных задач основное внимание уделяется стратиграфическому моделированию волновых полей в пределах отдельных сейсмоформационных зон и латеральных неоднородностей. Главной целью данного моделирования является оценка влияния залежей нефти и газа, зон несогласного прилегания и литолого-фациального замещения, а также других латеральных неоднородностей на различные характеристики сейсмической записи (изменение амплитуд, частоты, полярности, искажение рельефа отдельных отражающих горизонтов, и т.д.), проявляющиеся как на реальных, так и на синтетических временных разрезах. Все это позволяет наметить систему тестов выявления латеральных неоднородностей, отображаемые на синтетических временных разрезах, с целью их дальнейшего сопоставления с реальными временными разрезами.

Построение двумерных сейсмофациальных моделей основывается на использовании информации двух видов: промыслово-геофизической, характеризующейся высокой разрешающей способностью, но в то же время ограниченной в пределах околоскважинного пространства; и сейсмической, представленной в двумерном или трехмерном площадном образе, но с меньшей разрешающей способностью.

Важной составляющей при проведении двумерного моделирования сейсмоформационных зон или латеральных неоднородностей является построение геолого-геофизической модели исследуемого объекта. Данная модель должна наиболее точно отражать геологическое строение, включая рельеф отдельных горизонтов, литологию и мощности пластов. В дальнейшем каждому литотипу присваиваются, характеризующие его упругие свойства (скорость распространения продольной волны и плотность) горных пород.

На основе проведенного сейсмостратиграфического анализа и сейсмоформационной интерпретации временных разрезов ОГТ, нами в пределах Бухаро-Хивинского региона в интервале юрского комплекса предварительно

выделены отдельные латеральные неоднородности. Данные неоднородности связаны как с зонами выклинивания отдельных горизонтов (клиноформные тела, зона несогласного прилегания к доюрской поверхности, эрозионный срез), так и с фациальным замещением отдельных литотипов пород (песчаные бары, рифы).

Ниже приводится краткое описание латеральных неоднородностей и их отображение на геолого-геофизических моделях и синтетических временных разрезах.

Клиноформный комплекс. В пределах Бухаро-Хивинского региона в интервале III-го ССК юрской терригенной формации клиноформные комплексы нами предварительно выделены на временных разрезах по профилям расположенным в Каракульском прогибе и Испанлы-Чандырском поднятии. На построенной двумерной геолого-геофизической модели клиноформного комплекса (рис.1-а) отчетливо наблюдаются 7 клиноформных тел, которые вглубь открытого моря переходят в субпараллельные толщи. В процессе интерпретации материалов ГИС установлено, что литологически данный комплекс представлен переслаиванием песчаников, алевролитов и глин (аргиллитов). Значения скоростей распространения упругих волн для отдельных литотипов изменяются от 3950 м/с (для глин) до 4450м/с (для песчаников). Аналогичная тенденция в вариациях наблюдается и в плотностях горных пород.

На рассчитанном двумерном синтетическом разрезе (рис.1-б), характеризующем модель волнового поля, клиноформный комплекс представлен серией относительно круто падающих отражающих горизонтов, которые прекращают прослеживаться вниз по падению пластов по схеме подошвенного прилегания. Верхняя часть каждого клиноформного тела располагается с удалением от подстилающего, в сторону открытого моря. Вместе с этим необходимо отметить, что клиноформная текстура волнового поля соответствует пластам, осадконакопление которых происходило в основном за счёт латерального наращивания осадков, которые образуются при постепенном боковом развитии плавно погружающихся седиментационных (клиноформных) поверхностей.

С позиций перспектив нефтегазоносности клиноформный комплекс представляет собой потенциальный резерв для открытия новых залежей углеводородов. В пределах данного комплекса происходит накопление как песчанистого материала, являющегося вместилищем нефти и газа, так и глинистых пластов, являющиеся флюидоупором. Наиболее яркими примерами наличия залежей нефти и газа в клиноформных комплексах могут служить разрез неокома Западной Сибири, где сосредоточены основные ресурсы углеводородов в этом регионе, майкопская толща Центрального и Восточного Предкавказья, Сеноман-Эоценовый разрез в бассейне Jeanne d'Arc, offshore Newfoundland и др.

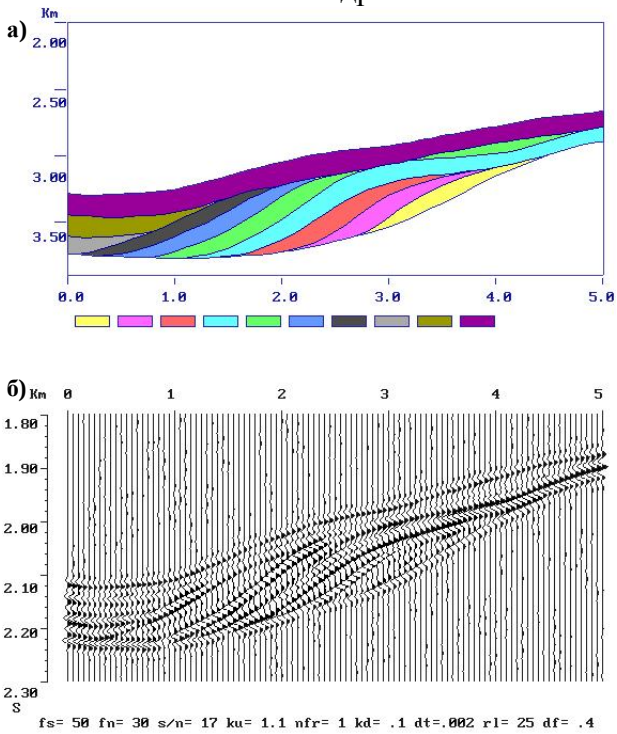


Рис.1. Модель клиноформного комплекса: а) геолого-геофизическая; б) теоретического волнового поля.

Зона несогласного прилегания к доюрской поверхности. Геолого-геофизическая модель зоны несогласного прилегания отдельных пластов к доюрской поверхности (рис.2.-а) построена на

основании проведенной сейсмостратиграфической интерпретации временных разрезов расположенных в непосредственной близости от Учбаш-Каршинской флексурно-разрывной зоны. Необходимо отметить, что согласно представлениям Т.Л.Бабаджанова, В.В.Рубо, Л.Г.Черкашиной [2] на прилегающих к Учбаш-Каршинской флексурно-разрывной зоне площадях, в доюрском комплексе по данным сейсморазведки ОГТ, на временных разрезах проявляются «холмовидные тела», представленные магмотогенными породами, состав которых установлен по результатам анализа данных бурения (скв. 1п-Барса).

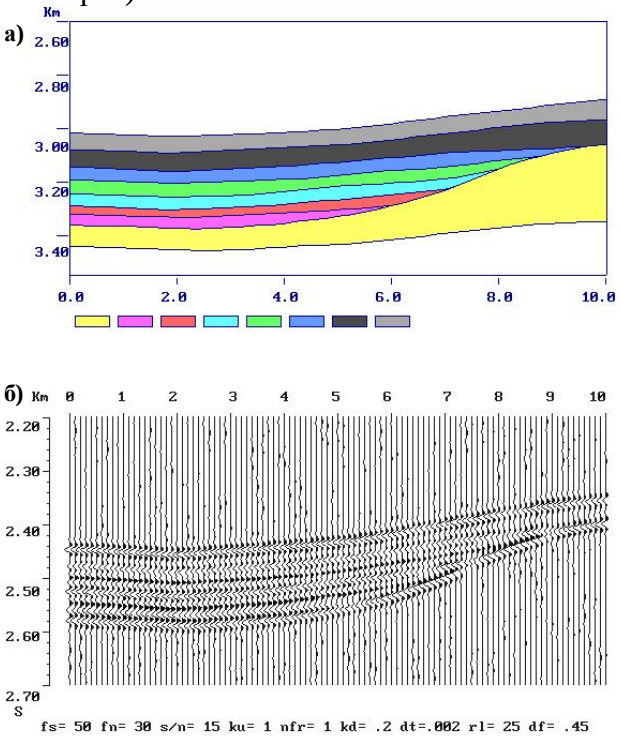


Рис.2. Модель зоны несогласного прилегания к доюрской поверхности: а) геолого-геофизическая; б) теоретического волнового поля.

Геолого-геофизическая модель зоны несогласного прилегания отдельных пластов к доюрской поверхности, представленной магматогенными образованиями (рис.2-а) характеризуется резким отличием упругих характеристик самого доюрского комплекса и нижнеюрской части разреза. Так в частности, здесь наблюдаются высокие значения скоростей распространения упругих волн и плотностей горных пород в доюрском комплексе, по сравнению с стратиграфически выше залегающими нижнеюрскими отложениями.

На двумерном синтетическом временном разрезе (рис.2-б) отчетливо наблюдается прилегание отражающих горизонтов к выступу доюрского образования. Данная волновая картина является идеальным вариантом в случае отсутствия дифрагированных волн, которые в обязательном порядке присутствуют на реальных временных разрезах. Вместе с этим на реальных временных разрезах следятся волны-помехи, которые не позволяют с достаточной степенью уверенности отделить дифрагированные волны от крутых склонов примыкающие к холмовидным телам. Перспективы открытия ловушек нефти и газа в зоне несогласного прилегания отдельных пластов к доюрской поверхности обосновывается наличием крупнозернистого материала, накопление которого происходило в процессе заполнения отрицательных элементов рельефа и выклиниванием их вверх по восстанию вследствии примыкания к магматогенному доюрскому комплексу, представленному относительно плотными, непроницаемыми породами.

Эрозионный срез. Наиболее полная картина эрозионного среза в пределах Бухаро-Хивинского региона, наблюдается в районе северной части Каракульского прогиба, где подверглись размыву осадки III-го (на отдельных участках полностью) и II-го (частично) ССК. На построенной геолого-геофизической модели (рис.3-а) прослеживаются три пласта, осадки которых полностью подверженны размыву, а также осадки одного – нижезалегающего пласта частично размыты. Необходимо отметить, что поверхность размыва является границей между отложениями III-го и IV-го ССК. При этом в основании IV-го ССК залегает мощный пласт песчаника, являющийся базальным горизонтом, который довольно уверенно прослеживается по материалам ГИС и сейсморазведки по всему Бухаро-Хивинскому региону.

На расчитанном синтетическом временном разрезе (рис.3-б), характеризующем волновое поле формирования эрозионного среза наблюдается выклинивание отдельных горизонтов вверх по востанию по типу кровельного прилегания. При этом в самих точках выклинивания наблюдается сглаживание амплитудной составляющей, что в свою очередь проявляется в менее уверенном выявлении самой эрозионной поверхности. Аналогичная ситуация наблюдается и на реальных временных разрезах. Перспективы нефтегазоносности в данной сейсмоформационной зоне могут быть связаны как с ниже залегающими от эрозионной поверхности пластами песчаников и алевролитов, выклинивающиеся вверх по восстанию, так и с надперерывной пачкой, представленной базальными песчаниками.

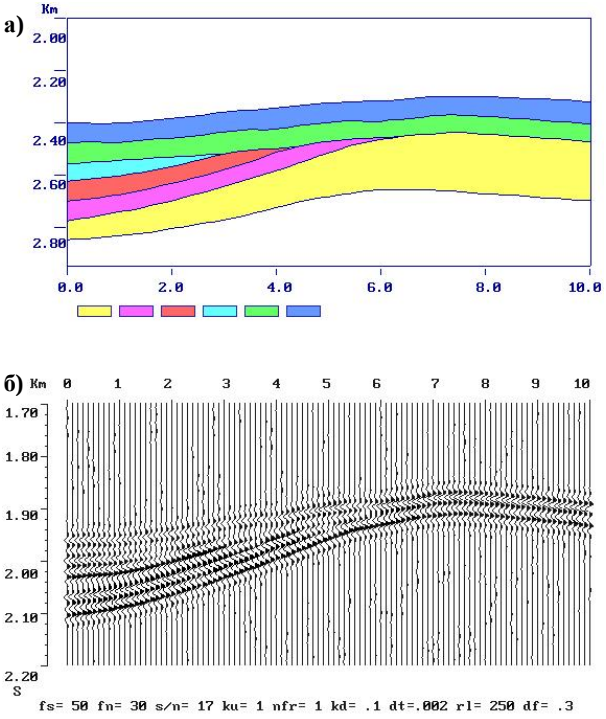


Рис.3. Модель эрозионного среза: а) геолого-геофизическая; б) теоретического волнового поля;

При этом последние приобретают большую значимость, в связи с возможным перетоком углеводородного флюида из нижележащей толщи в вышележащую, а также с региональным распространением алевролито-глинистой толщи, залегающей выше базального горизонта и являющейся флюидоупором для сохранения залежи нефти и газа.

Баровые песчаные образования. Эти латеральные неоднородности могут служит резервом для открытия новых залежей углеводородов в Бухаро-Хивинском регионе. По материалам сейсморазведки нами предварительно выделены вдольбереговые песчаные баровые тела в пределах Каракульского и Ямбашинского прогиба, Каганского и Испанлы-Чандырского поднятий. На построенной геолого-геофизическая модели латеральной неоднородности, предполагаемой нами как вдольбереговой песчаный бар (рис.4-а) наблюдается литологическое ограничение отдельных пластов и увеличение мощности самого комплекса в центральной ее части. Вместе с этим нами проведена идентификация фаций по облику каротажных кривых методов потенциалов самопроизвольной поляризации (ПС) и гамма каротажа (ГК) согласно методике, предложенной Р.Г.Нанцем и в дальнейшем дополненной и усовершенствованной В.С.Муромцевым, Ч.Э.Б.Конибиром, С.Д.Пирсоном и др. [1, 4]. Согласно проведенного анализа облика каротажных диаграмм ПС и ГК скважины 2-Сев.Парсанкуль (скважина располагается в северной части латеральной неоднородности) установлено, что в интервале исследуемого комплекса, конфигурации каротажных кривых соответствуют электрофациям вдольбереговых баров, сформировавшиеся при трансгрессивном осадконакоплении.

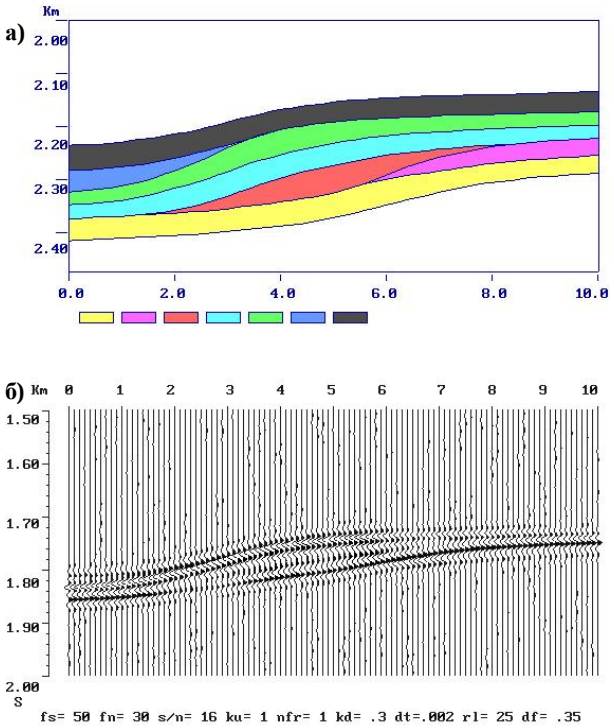


Рис.4. Модель песчаного бара: а) геолого-геофизическая; б) теоретического волнового поля.

На рис.4-б представлена двумерная синтетическая модель волнового поля, характеризующая латеральную неоднородность связанную с вдольбереговым песчаным баром. Внутреннее строение данной модели характеризуется раздувом мощности песчаного тела, проявляющейся за счет увеличения ее средней части, которое наблюдается в центральной части латеральной неоднородности. Вместе с этим внутри песчаного тела проявляются слабые отражения с небольшими показателями амплитуд, что в свою очередь свидетельствует о небольшой дифференциации упругих свойств в пределах самого песчаного бара.

Рифовый массив. Месторождения нефти и газа, связанные с рифовыми телами выявлены во многих нефтегазоносных провинциях мира и являются одним из главных объектов поиска и разведки углеводородов. В пределах Бухаро-Хивинского региона рифовые массивы широко развиты в центральной и юго-восточной частях Чарджоуской ступени. В целом для исследуемого региона геолого-геофизические изыскания направленные на открытие залежей нефти и газа связанные с рифовыми массивами является актуальным. Построение геолого-геофизической модели рифового массива (рис.5-а) нами осуществлялось путем графического формирования четырех структурно-формационных комплекса: подстилающего (подрифового), собственно рифового, компенсирующего (надрифового) и перекрывающего.

На расчитанном двумерном синтетическом разрезе (рис.5-б), характеризующем рифовый массив, отчетливо прослеживаются ряд отражений, связанные с границами структурно-формационных комплексов. Волновая картина на данной модели во многом схожа с текстурой сейсмической записи, характеризующей рифовый массив на реальных временных разрезах. Так в частности, текстура сейсмической записи картируемая на временном разрезе по профилю 49890688Р и характеризующая рифовые массивы Истмок и Карасу визуально соответствует волновой картине проявляющейся на расчитанной синтетической модели.

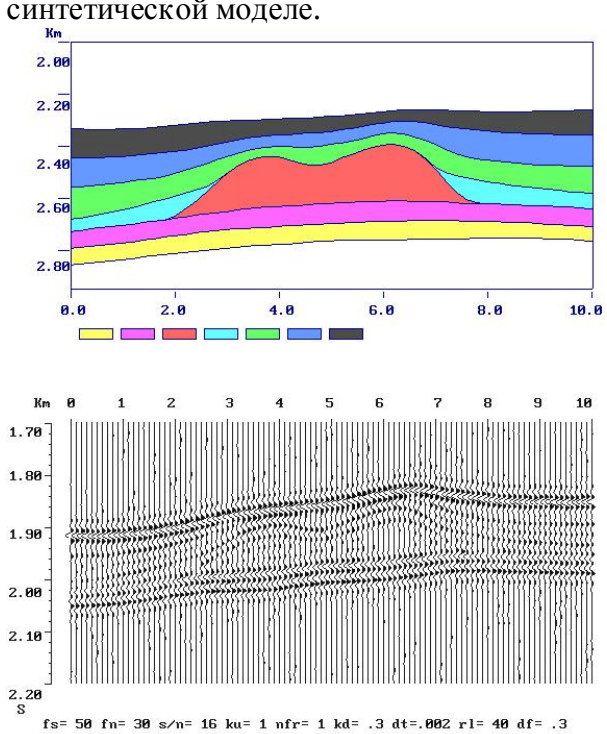


Рис.5. Модель рифового массива: а) геолого-геофизическая; б) теоретического волнового поля.

Резюмируя вышеизложенное можно отметить, что разработанные геолого-геофизические модели и модели волновых полей существенно повысят надежность проводимой интерпретации сейсмических данных, позволяя наметить систему тестов при выявлении латеральных неоднородностей и классифицировать их по типам неантиклинальных ловушек УВ.

Литература

1. Ахияров А.В. Оценка неоднородности терригенных отложений прибрежно-морского генезиса. Журнал Геология нефти и газа. - М., 1997, №10. - С.18-23.
2. Бабаджанов Т.Л., Рубо В.В., Гафуров Т.А., Черкашина Л.Г. Строение и перспективы нефтегазоносности доюрских отложений Бухаро-Хивинского региона // Сб. Геология и перспективы нефтегазоносности Узбекистана. Ташкент: ИГИРНИГМ, 2001.- С.18-24.
3. Голошубин Г., Копунов С. Сейсмические модели третьего поколения для обнаружения и оптимизации добычи нефти. Эл.журнал Технологии ТЭК, 2006.
4. Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. - 260с.

ВЫРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ИНДО-АЗИАТСКОЙ КОНВЕРГЕНЦИИ В КАЙНОЗОЙСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИНАМИКЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

Рассказов С.В., Чувашова И.С.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия
(rassk@crust.irk.ru)
ГОУВПО «Иркутский государственный университет», Иркутск, Россия
(chuvashova@crust.irk.ru)

Введение

В.Е. Хаин [10, с. 7–8] пришел к заключению, что «…главным в процессе формирования Центрально-Азиатского пояса и подобных ему поясов внутриконтинентального горообразования служит коллизия крупных литосферных плит с образованием промежуточной зоны корового торошения, а уж следствием этого механического воздействия конвергирующих плит и микроплит является повышение теплового потока и возникновение зон верхнемантийного и внутрикорового (как доказано для Тибета…) разогрева и разуплотнения. Возможно, что подобно зонам субдукции активных континентальных окраин западно-тихоокеанского типа в самой астеносфере здесь образуется система индуцированных конвективных течений, как предполагает С.А. Тычков [9]… нет необходимости привлекать подъем «аномальной мантии» с больших глубин, как это делается в некоторых моделях». Эта точка зрения получила развитие и в последующих работах [2, 11; и др.].

О существенном влиянии Индо-Азиатской конвергенции на тектонические процессы в коре Внутренней Азии свидетельствуют результаты исследований четвертичных движений по разломам, инструментальные данные механизмов очагов землетрясений и GPS геодезии, но при рассмотрении причин и источников кайнозойского магматизма влияние конвергенции обычно не учитывается. Традиционно считается, что «внутриплитный» магматизм порожден плюмами (в понимании У.Дж. Моргана), т.е. гипотетическими колоннами, поднимающимися с границы ядро–мантия. Геохимические данные, полученные по базальтоидам Центральной Монголии [6, 8, 13, 14, 17; и др.], подтверждают, однако, точку зрения В.Е. Хаина о малоглубинном характере мантийных магмообразующих процессов.

Территория исследований занимает промежуточное пространственное положение между зоной Индо-Азиатской конвергенции и Байкальской рифтовой системой. С одной стороны, впадины Центрально-Монгольской рифтовой зоны входят в ансамбль впадин Байкальской рифтовой системы, с другой стороны, поднятие Хангая как орогенной структуры сопоставляется с поднятием Гималаев и Тибета. Сходная динамика поднятий обосновывается в нашем сообщении результатами сравнительного анализа пространственно-временной эволюции магматизма этих территорий и его источников.

Эволюция магматизма

В Центральной Монголии выделяются высоко- и умереннокалиевые группы кайнозойских базальтоидов. Разделение на группы с содержаниями калия, соответственно, 2.3-4.8 и 0.8-2.3 мас. % следует из сравнения состава средне-позднемиоценовых лав Угей-Нурского и Цэцэрлэгского вулканических полей [8, 17]. Существенные различия между группами подчеркиваются резким разделением фигуративных полей на факторных диаграммах петрогенных оксидов и микроэлементов. Соотношения выделенных групп положены в основу первичной пространственно-временной систематики геохронометрических данных и реконструкций эволюции магматических

процессов Центральной Монголии во временном интервале последних 88 млн лет. При компиляции опубликованных результатов K–Ar датирования вулканических пород Тибета и сопоставлении данных, полученных для двух территорий, выявлено одновременное перераспределение магматизма с согласованными пространственно-временными вариациями калия (рис. 1).

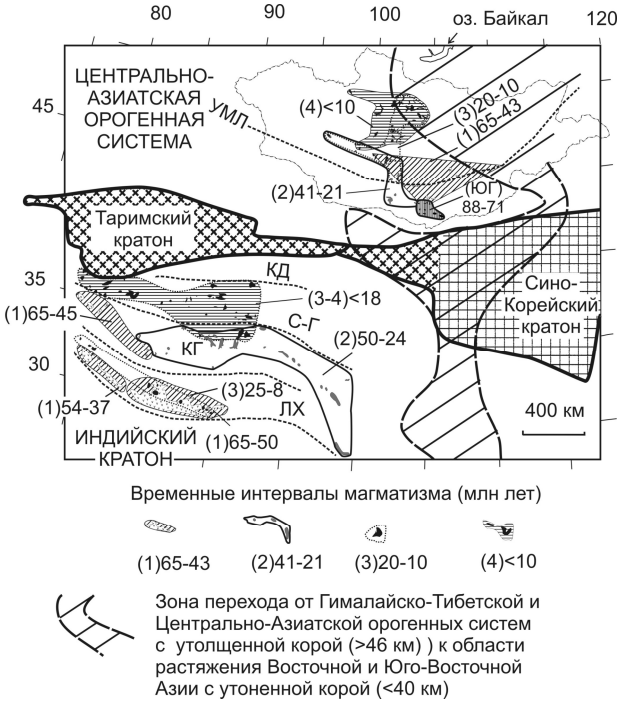


Рис. 1. Согласованная пространственно-временная эволюция кайнозойского магматизма в орогенных структурах Центральной Монголии и Тибета.

Для Монголии показан контур государственной границы, а для Тибета – границы террейнов Лхаса (ЛХ), Кьянгтанг (КГ), Сонгпан–Ганзи (С–Г), Кайдам (КД)). (1) – лавы от низко- до умереннокалиевого состава; (2)–(4) – то же, от низко- до ультракалиевого состава.

Сходство тектонических условий Центральной Азии с условиями в Гималайско-Тибетском орогене вытекает из анализа данных о толщине коры [1, 16; и др.]. Территории Гималайско-Тибетской и восточной части Центрально-Азиатской орогенных систем характеризуются утолщенной корой (соответственно, до 74 и 60 км). Область орогенеза отделена от области растяжения континентальной окраины востока Азии с утоненной корой (<40 км) переходной зоной с нормальной толщиной коры (40–45 км). К переходной зоне относятся Ордосский и Сычуанский блоки, а также западная часть Амурской микроплиты. Последняя характеризуется мощной литосферой (до 200 км) [3].

Во временном интервале 65–24 млн лет назад происходило смещение магматизма из центральной части Тибетско-Гималайской системы в восточную часть с одновременным смещением магматизма из Центральной Гоби в ее западную часть и Дзабхан-Долино-Озерскую зону (см. рис. 1). Противоположная направленность смещения магматизма сравниваемых территорий была обусловлена первичной природой межплитных процессов в Тибетско-Гималайском орогене и вторичной – внутриплитных процессов в Гобийской апофизе Центрально-Азиатской орогенной системы, вдающейся в переходную зону Азии. В первом случае магматическое смещение отражало смену «мягкой» коллизии Индостана и Азии «жесткой», во втором – последовательную пространственную эволюцию процессов в верхней мантии и коре, вызванную удаленной Индо-Азиатской конвергенцией и развивавшуюся в течение позднего мела и кайнозоя.

Позднемеловой умереннокалиевый магматизм Южно-Гобийского ареала (ЮГ), датированный интервалом 88–71 млн лет [7, 12], предшествовал Индо-Азиатской коллизии. Этот ареал образовался к северу от сочленения Таримского и Сино-Корейского кратонов в Гобийской орогенной апофизе. Магматические временные интервалы кайнозоя в Центральной Монголии соответствовали магматическим интервалам в Центральном Тибете (террейн Кьянгтанг) и Северном Тибете (террейн Сонгпан–Ганзи). Одновременно с излияниями низкокалиевых базальтов Линзизонг в террейне Кьянгтанг в интервале 65–44 млн лет назад умереннокалиевый базальтовый вулканизм распространился от Южно-Гобийского ареала до Урало-Монгольского линеамента (УМЛ) и севернее его вдоль Гобийской орогенной апофизы до Хангая. Резкое повышение концентраций калия в

базальтах Тибета около 40 млн лет назад сопровождалось повышением концентраций калия в базальтах Центральной Монголии с дальнейшими согласованными во времени вариациями [8, 17].

Источники магматизма

В сейсмических скоростных моделях, опубликованных в конце 1990-х годов Г. Бивардом, Р. Ван Дер Ву, У. Спакмэном и др., был установлен высокоскоростной слэб под Центральной Монголией на глубинах 200–500 км (названный Монголо-Охотским) и снижение скоростей сейсмических волн в вышележащей мантии. Низкоскоростной характер слоя 50–200 км был подтвержден детальными скоростными разрезами, составленными Т.Б. Яновской, В.М. Кожевниковым, В.В. Мордвиновой, И.Ю. Кулаковым и другими сейсмологами. Совпадение границ области аномально низких скоростей верхней мантии с контуром выходов кайнозойских вулканических пород интерпретировалось как показатель непосредственной связи вулканизма с малоглубинными мантийными процессами, получившими развитие в пределах низкоскоростного домена (названного Саяно-Монгольским) [5].

С учетом сейсмических моделей верхней мантии Центральной Монголии нами выделяются компоненты подлитосферных (слэбовых и надслэбовых) и литосферно–астеносферных источников магматических расплавов. Источники идентифицируются в вулканических породах по соотношениям K–Ta–La в сочетании с изотопными отношениями Sr и Nd [6].

Слэбовые подлитосферные источники характеризуются общим компонентом с обедненным начальным изотопным отношением стронция $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = ~0.70395 и неодима, близким к отношению резервуара CHUR недифференцированной мантии ($^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512638). Мы предполагаем, что выплавки из слэбовых источников Центральной Монголии представляли собой материал блоков, отрывавшихся от утолщенной литосферы распадавшихся фанерозойских орогенов и погружавшихся в верхнюю мантию с запечатыванием сверху океанического материала полихронного Монголо-Охотского слэба. На восточной окраине Азии подобный механизм запечатывания океанического слэбового материала не реализовался, поэтому состав магматических источников был более изотопно-обедненным, чем в Центральной Азии.

Магматизм слэбовых источников Центральной Монголии развивался в 2 этапа. На первом этапе, во временном интервале 66–43 млн лет назад, источники этого типа активизировались в обширной области между позднемеловым Южно-Гобийским вулканическим ареалом и Урало-Монгольским линеаментом одновременно с коллизионными процессами в центральной и восточной частях зоны Индо-Азиатского взаимодействия. На втором этапе, начавшемся около 32 млн лет назад, произошла новая активизация слэбовых источников в Дзабхан-Долино-Озерской зоне с их последовательным распространением к северо-востоку через Восточный Хангай на территорию Орхон-Селенгинского среднегорья. Этот этап был связан с переходом от субдукции к коллизии континентальной литосферы в западной (кохистанской) части зоны Индо-Азиатского взаимодействия, установленным в работе [15]. Первая стадия «мягкой» коллизии орогена сменялась в этом случае второй стадией коллизии, сопровождавшейся субдукцией континентальной коры одной из плит [2].

В надслэбовых подлитосферных источниках Центральной Монголии выделяется общий компонент, отличающийся обогащенными начальными изотопными отношениями стронция $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = ~0.7047 и неодима $(^{143}Nd/^{144}Nd)_t$ = ~0.51235. Как правило, надслэбовые источники начинали проявлять активность после слэбовых. Частично расплавы поставлялись из обоих источников при взаимном смешении материала.

К началу активизации извержений высококалиевых расплавов из источников

надслэбового типа мы относим лавы Заалтайской Гоби, излившиеся в районе сомона Хурмэн в южных отрогах хр. Баруун-Сайханы-Нуруу. Калий–аргоновая датировка этих лав 41 ± 4 млн лет опубликована в работе [12]. Извергнутый материал из надслэбовых источников последовательно распространялся к северу-северо-западу в виде зигзагообразного сочетания субширотных и субмеридиональных зон. Смещение магматизма надслэбовых источников Центральной Монголии в интервале 41–31 млн лет назад было подобно смещению магматизма в области восточного синтаксиса Гималайско-Тибетской орогенной системы. Это явление было обусловлено запаздывающей коллизией в западной части зоны Индо-Азиатской конвергенции относительно восточной. В последние 17 млн лет активизация надслэбовых источников продвинулась в Центральной Монголии к северо-западу и сопровождала вздымание Хангайского нагорья одновременно с таким же северо-западным продвижением магматизма из Центрального Тибета (террейн Кьянгтанг) в Северный Тибет (террейн Сонгпан–Ганзи) с вздыманием хр. Хох-Ксил.

Активность литосферно–астеносферных источников Центральной Монголии была пространственно связана с образованием впадин рифтовой зоны, в центральной части которой около 15.5 млн лет назад был инициирован высококалиевый магматизм [8, 17]. В координатах начальных отношений изотопов Nd и Sr тренды лав этой территории, излившихся на Угей-Нурском, Нижне-Орхонском и Хануйском полях до 2.8 млн лет назад и на Селенгинском поле – в последние 2 млн лет, соединялись между собой в точке, соответствующей общему компоненту подлитосферной конвектирующей мантии Байкальской рифтовой системы: $^{87}Sr/^{86}Sr$ = ~0.7039–0.7040, $^{143}Nd/^{144}Nd$ = ~0.5128–0.5129. Этот компонент был выделен в работе [4].

Важная роль коровых процессов, предполагавшаяся В.Е. Хаиным вслед за Э. Арганом в модели орогенеза Центрально-Азиатского пояса, проявилась в развитии магматизма среднего–кислого состава Южного Тибета во временных интервалах 62–45 и 26–8 млн лет назад, а Центрального и Северного Тибета – в интервалах 51–39 и 13–5 млн лет назад. В орогенной провинции Восточного Хангая выплавки коры представлены обнаруженными нами лавами натровых андезитов и трахиандезитов, излившимися около 7–6 млн лет назад в связи с перестройкой магматической системы, сопровождавшейся сменой подлитосферных (смешанных слэбовых и надслэбовых) выплавок рафинированными надслэбовыми.

Заключение

Нами установлены синхронные вариации калия в кайнозойских базальтовых расплавах Тибета и Центральной Монголии, свидетельствующие о согласованной глубинной динамике Гималайско-Тибетской и Центрально-Азиатской орогенных систем.

В кайнозое Центральной Монголии сложились условия для плавления мантии в Саяно-Монгольском низкоскоростном домене, расположенном в интервале глубин 50–200 км над высокоскоростным Монголо-Охотским слэбом. Мы предполагаем, что выявленное начальное распространение расплавов со слэбовыми геохимическими характеристиками и более позднее – расплавов с геохимическими характеристиками надслэбовой области соответствует проявлению мантийной конвекции, индуцированной по механизму погружающегося слэбового материала [9]. Излияние выплавок из слэба обозначало начальную нестабильность на его верхней границе ~200 км, а распространение последующих надслэбовых выплавок – развитие конвекции в вышележащем слое мантии. Активизированная область распространения надслэбового материала обеспечивала изостатическую уравновешенность вздымавшихся горных хребтов и ярко проявилась в позднекайнозойском орогенезе Хангая. Через активность надслэбовых источников реализовалась основная резко выраженная реологическая функция астеносферы.

Особая геодинамическая роль надслэбовых областей подчеркивается отсутствием горообразования на территориях, в которых надслэбовые выплавки не проявлялись, а распространялись только выплавки из слэбовых и литосферно–астеносферных источников.

Сообщение подготовлено по проекту ФЦП «Научные и научно–педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы (ГК № П736).

Литература

1. *Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М.* Строение литосферы Монголо-Сибирской горной страны // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. С. 143–154.
2. *Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
3. *Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф. и др.* Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология, 2007, Т. 26, № 2. С. 3–17.
4. *Рассказов С.В.* Компоненты мантии и коры в позднекайнозойских вулканитах Байкальской рифтовой системы и геодинамика // Науки о Земле на пороге XXI века: новые идеи, подходы, решения. Тезисы. М.: Новый мир, 1997. С. 154.
5. *Рассказов С.В., Логачев Н.А., Кожевников В.М., Яновская Т.Б.* Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий // Доклады академии наук. 2003, Т. 390, № 1. С. 90–95.
6. *Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. и др.* Слэбовые и надслэбовые позднекайнозойские выплавки в зонах конвергентных границ Азии и Восточном Хангае, Центральная Монголия // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле», 2008, № 1. С. 43–67.
7. *Шувалов В.Ф., Николаева Т.В.* О возрасте и пространственном распространении кайнозойских базальтов на юге Монголии // Вестник ЛГУ, 1985, № 14. С. 52–59.
8. *Чувашова И.С., Рассказов С.В., Брандт С.Б.* Цикличные вариации калия в позднекайнозойских лавах Центральной Монголии // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле», 2010, Т. 3, № 1. С. 159–176.
9. *Тычков С.А.* Конвекция в мантии и динамика платформенных областей. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. 96 с.
10. *Хаин В.Е.* Происхождение Центрально-Азиатского горного пояса: коллизия или мантийный диапиризм? // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. С. 5–8.
11. *Хаин В.Е. Яблонская Н.А.* Неотектоника Азии: 75 лет после Эмиля Аргана // Геотектоника, 1997, № 6. С. 3–15.
12. *Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М.* Позднемеловой – раннекайнозойский след Южно-Хангайской горячей точки мантии // Вулканология и сейсмология, 2007, № 1. С. 3–31.
13. *Barry T.L., Ivanov A.V., Rasskazov S.V. et al.* Helium isotopes provide no evidence for deep mantle involvement in widespread Cenozoic volcanism across Central Asia // Lithos, 2007, V. 95, pp. 415–424.
14. *Chuvashova I.S., Rasskazov S.V.* Collision-derived Late Cenozoic dynamics of a melting anomaly beneath Central Mongolia: magmatic and tectonic evidence // Geophysical Research Abstracts, Vol. 10, 00301, 2008. SRef–ID: 1607–7962/gra/EGU2008–A–00301.
15. *Khan S.D., Stern R.J., Manton M.I. et al.* Age, geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis of Teru volcanics, Northern Kohistan terrane, Pakistan // Tectonophysics, 2004, V. 393, pp. 263–280.
16. *Li S., Mooney W.D., Fan J.* Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data // Tectonophysics, 2006, V. 420, pp. 239–252.
17. *Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S.* Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 2010. 306 p.

ПЕРВЫЕ ОЦЕНКИ ВЕЛИЧИН НАПРЯЖЕНИЙ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Ребецкий Ю.Л. [а], **Сим Л.А.** [а], **Козырев А.А.** [б], **Рыбин В.В.** [б], **Жиров Д.В.** [в]

[а] - *Институт физики Земли РАН, Москва (reb@ifz.ru)*
[б] – *Горный Институт КНЦ РАН, Апатиты*
[в] – *Геологический Институт КНЦ РАН, Апатиты*

Изучение тектонических напряжений всегда являлось важнейшей задачей тектонофизических исследований. Можно говорить, что тектонофизика началась с создания алгоритмов оценки напряжений в природных массивах по геологическим данным о разрывных смещениях [12, 4]. В настоящее время результаты тектонофизических исследований, использующие в том числе и методы реконструкции напряжений по данным о механизмах очагов землетрясений, показали, что для платформ, щитов и внутриплитных горно-складчатых орогенов большой вклад в формирование тектонических напряжений вносят остаточные напряжения [10].

Остаточные напряжения гравитационного напряженного состояния. Упругие деформации, ответственные за формирование этих напряжений, возникают на стадии гравитационного уплотнения горных пород, вызванного достижением предельного состояния хрупкого разрушения только из-за действия собственного веса. В ходе такого уплотнения, происходящего в стесненных боковых условиях, в массивах на разных глубинах (зависит от уровня флюидного давления) идет процесс разномасштабного катакластического (трещинного) течения, приводящий к увеличению напряжений бокового сжатия [8, 9]. Процесс гравитационного уплотнения приводит к переводу избыточной энегии упругих деформаций формоизменения в энергию изменения объема, что связано с увеличением напряжений горизонтального сжатия и соответственно всестороннего сжатия при стабилизации на определенном уровне девиаторных напряжений. Геосреда в результате такой трансформации механической энергии переходит в более устойчивое состояние. Достигнутое равновесие между условиями нагружения и способностью массивов выдерживать высокий уровень девиаторных напряжений вновь может быть нарушено, когда в силу изменения внешних условий (движение в мантии) породы коры начинают испытывать подъем, сопровождающийся появлением рельефа и его эрозией. В этом случае в вертикальном направлении происходит упругая разгрузка горных пород ровно на величину эрозионного сноса. Также частично снимаются напряжения, действовавшие в горизонтальном направлении, но напряжения сжатия, запасенные на стадии гравитационного уплотнения, остаются. Это и есть те остаточные напряжения, о которых ранее говорилось в других работах [1, 7 и др.]. Появление остаточных напряжений способно вновь вывести геосреду из состояния равновесия, т.к. в процессе подъема пород вновь происходит трансформация механической энергии. Но в этом случае идет обратный процесс, энергия изменения объема переходит в энергию изменения формы, т.е. идет увеличение уровня девиаторных напряжений за счет увеличения напряжений горизонтального сжатия. Подобное увеличение способно при определенных амплитудах вертикальных перемещений привести к переиндексации главных напряжений, т.е. переходу от режима горизонтального растяжения (главное сжатие в вертикальном направлении) к режиму горизонтального сжатия [8, 9].

Представленная выше краткая теория формирования гравитационных остаточных напряжений хорошо увязывается с результатами измерений напряжений ин-ситу в горном деле, где к настоящему времени имеется большое

число данных [5, 6] показывающих, что режим горизонтального растяжения в основном отвечает осадочным бассейнам и областям опускания, в то время как в областях поднятия в большом числе замеров (более 70%) имеет место режим горизонтального сжатия (рис. 1). Заметим, что обычно области, в которых имел место режим горизонтального сжатия, связывали с действием дальнодействующих тектонических напряжений, возникающих в зонах конвергенции литосферных плит или со стороны океанических рифтов. Существует также концепция планетарного сжатия (Кропоткин). Развиваемый нами подход дает альтернативную теорию формирования режима горизонтального сжатия для горно-складчатых орогенов, а также платформ и щитов, испытывающих медленное поднятие.

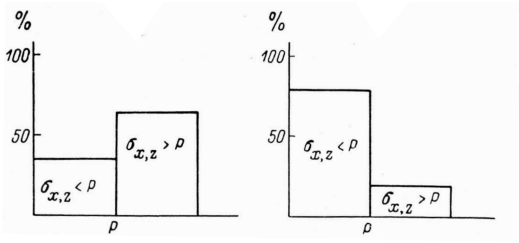


Рис. 1. Соотношение горизонтальных и вертикальных напряжений для складчатого и кристаллического фундамента (*а*) и в породах чехла платформ (*б*) по работе Г.А. Маркова [6]

Напряжения Кольского полуострова. Идея о взаимосвязи остаточных напряжений с амплитудами вертикальных поднятий и эрозией поверхности подтолкнула нас к созданию новых методов оценки природных напряжений при использовании геологических данных о мощностях сноса. В этом году нам удалось на примере Кольского полуострова, где получены хорошие данные о природных напряжениях, замеренных ин-ситу методами, выполнить исследования по оценке напряжений на основе гипотезы гравитационных остаточных напряжений. Измерения напряжений методом разгрузки в разных точках карьеров показало присутствие значимой тектонический компоненты напряжений с уровнем горизонтального сжатия [5] от 5-50 МПа. Для расчета величин остаточных гравитационных горизонтальных напряжений в соответствии с идеей об их существенной роли необходимо оценить величину эрозионного среза, т.е. определить, с какой глубины и за какое время массив выведен на дневную поверхность. В современном срезе Фенноскандии фанерозойские породы практически не сохранились, за исключением разрозненных остатков в отдельных депрессиях и зонах разломов. Существующие представления о величине эрозионного размыва пород Фенноскандии противоречивы: по А.В. Сидоренко с Кольского п-ова были эродированы толщи пород мощностью до 10-15 км; по данным Л.В. Арзамасцева и др. мощность смытых пород в южной части Кольского п-ова может достигать 8-11км [2]. Согласно Г.М.Вировлянскому общая эродированность Хибинского района составляет 3700-5700м, при этом разница отметок кровли между Хибинским и Ловозерским массивами - 3300-3900 м, а между Ловозерским и Контозерским – 1200-1600 м [3]. Подобная разность в величине сноса пород Фенноскандии вызвана как единичными данными о наличии фанерозойских пород, так и неравномерными блоковыми движениями, существенно затрудняющими обобщенную оценку размера эрозионного размыва по всему щиту.

Нами предпринята попытка оценки возможной величины сноса с Фенноскандии на основе анализа мощностей осадков в акваториях, окружающих район. Исходным материалом послужил атлас литолого-палеогеографических карт мира, в котором представлены карты континентов и океанов по всем эпохам мезозоя и кайнозоя [11]. Для подсчета величины

снесенного материала за определенную эпоху суммировалась максимальная мощность осадков соответствующего возраста в акватории Баренцева, Норвежского и Северного морей. Принималось, что максимальная суммарная мощность осадков определенного возраста соответствует мощности максимального сноса. В расчетах не учтены мощности мезозойско-кайнозойских осадков Русской плиты (отсутствие данных), мощности четвертичных осадков как из-за отсутствия данных, так и из-за специфики осадконакопления в эту эпоху, связанную с оледенениями, а также мощности вулканогенного материала мезо-кайнозойского возраста в перечисленных морях. В результате произведенных расчетов получилось, что порядок величины размыва Фенноскандии за время с раннего триаса до плиоцена включительно превышает 10 км (таблица 1). Опираясь на данные таблицы 1 будем считать, что за последние 150 млн лет эрозия поверхности могла составить 5 км, т.е. породы, в которых на руднике «Железный» (массив Ковдор) выполнялись замеры зеркал скольжения для оценки напряжений, находились на глубине 5 км от поверхности. Используя данные о плотности и механических свойствах горных пород, а также предполагая флюидное давление в период гравитационного ктакластического уплотнения близким к закону гидростатики на данной глубине (5 км – 500 бар), нами были оценены остаточные напряжения. Получено, что на глубине замеров ин-ситу (100 м) напряжения вертикального сжатия будут составлять около -3 МПа, в то время как напряжения горизонтального сжатия будут около 27 МПа. Эти напряжения могут испытывать частичную релаксацию, которая обусловлена вязким механизмом текучести. Однако для кристаллических горных пород при уровне девиаторных напряжений много ниже предела истинной пластичности вязкость определяется диффузионным механизмом текучести и, следовательно, ничтожна (коэффициент вязкости $>10^{30}$Па*с).

Таблица 1. Скорости сноса с Фенноскандии за кумулятивныеинтервалы времени

Эпохи	Время млн.лет	Мощность в м	Скорость в мм/год
T_1 - N_2	250.0	10928	0.044
T_3- N_2	227.4	8593	0.038
J_1- N_2	205.1	6468	0.031
K_1- N_2	142.0	4818	0.034
Pg_1- N_2	65.5	2468	0.038
Pg_2- N_2	55.0	1688	0.031
Pg_3- N_2	33.7	1213	0.035
N_1 - N_2	23.8	688	0.029

Особенности природного напряженного состояния Хибинского массива. Заметим, что представленный выше подход позволяет оценивать величины напряжений, ожидаемые в исследуемых массивах. Сравнивая полученные значения с результатами измерений напряжений ин-ситу методом можно говорить о вероятности подобной гипотезы. Однако даже хорошее совпадение оцененных напряжений исходя из теории остаточного гравитационного напряженного состояния неспособно однозначно сказать нам о том, что замеренные напряжения прямо связаны этим состоянием, а не с дальнодействующими от границ литосферных плит напряжениями. Такая неоднозначность будет иметь место всегда, пока исследования напряжений ведутся в масштабе одного обнажения (горной выработки) или их совокупности, показывающей существование однородного напряженного состояния.

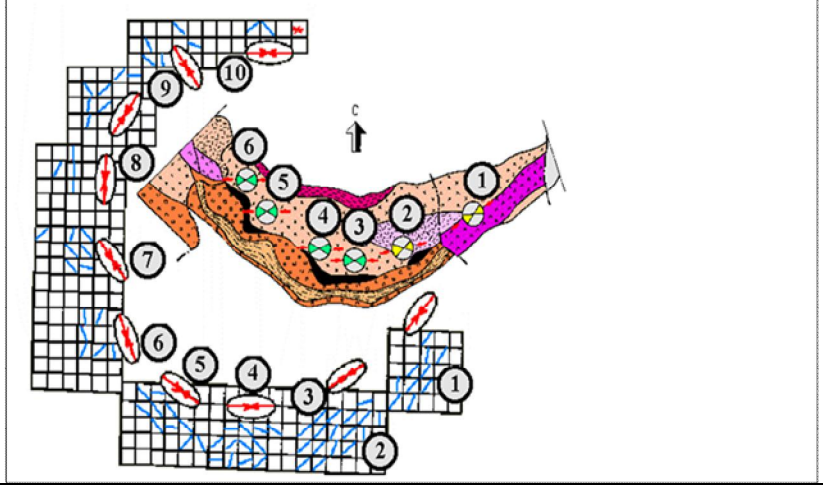


Рис. 2. Ориентации осей максимального сжатия по результатам замеров ин-ситу в апатитовых месторождениях Хибинского массива [Козырев, Савченко, 2009].

В некоторых особых случаях, когда результаты совокупности измерений напряжений разных сопряженных участков доставляют данные о неоднородном по ориентации главных осей поле напряжений, появляется возможность понять, способна ли та или иная концепция формирования напряжений горизонтально сжатия предсказать наблюдаемую закономерность ориентации главных напряжений. Шанс для проверки предлагаемой концепции формирования напряжений горизонтального сжатия дают нам данные кольских горняков [5], которые показывают, что для Хибинского массива имеет место близкая к концентрическому ориентация осей главного сжатия (осесимметрическое) в пределах внутреннего кольца, где рассположены основные месторождения (рис. 2).

Для объяснения закономерности распределения напряжений по латерали и в глубине Хибинского массива, выявленной в прямых измерений (рис. 2), нами была поставлена задача теоретического определения этих напряжений в результате формирования щелочной интрузии, ее остывания и поднятия к поверхности. Геологические данные показывают, что формирование пород щелочной интрузии, сегодня находящихся у поверхности, происходило около 400 млн. лет назад на глубинах 3.7-5.7 км (амплитуды эрозии поверхности 3-5 км), при глубине нижнего палеоконтакта – 11-12 км (современное состояние 7 км) и мощности перекрывавшей ее палеозойской осадочно-вулканогенной толщи в 1-2 км. Эти данные вместе с механическими свойствами горных пород (таблица 2) позволяют ставить и решать задачу механики для вертикального циллиндрического штока, в котором в результате действия гравитационных сил на глубине 5 км происходили процессы гравитационного уплонения, создавшие дополнительные (по отношению к упругому состоянию) сжимающие напряжения в латеральном направлении.

Таблица 2. Усредненныемеханические свойства пород Хибинскогомассива и его окружения

	Название пород	**Индекс в модели**	**Модуль упр. E бар**	**Пуассон** n	**Объемный вес g, кг/м^3**
Ядерная часть массива	Фойяиты	***II***	$7\cdot10^5$	0.4	$2.70\cdot10^3$
Рудоносное кольцо	Апатит-нефелины	***I***	$4\cdot10^5$	0.25	$2.9\cdot10^3$
Архейские гнейсы и переф. часть массива за пределами рудоносной зоны	Окружающие породы – Архейские гнейсы, Хибиниты (нефелиновые сиениты)	***O***	$5\cdot10^5$	0.15	$2.8\cdot10^3$

Состояние Хибинского массива в рамках концепции остаточных напряжений. На рис. 3, *а* показаны результаты расчетов радиальных, тангенциальных и вертикальных напряжений, формирующихся в процессе остывания интрузии (уменьшение радиуса расплава в центральной части: сплошная линия, пунктир, штрих пунктир, тройной штрих пунктир) на глубине 5 км (радиус интрузии $R_I = 20$ км). Эти и последующие расчеты отвечали решению осесимметрической задачи упруго-пластического тела для слоя с циллиндрическим штоком (интрузия). В интрузии в переферийной остывшей кристаллической ее части сжатие в вертикальном направлении наибольшее ($s^i_{zz} = s_3$). Минимальное сжатие действует в тангенциальном направлении ($s^i_{jj} = s_1$), а промежуточное главное напряжение направлено по радиусу ($s^i_{rr} = s_2$). В окружающих интрузию породах вблизи Хибинского массива наибольшим из горизонтальных сжимающих напряжений также является радиальное напряжение ($s^o_{rr} = s_2$). По мере уменьшения радиуса центрального пластического ядра интрузии значения напряжений в радиальном и тангенциальном направлениях сближаются. При полном исчезновении пластической части эти напряжения в интрузии и за ее пределами становятся равными друг другу принимая в этих областях знаяения, близкие к -717 бар (71.7 МПа) и -733 бар (73.3 МПа) соответственно.

Далее были выполнены расчеты напряженного состояния, возникающего в интрузии и за ее пределами после поднятия пород на 5 км и эрозии поверхности на эту же мощность (рис. 3, *б*). Результатом разгрузки является уменьшение вертикальных напряжений практически до нуля и уменьшение величин напряжений в латеральном направлении. Однако такое уменьшение из-за существования остаточных напряжений гравитационного напряженного состояния во-первых не приводит полному исчезновению латеральных наряжений, а во вторых оно разное в радиальном и тангенциальном направлениях. В пределах интрузии наибольшая разгрузка имеет место в радиальном направлении и меньшая в тангенциальном. Таким образом, в интрузии в радиальном направлении будут действовать напряжения сжатия порядка 300-340 бар (30-34 МПа), а в тангенцциальном порядка 380-430 бар (38-43 МПа).

Напряженное состояние Хибинского массива с позиции внешнего горизонтального сжатия. Другим объяснением данных ин-ситу (рис. 2) является гипотеза о дальнодействующих напряжениях от границ литосферных плит или о планетарном сжатии. Эта концепция также нами была проверена в рамках изучения особенности формирования напряжений Хибинского массива. На рис. 3, *в* показаны напряжения, полученные в результате решения осесимметрической задачи о циллиндрическом штоке в слое, сжимаемом в латеральном направлении. Видно, что наибольшее сжатие в интрузии в районе месторождений Хибинского массива действует в тангенциальном направлении, меньшее по величине в тангенциальном наравлении (720-900 бар) и большее в радиальном (1050-1250 бар). Уровень сжимающих напряжений здесь связан с уровнем напряжений, задаваемых на досточном удалении (бесконечности) и в данном анализе не принципиален.

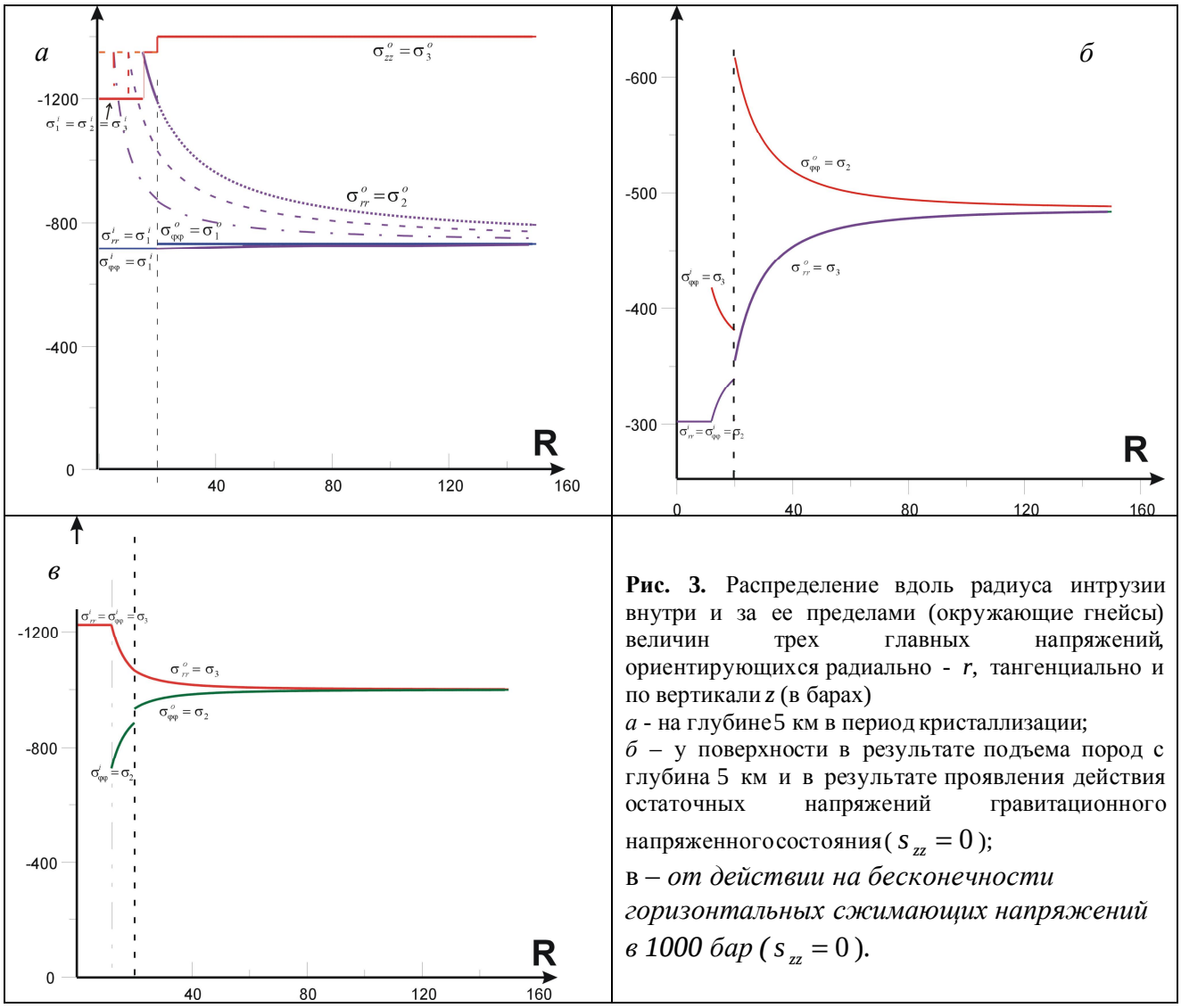


Рис. 3. Распределение вдоль радиуса интрузии внутри и за ее пределами (окружающие гнейсы) величин трех главных напряжений, ориентирующихся радиально - *r*, тангенциально и по вертикали *z* (в барах)
а - на глубине 5 км в период кристаллизации;
б – у поверхности в результате подъема пород с глубина 5 км и в результате проявления действия остаточных напряжений гравитационного напряженного состояния ($s_{zz} = 0$);
в – *от действии на бесконечности горизонтальных сжимающих напряжений в 1000 бар* ($s_{zz} = 0$).

Заключение. Таким образом, сравнение результатов расчетов рис. 3 показывает, что с позиции внешнего горизонтального сжатия не удается объяснить важную особенность поля напряжений Хибинского массива – тангенциальную ориентацию осей максимального сжатия в перефирийной части интрузии. Объяснение этой особенности возможно в рамках концепции остаточных напряжений гравитационного напряженного состояние. Согласно этой концепции в процессе упругой разгрузки, вызванной эрозией вышележащих слоев. в радиальном направлении снимается больше напряжений, чем в тангенциальном, что и приводит в конечном итоге к преиндексации главных напряжений. Вместо ориентации максимального сжатия в вертикальном направлении, что имело место, когда эти породы были на глубине 5 км, имеет место ориентация максимального сжатия в горизонтальном тангенциальном направлении.

Важно отметить, что в нашем докладе впервые предложен и практически реализован метод оценки величин напряжений для областей, испытывающих поднятие, основанный на чисто геологических данных об амплитудах эрозии поверхности. Поскольку горные породы коры за последние сотни миллионов лет практически повсеместно имели периоды подъема, сопровождающегося эрозией, то развиваемая нами концепция объясняет формирование повышенных напряжений горизонтального сжатия.

Литература

1. *Айтматов И.Т.* Концепция о естественном напряженно-деформированном состоянии породных массивов в мобильных горно-складчатых областях // Напряженное состояние и удароопасность массивов горных пород на рудных месторождениях Средней Азии. Фрунзе: Илим. 1983. С. 3-31.
2. *Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беляцкий Б. В.* Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектоно-магматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия // Петрология. 1998. № 6 (3). С. 316-336.
3. *Вировлянский Г.М.* Влияние глубины становления и эрозионного среза Хибинского и Ловозерского массивов на их апатитоносность // Изв. АН СССР, сер. Геологическая. 1975. № 11. С. 90-98.
4. *Гзовский М.В.* Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР, сер. Геофиз. 1954. № 5. С. 390-410.
5. *Козырев А.А., Савченко С.Н.* Закономерности расределения тектонических напряжений в верхней части коры // Физика Земли. 2009. № 11. С. 34-43.
6. *Марков Г.А.* Тектонические напряжения и горное давления в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука. Ленинград. Отд. 1977. С. 211.
7. *Пономарев В.С.* Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука. 2008. 378 с.
8. *Ребецкий Ю.Л.* Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений землетрясений // Физическая мезомеханика. 2008. Т 1, № 11. С. 6-73.
9. *Ребецкий Ю.Л.* О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Доклады РАН. 2008. Т 423, № 4. С. 538-542.
10. *Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В.* Напряженное состояние земной коры Алтае-Саянской складчатой области перед Чуйским (Алтайским) землетрясением // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. 2008. М.:. Изд. ИФЗ РАН. С. 245-299.
11. *Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Отв. ред.: В.Л.Барсуков, Н.П.Лаверов. Л., ВСЕГЕИ, 1989. 79 с.
12. *Anderson E.M.* The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. Oliver and Boyd, 2nd ed. 1951. Edinburgh, 206 pp.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛАХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ СТОЙЛЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КМА

Резникова О.Г.

Воронежский государственный университет, г. Воронеж Россия
(Reznikova_O@bk.ru)

Известно, что железистые кварциты являются одним из потенциальных нетрадиционных источников благородных металлов. Одним из регионов распространения пород железисто-кремнистой формации является мегаблок КМА ВКМ с известным Старооскольским рудным районом, в котором отрабатывается Стойленское месторождение. Одной из важнейших особенностей золото-платинометалльного оруденения в железистых кварцитах является ведущая роль в рудном парагенезисе сульфидов и, прежде всего, пирита, пирротина и халькопирита. Анализ пространственно-временных соотношений сульфидов с рудными и силикатными минералами свидетельствует о наличии нескольких их генераций, что позволяет установить стадийность формирования благороднометалльносодержащего оруденения. При исследовании пиритов были выделены следующие морфогенетические типы [2,6]: 1) Наиболее ранний, незначительный по степени распространенности и сингенетичный железистым кварцитам по своей природе представлен тонкой эмульсионной послойной вкрапленностью размером 0,02-0,04 мм, имеет площадное развитие. 2) Наиболее широким распространением и более сложным характером взаимоотношений с другими рудными и нерудными минералами отличается второй морфогенетический тип, ксеноморфный, слагающий вкрапленные, мелкопятнистые, линзовидные, полосчатые обособления. Важной особенностью, отражающей его связь с процессами регионального метаморфизма, является тесная ассоциация с амфиболами и мелкозернистым кварцем (± карбонаты) [4]. 3) Массивный встречается преимущественно в зонах контакта сланцев с перекрывающими безрудными и слаборудными кварцитами, в катаклазитах и интенсивно сульфидизированных породах, получивших название лебединит. Содержание такого пирита в породе достигает 70 об.%. 4) Пирит, являющийся составной частью кварц-сульфидных и сульфидно-кварцевых (± карбонаты) прожилков, обычно хорошо оформлен, как правило, некорродирован, образует крупные (до 3 мм) идиоморфные зерна в виде кристаллов кубической формы, чем отличается от более ранних ксеноморфных сульфидов, возникших в ходе процессов литогенеза и метаморфизма [1,6]. 5) Наиболее поздний встречается среди окисленных руд в зоне гипергенеза.

Перечисленные выше морфогенетические типы пирита содержат в себе некоторую примесь благородных металлов, однако наибольшее значение приобретают ксеноморфный и массивный типы из-за их максимальной распространенности на рассматриваемых месторождениях. Замечено, что пирит ксеноморфный с повышенными содержаниями благородных металлов встречается в магнетитовых и силикатно-магнетитовых разновидностях кварцитов, сложенных преимущественно щелочными амфиболами, актинолитом, реже биотитом и карбонатом. Пирит массивный наиболее часто встречается в измененных метаморфо-матасоматических породах (лебединитах, катаклазитах) и именно на пириты из этих пород стоит обращать внимание, установлено, что в породах, обогащенных ими, могут присутствовать значительные содержания палладия и золота. Пирит изометричный чаще всего не содержит ЭПГ в виде примесей, но

обогащенные им породы могут содержать Au. В пирите из зоны гипергенеза обнаружены повышенные содержания Pd

Более ограниченно развитый пирротин в железистых кварцитах так же представлен несколькими отчетливо выраженными морфотипами: 1) ранний присутствует в виде мельчайших дисперсных включений в магнетите; 2) более распространен ксеноморфный, образующий как отдельные зерна, так и сростки с магнетитом, его количество в аншлифе достигает 2 - 7%; 3) пирротин наиболее поздний встречается в небольших количествах (до 1% в аншлифе) в виде включений в пирите.

Наиболее обогащен благородными металлами преимущественно Ag, Pt и Au ксеноморфный пирротин, который присутствует во всех геолого-промышленных разновидностях кварцитов.

Для халькопирита характерно наличие двух основных морфогенетических типов: 1) ранний и широко распространенный халькопирит с относительно крупными ксеноморфными зернами образует сростки с магнетитом, пиритом и пирротином (до 7% в аншлифе); 2) более ограниченно развитый (до 1% в аншлифе) халькопирит поздней генерации, встречается в виде сростков и включений в пирите.

Все перечисленные морфогенетические виды сульфидов принимают участие в формировании различных типов благороднометалльного оруденения. Среди ранее выделенных на Михайловском, Лебединском и Стойленском месторождениях КМА шести генетических типов золото-платинометалльного оруденения (осадочно-метаморфогенный, метаморфогенно-метасоматический, гидротермально-метасоматический, гипергенно-метасоматический, осадочный, техногенный (россыпной)) на изучаемых месторождениях были исследованы 4 из них.

Осадочно-метаморфогенное оруденение является сингенетичным развитым преимущественно среди слаборудных (пирит мелкораспыленный) и магнетитовых (пирротин в виде дисперсных включений в магнетите). Содержания золота и платиноидов в породе низкие (фоновые: Au=0,02 г/т; ЭПГ до 0,05 г/т).

Метаморфогенно-метасоматическое оруденение является наиболее распространенным, сульфиды в нем представлены массивным пиритом, а так же ксеноморфными пиритом, пирротином и халькопиритом, характеризуется повышенными содержаниями Au, Ag и ЭПГ. Это оруденение развито на контактах сланцев с кварцитами, а так же непосредственно в железистых кварцитах. Характеризуется повышенными содержаниями Au (1,75г/т); Ag (5,2г/т); Pd (0,5г/т); Pt (0,38г/т).

Гидротермально-метасоматическое преимущественно жильное, в нем развит изометричный пирит в ассоциации с халькопиритом. Благороднометалльное оруденение этого типа (Au 0,16-0,19 г/т; ЭПГ до 0,3 г/т) связано с зонами повышенной проницаемости и метасоматоза, тогда как в жилах в значимых количествах присутствует только золото (0,13г/т) [4,5].

Гипергенно-метасоматическое развито в зонах окисления и корах выветривания [5]. Сульфиды представлены преимущественно кавернозным пиритом. В образцах из окисленных и богатых руд обнаружены повышенные содержания Pd до 2,19 г/т.

Для установления примесей благородных металлов в сульфидах, относящихся к вышеперечисленным оруденениям был использован метод масс-спектрометрии с лазерной абляцией (ISP MS). Его точность позволяет устанавливать примеси благородных металлов в сульфидах содержанием от 0,01 г/т. Были проанализированы пириты ксеноморфные, массивные, изометричные и из зоны окисления, а так же крупный ксеноморфный пирротин и халькопирит в сростках с пиритом.

Таблица. Содержание примесей благородных металлов в сульфидах Стойленского железорудного месторождения.

	Ru	Rh	Pd	Ag	Pt	Au
Проба	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т
Пирит ксеноморфный						
СТ-7	0,21	0,28	0,10	2,71	3,62	0,017
СТ-9	0,30	0,044	0,34	1,98	<0,01	0,054
СТ-10/1б	0,16	<0,01	0,081	0,72	<0,01	0,013
СТ-46	0,12	0,038	0,21	1,95	<0,01	0,067
Пирит массивный						
СТ-14	0,075	0,031	0,037	1,51	<0,01	<0,01
СТ-46	0,065	0,031	0,13	1,40	<0,01	<0,01
СТ-71	0,035	0,029	0,12	0,34	<0,01	0,017
Пирит кубический						
СТ-27	0,18	0,055	0,11	11,5	<0,01	0,021
СТ-13/1	0,22	0,026	0,024	0,15	0,011	0,37
Пирит из зоны окисления						
СТ-139	0,088	0,018	0,035	0,75	<0,01	0,017
Пирротин ксеноморфный						
СТ-10/1а	0,57	0,16	0,75	0,54	<0,01	0,030
СТ-26/1	0,88	0,12	0,72	0,18	0,089	0,14
Халькопирит						
СТ-27	0,38	3,42	0,52	49,1	0,066	0,024

Примечание: анализы выполнены масс-спектрометром с лазерной абляцией, методом ISP MS, ВСЕГЕИ

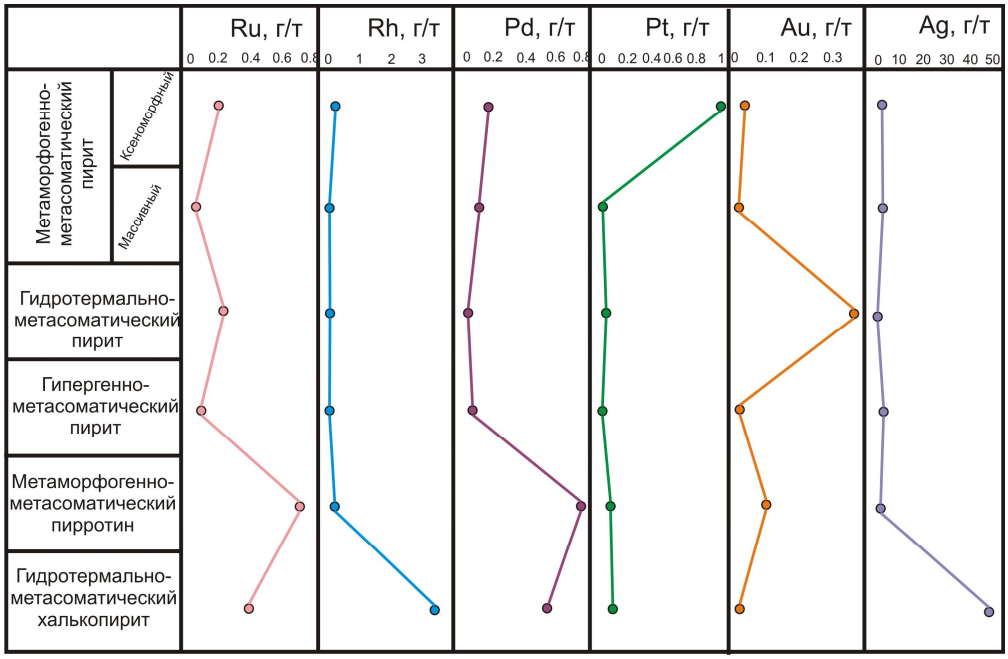


Рис. Распределение примесей благородных металлов в разных морфогенетических типах сульфидов

Анализ полученных результатов, приведенных в таблице и на рисунке, выявляет повышенные содержания элементов платиновой группы в ксеноморфном пирите (Ru-0,12-0,3г/т; Rh-до 0,28г/т; Pt-до 3,62г/т; Pd-0,08-0,34г/т). В гидротермально-метасоматическом пирите присутствуют Au (до 0,37г/т); Ag (до 11,5г/т) и Ru (0,18-0,22г/т). Стоит отметить, что Au в виде примеси во всех типах сульфидов мало распространено (в среднем 0,06г/т), хотя достигает достаточно высоких значений в рудовмещающих породах в целом (в среднем 0,23г/т). Это объясняется тем, что Au нахождится в железистых кварцитах не

только в примесях, но и образует собственные минеральные фазы [3].

В метаморфогенно-метасоматическом пирротине установлены повышенные концентрации Rh (0,12-0,16г/т); Ru (0,57-0,88г/т) и Pd (0,72-0,75г/т). Отмечается снижение содержаний Ag (0,18-0,54 г/т) и Au (0,03-0,14г/т) [3].

Исследования халькопирита в сростках с пиритом выявили весьма высокие по сравнению с другими сульфидами содержания Rh (3,42г/т); Ag (49,1г/т) и повышенные Ru (0,38г/т); Pd (0,52г/т) [3].

На основании выполненных исследований установлено, что золото-платинометалльное оруденение в железистых кварцитах характеризуется не только сложным полиминеральным и многокомпонентным составом, а так же представлено примесными формами в различных типах сульфидов.

Литература

1. Кашин С.В., Плющев Е.В., Попкова Н.В. Стадийность и зональность эпигенетических минералообразований в железистых кварцитах Михайловского месторождения (КМА) // ЗВМО, 2001, №6.- С.95-98.
2. Резникова О.Г. Морфогенетические типы сульфидных минералов железистых кварцитов Стойленского месторождения (КМА) в связи с оценкой их золото-платиноносности // Минерагения докембрия: материалы Всероссийской конференции. - Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ Р АН, 2009. – С. 208-212
3. Резникова О.Г. Золото-платинометалльная минерализация в железистых кварцитах Старооскольского железорудного района КМА (типы, состав и генетические особенности) // автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. – Воронеж, 2010.– 24 с.
4. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия) // Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та , 2004. – 448 с.
5. Чернышов Н.М. Золото-платиносодержащие техногенные продукты железорудных месторождений-гигантов КМА – проблема их комплексного освоения в условиях экологических ограничений // Экологическая геология: научно-практические, медицинские и экономико-правовые аспекты – Материалы международной научно-практической конференции, г. Воронеж: ВГУ, 2009.-475 с.
6. Чернышов Н.М., Коробкина Т.П. Особенности распределения и формы концентрирования платиноидов и золота в железистых кварцитах Лебединского месторождения КМА (Центральная Россия) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол., 2005, № 1. – С. 140-152.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОДИНАМИКИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Ремизов Д.Н.

Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия
(dnr1957@yandex.ru)

Геологическая история Урала и, в частности, северной – полярно-приполярной его части интенсивно обсуждается в последние годы в связи с поступлением новых, преимущественно аналитических данных. На наш взгляд, эти данные, особенно прецизионная информация о редкоэлементном составе магматитов, позволяют более объективно обсуждать процессы формирования земной коры в сложно построенных орогенах с длительной историей развития, каковым является Урал.

Урал - коллизионный ороген, сформировавшийся при закрытии палеозойского океанического пространства между Восточно-Европейским палеоконтинентом (ВЕК или Балтики) и палеоконтинентом Сибирия в позднем палеозое – начале мезозоя при образовании последней Пангеи. Большая часть этого гигантского орогена сейчас находится в фундаменте Западно-Сибирской плиты. Зарождение палеоокеана обсуждается с позиции двух основных гипотез (и их частных вариаций) – раскола предшествующего докембрийского палеоконтинента или сквозного развития палеоокеана как минимум с позднего рифея. Кроме того, значительная, если не подавляющая часть так называемых геологов-производственников, осознанно или нет, придерживаются фиксистских взглядов, хотя используют (в соответствии с требованиями разнообразных Инструкций) терминологию тектоники плит. Эти взгляды мы здесь рассматривать не будем.

Автор придерживается гипотезы о том, что уральския окраина ВЕК как минимум с позднего рифея была окраиной Панталлассы – предшественника Тихого океана и развивалась по сценарию смены различных типов обстановок активной континентальной окраины. Это близко к гипотезе сквозного развития палеоокеана [3] и в этой связи ниже обсуждаются проблемы гипотезы континентальной деструкции. Первой и главной, на наш взгляд, проблемой этой гипотезы является присутствие фрагментов коры океанического происхождения поздневендского возраста непосредственно во фронте Главного Уральского разлома. В.Н. Пучков [1] рассматривает эти фрагменты как интерниды вендского коллизионного орогена Тиманид (доуралид, кадомид и т.п.). Это вполне возможно, однако здесь необходимо опровергнуть одно главное заблуждение, а именно - представление о северо-западном, «тиманском» простирании структур внутри аллохтонных пластин Неркаю, Дзеляю, Хордъюс, Харбей и Марункеу, которые относятся к данным структурам. Такие простирания гнейсовидности и полосчатости метаморфитов в этих блоках действительно имеют место, но они фиксируются главным образом по периферии аллохтонных чешуй, подчеркивая их надвиговый характер и тектонически фрагментированную структуру, возникшую при уральской орогении. Во-вторых, совершенно не очевиден докембрийский возраст пластины Неркаю, которую мы считаем глубинной частью аккреционной (коллизионной) призмы уралид [2]. В-третьих, метагаббро-гипербазитовые формации в составе пластин Дзеляю и Хордъюс прослеживаются практически непрерывно вдоль всего Войкаро-Сынинского гипербазитового массива более чем на 200 км. Если это офиолиты Тиманид, то им нет аналогов в мире по ширине сохранившегося пояса (уралиды здесь срезают тиманиды почти ортогонально). Кроме того, на отдельных участках (верховья р. Мокрая Сыня, междуречье рек Кокпела и Погурей)

метаморфиты непосредственно контактируют с гипербазитами без заметных тектонических явлений либо находятся с ними в переслаивании. Дуниты присутствуют и внутри самих метабазитовых пластин. Все это наводит на мысль, что южная часть Войкаро-Сынинского массива (южнее Погурея) относится к метагабброидной позднепротерозойской дзеляюской ассоциации, а не к ордовикскому райизско-войкарскому комплексу в его современном понимании. В этом случае возникает вопрос: каким образом поздневендские океанические образования в столь крупных объемах попали в структурную композицию палеозойского орогена в его интернидах? На наш взгляд это возможно только в случае признания аккреционного генезиса Тимано-Печорского орогена на окраине палеоокеана с еще сохранившейся докембрийской корой океанического происхождения (океанической или островодужной). Кроме того, Тагильская островная дуга внутриокеанического генезиса закладывалась в ордовике. Если Уральский палеоокеан начал раскрываться в позднем кембрии, то довольно сложно предположить образование в нем островных дуг уже как максимум через 50 млн. лет после его раскрытия. Это очевидно не верно с позиции актуалистической геодинамики. Конечно, можно предположить более высокие скорости спрединга для домезозойской истории океанов, но тогда ставится под вопрос общая равномерная цикличность геодинамических процессов (циклы Вильсона).

Еще одна проблема, или, скорее особенность геологической истории южной части Полярного Урала, была доказана в ходе наших работ последних лет. Было однозначно подтверждено аналитическими методами присутствие в Войкарском районе исключительно образований девонской островной дуги. Ордовикские датировки (около 450 млн. лет) получены только для цирконов из габброидов кэршорского комплекса [3]. Силурийские датировки практически отсутствуют. Весь магматизм района носит отчетливо островодужный характер, образует непрерывную серию интрузивных горных пород с четкой эволюцией частной специфики химизма от ранних стадий к более поздним и великолепной корреляцией составов с андезитоидными вулканитами Малого Урала. Таким образом, Войкарская (Малоуральская) островная дуга коррелируется с Магнитогорской, и возникает вопрос – где находятся сейчас образования ордовикско-силурийской Тагильской островной дуги? Есть и еще одна существенная подробность геологического строения Малого Урала. Формации островодужного комплекса залегают практически горизонтально (максимум 10° падения на северо-восток) и не превышают по мощности 300-350 м в самых восточных выходах. Это было доказано бурением еще в 60-х годах, но и тогда на это не обратили внимания, и сейчас мощность вулканитов рассчитывается по простому геометрическому правилу исходя из их первоначально горизонтального залегания: угол падения 20°, ширина выходов – около 4 км, мощность свиты: около 1400 м. Это принципиально не верно, поскольку изначально вулканогенная толща может залегать под этим, замеренным сейчас, углом. Кроме того, нами были получены изотопные позднедевонские датировки для плагиомигматитов собского комплекса (SRIMP-II, ВСЕГЕИ), что кардинально изменяет представления о геологической истории Полярного Урала. Учитывая наличие мощнейшей зоны милонитизации в западной части Лагортинско-Кокпельских островодужных диоритоидов, которая, кстати, ни на одной геологической карте не отражена, можно предполагать здесь позднедевонский глубинный субгоризонтальный надвиг, что коррелируется с коллизией на Южном Урале. Тагильская островная дуга на этом участке либо отсутствовала, либо, скорее, находится в автохтоне (парааутохтоне) под надвигом.

Геологическую историю северной части уральской окраины ВЕК можно рассматривать в качестве единого процесса преобразования активной окраины этого

палеоконтинента. В конце рифея это была окраина западнотихоокеанского (островодужного) типа, которая в венде испытала перестройку в окраину андийского типа в ходе аккреции островных дуг и микроконтинентов в фундаменте ПП, что привело к проявлению коллизионного магматизма в нем [6] и лаптапайской молассы на Приполярном Урале в формациях ЦУП. До позднего кембрия аккреционный Тиманский ороген был пенепленизирован, а вблизи его окраины, но на поздневендской океанической коре (обрамление Дзеляю [4], возможно – пальникшорская толща Хордъюсского массива) в конце кембрия закладывается зона субдукции западного падения. Рассеянный спрединг над ней приводит к дроблению окраины Тиманского орогена, раскрытию Североуральского задугового бассейна с приконтинентальной пассивной окраиной, а непосредственно над зоной субдукции закладывается островная дуга, формации фундамента которой представлены в пластинах Дзеляю, Хордъюс и, возможно, Харбея и Марункеу. В это время Азиатский палеоокеан (микроконтиненты и островные дуги которого сейчас слагают фундамент Западно-Сибирской плиты) уже начинает закрываться, и в среднем ордовике происходит стокновение двух дуг. В результате заклинивания зоны субдукции происходит отрыв слэба и формируются низкоэнергетические крайне истощенные габброиды Кэршора. Североуральский задуговый бассейн начинает закрываться в зоне субдукции восточного падения, а над ней, на коре восточного задугового бассейна формируется Тагильская островная дуга. Возможно, вследствие заклинивания зоны субдукции на участке, ныне соответствующем Войкарской зоне, активная окраина преобразовалась в трансформную, а следующий субдукционный эпизод начался только в позднем силуре(?) – раннем девоне с формированием Войкарской (Магнитогорской) дуги. В дальнейшем события развивались по общепринятому сценарию вплоть до коллизии в карбоне – перми.

Литература

1. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграф Сервис, 2010. 280 с.
2. *Ремизов Д.Н., Юдин В.В., Григорьев С.И.* Геодинамическая позиция высокобарических комплексов Полярного Урала. // Вестник ИГ Уро РАН, 2002, № 4. С. 4-8.
3. *Ремизов Д.Н, Григорьев С.И, Петров С.Ю., Косьянов А.О., Носиков М.В., Сергеев С.А.* Новые данные о возрасте горных пород кэршорского комплекса на Полярном Урале // Доклады РАН, 2010, том 434, № 2, с. 1–5.
4. *Ремизов Д.Н., Шишкин М.А.* Фрагменты коры океанического типа на Полярном Урале //Тез. Совещания. Екатеринбург, 2003.
5. *Самыгин С.Г., Руженцев В.С.* Уральский палеоокеан: модель унаследовательного развития // ДАН. 2003. Т. 392, № 2. С. 226-229.
6. *Dovzhikova E., Pease V., Remizov D.* Neoproterozoic island arc magmatism beneath the Pechora Basin, NW Russia //GFF, Vol. 126 (Pt.4, December), Stockholm. 2004. pp. 353-362.

МАНЫЧСКАЯ ГЛУБИННАЯ СУТУРА – ГРАНИЦА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И СКИФСКОЙ ПЛИТЫ

Рихтер Я.А.

Саратовский государственный университет им. Н.Г.Чернышевского
(RichterYA@info.sgu.ru)

Как показали геолого-геофизические исследования последнего времени, строение земной коры юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и сопредельных структур обнаруживает значительно большую степень неоднородности и гетерогенности, чем это представлялось ранее. Выяснено, что кряж Карпинского, представлявшийся ранее как валообразная краевая “рубцовая” структура вдоль глубинного разлома, разделяющего Восточно-Европейскую и молодую Скифскую платформы, сложен пакетом тектонических покровов, перемещенных с юга на север на южный склон Воронежской антеклизы Восточно-Европейской платформы в районе г. Котельниково, вдоль системы Северо-Донецкого надвига, а на его продолжении к восток-юго-востоку, за Ергенями и до устья Волги – на структуры Прикаспийской впадины, от ее западной бортовой зоны и Сарпинского прогиба до Астраханского свода. Таким образом, можно выделять собственно основную часть кряжа – на границе с Прикаспийской впадиной, и его переходную к Днепровско-Донецкому прогибу часть на западном продолжении кряжа – на границе с Восточно-Европейской платформой.

В строении основной части кряжа участвуют аллохтонный комплекс, состоящий из сильно дислоцированных терригенных пород среднекаменноугольно-раннепермского возраста, и слабо деформированный автохтонный комплекс, представленный преимущественно карбонатными раннесреднекаменно-угольными (включая раннебашкирские) образованиями. Неоавтохтон сложен платформенным чехлом юрских, меловых и кайнозойских отложений мощностью от нескольких сотен метров до 1,0 – 1,4 км.

Кряж Карпинского представляет собой погребенное складчато-покровное сооружение, в целом надвинутое на южный склон Воронежской антеклизы и восточнее - на палеозойский осадочный комплекс Прикаспийской впадины. Перемещения по надвигам происходили в позднепермское – триасовое время и, возможно, закончились в позднем триасе – лейасе, и, таким образом, последние из них могут быть отнесены к раннекиммерийским тектоническим движениям, а самые ранние – к герцинским. Предсреднеюрский размыв достигал во фронтальной части тектонических покровов глубины 0,5 км, для серии внутренних пластин – 1,5-3,0 км и для самой южной и крупной тектонической пластины – до 5 км, что свидетельствует о том, что самые молодые надвиги были созданы на северной периферии кряжа Карпинского.

Зона сочленения Скифской плиты и Прикаспийской впадины «замаскирована» с поверхности палеозоя складчато-покровным сооружением кряжа Карпинского, ее характер и природа были неизвестны из-за чрезвычайно слабой геолого-геофизической изученности глубин, не превышающих 4-5 км. И лишь в последнее десятилетие прошлого века и в первые годы нынешнего здесь стали применяться современные технологии сейсмического профилирования ГСЗ и МОГТ с регистрацией записи до 20-25 с, что позволило осветить строение земной коры и верхней мантии до глубин 50-60 и более километров. Они доставили чрезвычайно интересные данные, совершенно по-иному раскрывающие глубинное строение переходной зоны под кряжем Карпинского [2,3].

На участке регионального профиля Элиста – Спокойное, ориентированном с северо-востока на юго-запад (см. рис.1А),

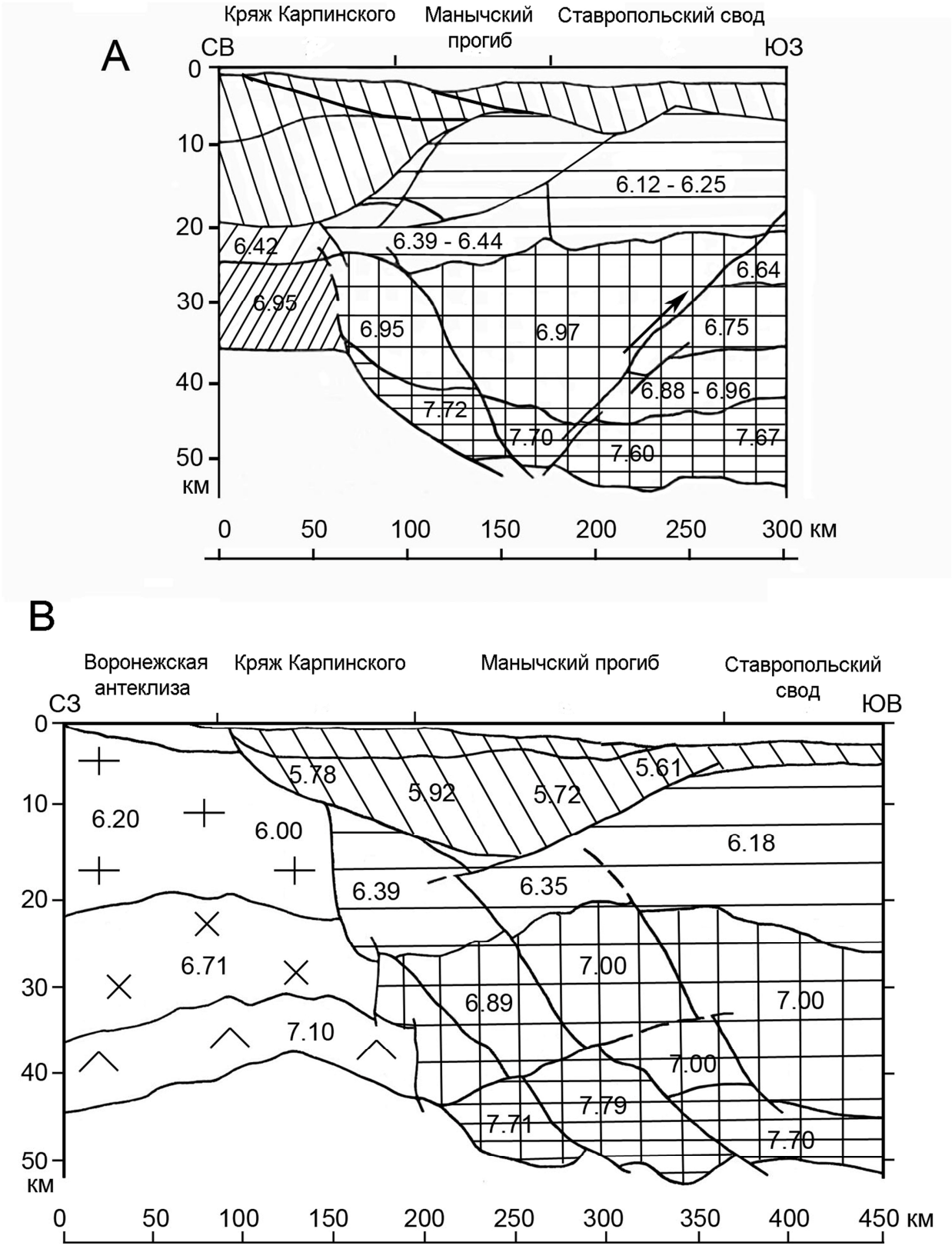


Рис. 1. Манычская глубинная сутура (по данным ГСЗ), на участке Элиста – Спокойное (А) и Воронежской антеклизы и Скифской плиты, на участке Морозовск – Дивное (В).

отчетливо прослеживается резкая смена относительно маломощной земной коры под кряжем Карпинского (около 35-36 км) гораздо более мощной (до 52 км) корой Скифской плиты. Причем эта смена приурочена к тыловой части кряжа и его границе с Манычским прогибом. Строение земной коры под кряжем сравнительно простое. Под платформенным чехлом мезозойско-кайнозойских отложений залегает аллохтонный комплекс палеозоя, составляющий собственно покровно-складчатую структуру кряжа. По волновым параметрам этот комплекс разделяется на две части – верхнюю и нижнюю. Верхняя часть, толщиной 4-8 км, характеризуется скоростями Vp=5,22- 5.62 км/с и Vs=2,97-3.17 км/с и по данным бурения сложена преимущественно интенсивно дислоцированными терригенными породами среднего палеозоя. Нижняя часть комплекса, толщиной до 10 км (его подошва находится на глубине 20 км), отличается несколько повышенными скоростями Vp=5,55-5,83 км/с и Vs=3,34-3,50 км/с, что позволяет предполагать близкий литологический состав слагающих комплекс пород. Заметим здесь, что по волновым параметрам породы нижней части палеозойского комплекса кряжа Карпинского очень близки к таковым для пород подсолевого комплекса рядом расположенной Прикаспийской впадины (Vp=5,5-6,0 км/с). Консолидированная кора (кристаллический фундамент) под кряжем резко утоняется – до 5 км, приобретая максимальные для нее значения: Vp= 6,42 км/с, Vs=3,66 км/с. Чему это соответствует – верхней коре гранито-гнейсового состава (по классификации Н.И.Павленковой и И.П.Косминской) или более плотному субстрату средней коры, трудно сказать. Во всяком случае, это не типично для кристаллического фундамента Воронежской антеклизы. С другой стороны, на этом уровне в смежной Прикаспийской впадине предполагается присутствие такого же субстрата [1]. Верхняя кора Скифской плиты имеет несколько иные характеристики (6,15-6,25 км/с и 3,52-3,55 км/с соответственно). Второй слой консолидированной коры имеет толщину около 10 км при значениях Vp=6,95-7,00 км/с. Последние соответствуют скорее уже нижней коре и нередко трактуются как показатель присутствия базальтового слоя. Рядом, в центральной части Прикаспийской впадины, на этом же уровне такой тип субстрата известен и выделяется как базальтовый слой.

На основании приведенного материала можно заключить, что под кряжем Карпинского на этом пересечении фиксируется кора промежуточного типа, близкая к консолидированной коре Прикаспийской впадины. Вдоль южной границы кряжа с Манычским прогибом она резко сменяется мощной и сложно построенной корой Скифской плиты в узкой сейсмически выраженной зоне, наклоненной на юго-запад под Ставропольский свод. Зона контакта экранируется палеозойским аллохтонным комплексом кряжа и по-существу представляет собой глубинную сутуру между структурами Скифской плиты и плиты Прикаспийской впадины. Она совпадает с выделенным ранее в палеозойском комплексе чехла и в фундаменте Скифской плиты Манычским разломом, активность которого проявляется и в современную эпоху. В пределах приуроченной к нему сейсмогенерирующей зоны за последние 100 лет произошло несколько заметных землетрясений с магнитудой 2,7-4,8. Последнее из них, магнитудой 4,8, было зафиксировано в 140 км на запад от рассматриваемого пересечения 21.05.2001 г. на глубине 20 км, что свидетельствует о концентрации в этой зоне значительных геодинамических напряжений.

В западной части кряжа Карпинского соотношения несколько меняются, сохраняя в принципиальном плане общую структуру зоны сочленения плит под кряжем. По данным геофизических исследований вдоль профиля ГСЗ – МОГТ Морозовск – Дивное [3], кристаллический фундамент и характерный разрез земной коры Восточно-

Европейской платформы прослеживаются под кряжем в южном направлении до 100 км и далее на юг сменяются иным типом разреза коры, типичным для Скифской плиты и, в частности, Ставропольского ее свода. В зоне контакта отмечаются сейсмические границы, полого наклоненные на юг, интерпретируемые как поверхности глубинных срывов тектонически расслоенной земной коры Скифской плиты. В свою очередь эти поверхности срывов, как видно на временном разрезе МОГТ, смещены вдоль системы нарушений .встречного падения, возможно, возникших как ретрошарьяжи (см. рис.1В).

Земная кора юго-восточного фрагмента разреза (Скифская плита) обладает существенно иными геофизическими характеристиками. Здесь представлены два «слоя»: 1) верхняя кора - кристаллический фундамент, близкий по своим скоростным параметрам к верхнему «слою» Воронежской антеклизы (Vp=6,18-6,39 км/с, Vs=3,58-3,65 км/с), переменной мощности – от 10 до 20 км; и 2) средняя-нижняя кора мафит-гранулитового состава общей мощностью до 18-20 км (Vp=6,90-7,00 км/с, Vs=3,96-4,04 км/с), заметно более плотная, чем второй «слой» коры Воронежской антеклизы, и более близкая по этим свойствам к ее третьему «слою». И самым существенно новым элементом строения земной коры является присутствие переходного к мантии «слоя» - так называемой «коро-мантийной смеси» или разуплотненной мантии (Vp=7,70-7,79 км/с, Vs=4,41-4,52 км/с), толщиной около 10 км.

Характерно развитие в пределах всей коры по данным ГСЗ и ОГТ четко выраженных сейсмических границ, в целом параллельных главной сутурной поверхности и также погружающихся на юг, в сторону Ставропольского свода, под углами не более $20\text{-}25^0$, и выполаживающихся вблизи подошвы земной коры. Эти границы, по-видимому, отражают существующие здесь разломы взбросо-надвигового типа. На отдельных участках под кряжем Карпинского и Манычским прогибом отмечаются смещения этих границ вдоль системы встречных пологонаклонных поверхностей. Возможно, эти последние представляют собой результат тектонического расслоения земной коры в условиях субгоризонтального сжатия и дифференциально развивавшегося в северном направлении глубинного поддвига. Об этом же свидетельствует и развитие ретрошарьяжа вдоль подошвы осадочного палеозойского комплекса под Манычским прогибом.

Таким образом, на всю глубину вплоть до мантии прослеживается структура состыкованной в ходе столкновения гетерогенной земной коры, принадлежащей с одной стороны древней Восточно-Европейской платформе, а с другой – герцинской Скифской плите. Эта структура шовного типа (сутура), возникшая в условиях движения на север Скифского орогена и осложненная затем взбросами, глубинным пластическим течением и тектоническим расслоением его земной коры, поддвигом отдельных блоков в северном направлении.

Анализ современных данных геофизических исследований этой чрезвычайно интересной области позволяет наметить принципиальную картину ее глубинного строения и предложить геодинамическую модель ее формирования. Под покровно-складчатым сооружением кряжа Карпинского или в его тылу располагается сутурная (шовная) зона общего южного падения, захватывающая земную кору вплоть до ее подошвы. В западной части этой области сутурная зона соединяет южный склон Воронежской антеклизы Восточно-Европейской платформы (на севере) и структуры северо-западной части герцинской Скифской плиты (на юге). Восточнее линии Котельниково – Ставрополь вдоль той же сутуры контактируют эпигерцинские Прикаспийская впадина и Скифская плита.

Важной особенностью рассматриваемой области является торцовый характер тектонического сочленения, который обусловлен примыканием почти под прямым углом к Манычской глубинной сутуре

тектонической границы Воронежской антеклизы и Прикаспийской впадины, являющихся гетерогенными и гетерохронными образованиями. Замечательно, что подобные торцовые соотношения наблюдаются и на северо-восточном обрамлении Прикаспийской впадины, где ее граница с Волго-Уральской антеклизой Восточно-Европейской платформы – так называемая «бортовая зона», прослеживаемая в широтном направлении на восток, перекрывается субмеридиональными структурами неоавтохтона (верхний палеозой и мезозой-кайнозой) и аллохтона (средний палеозой) Предуральского прогиба и внешней части герцинского орогена Южного Урала [4].

Литература

1. *С.Л. Костюченко, А.В. Егоркин*. Прикаспийский задуговой палеобассейн – новый взгляд на ранние этапы эволюции // Разведка и охрана недр, 2004, №4, С.18-20.
2. *С.Л. Костюченко, А.Ф. Морозов, Л.Н. Солодилов и др*. Региональные геолого-геофизические исследования кряжа Карпинского и сопредельных структур юга России // Разведка и охрана недр, 2001, №2, С. 13-17.
3. *С.Л. Костюченко, А.Ф. Морозов, Л.Н. Солодилов, А.В. Егоркин и др*. Глубинное строение и геодинамические аспекты эволюции Европейского юга России // Разведка и охрана недр, 2004, №4, С. 4-9.
4. *Я.А. Рихтер*. О природе сочленения Прикаспийской впадины и Мугоджар // Недра Поволжья и Прикаспия. Саратов.: НВ НИИГиГ, 2008, Вып.53, С. 11-19.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЗАИМНОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ КРУПНЫХ И СУПЕРКРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Родкин М.В.[а], Шатахцян А.Р.[б]

[а] *Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, Россия (rodkin@mitp.ru);*
[б] *Геофизический Центр РАН, Москва, Россия (ashatakh@its.jnj.com)*

Введение

Месторождения рудных полезных ископаемых являются сложными системами, разнообразными по составу рудного вещества и по условиям формирования. Процессы, порождающие формирование месторождений поняты на настоящий момент далеко не в полной мере. Работа с такими сложными множествами предполагает использование систем классификации. В рудной геологии известны несколько систем классификации, основанных на разных параметрах и нацеленных на решение различных задач. Одной из них является классификация месторождений разного вида рудного сырья по степени их близости. Под близостью понимаются близкие условия формирования, что проявляется в совмещенности в одних и тех же месторождениях разных видов рудного сырья и в преимущественной пространственной близости месторождений разного вида. В данной работе такого рода классификация исследуется с формально-математических позиций. В результате удается уточнить и дополнить важными новыми характеристиками некоторые ранее уже известные результаты о взаимной приуроченности определенных видов месторождений.

Основная часть

Работа проведена на основании ГИС «Крупные и суперкрупные месторождения» (КСКМ), по данным которой была сформирована база данных по запасам крупных и суперкрупных рудных месторождений [3]. На основании этих данных была предпринята попытка кластеризации рудных компонент по частоте их совместного проявления. При этом мы использовали меры близости, построенные на основе меры Танимото-Роджерса. Такой подход позволяет сочетать простоту формулировки степени близости (по Танимото-Роджерсу) с иерархической схемой кластеризации Крускала, что представляется естественным, учитывая известные эмпирические представления об иерархичности рудопроявлений.

Основной вариант меры Танимото T для двух объектов определяется как отношение числа совпадающих элементов в этих двух объектах (пересечение двух множеств) к суммарному числу элементов в них (объединению этих двух множеств). Чтобы удовлетворить требованиям, накладываемым на расстояния, вводится расстояние Танимото $R=(1-T)^n$, где степень n вводится для получения более удобных числовых значений величин обобщенных расстояний R. Ниже обычно полагается n=1.

Для анализа были отобраны виды рудного сырья с достаточным числом месторождений, позволяющим получить статистически устойчивые оценки степени близости. В таблице (расстояний и меры близости) приведены значения по парной близости таких видов рудного сырья.

	Au	Co	Cu	Fe	Mo	Ni	Pb	U	Zn	алмазы	Hg	B2O3	F	Tl
Ag	0,74	0,43	0,73	0,30	0,60	0,36	0,76	0,36	0,76	0,00	0,24	0,00	0,00	0,00
Au		0,46	0,71	0,37	0,59	0,43	0,63	0,46	0,63	0,00	0,42	0,00	0,00	0,33
Co			0,56	0,54	0,26	0,78	0,37	0,39	0,39	0,00	0,00	0,00	0,0	0,00
Cu				0,36	0,68	0,52	0,69	0,34	0,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe					0,27	0,57	0,32	0,35	0,33	0,00	0,00	0,25	0,26	0,00
Mo						0,00	0,49	0,38	0,50	0,00	0,00	0,29	0,00	0,00
Ni							0,30	0,38	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb								0,32	0,81	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
U									0,29	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00
Zn										0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
алмазы											0,00	0,00	0,00	0,00
Hg												0,00	0,00	0,55
B2O3													0,00	0,00
F														0,00

Таблица 1. Матрица значений мер близости Танимото-Роджерса с выделенными парами наиболее несовпадающих (как бы «отталкивающихся») видов рудногосырья

Наиболее близкие и далекие пары выделены цветом. На первом этапе по парного сравнения выявляется общеизвестная близость месторождений Au + Ag, PGE+Ni, Pb+Zn и ряда других. Дальнейшая кластеризация возможна, например, при использовании описанного в [6] иерархического алгоритма Крускала. Путем последовательного применения этого алгоритма выявляются группы сопутствующих друг другу элементов. Вариант двух групп представлен в таблице. Вариант кластеризации на 3 группы нижеследующий: 1) Al; алмазы; Fe, Mn, Cr, V, Ti. 2) B, F,слюды; Sn, W, Mo; U; Li, Ta, Be, Nb, Zr, TR и 3) Au, Ag; Sb, Hg; P, соли; Pb+Zn, Cu+Co; PGE, Ni. Интерпретация полученных вариантов кластеризации не очевидна. Отметим только в этой связи, что из приведенных трех групп первая состоит исключительно из элементов с обогащением в нижней коре (Al хоть и слабо, но обогащен, а алмазы характерны для глубоко эродированных кристаллических щитов, то есть тоже в большей степени приурочены к низам коры). Вторая группа составлена рудными компонентами с обогащением в верхней коре. Третья группа, в основном, отвечает компонентам с обогащением (иногда незначительным) в нижней коре, (за исключением случая Pb). Под обогащением в верхней или нижней коре здесь понимаются изменения концентрации данного компонента в типовом составе верхней и нижней коры по данным [5]. Отметим, что такая кластеризация может соответствовать формированию месторождений соответствующих видов сырья в ходе массированных превращений вещества коры из резервуара «нижняя кора» в «верхнюю» и наоборот [2].

Недостатком изложенного метода является то, что при этом учитываются только случаи встречаемости элементов в одном и том же месторождении. Поэтому был использован и другой метод, основанный на анализе пространственной близости расположения месторождений разного вида. А именно, рассчитывались значения числа месторождений данного элемента, расположенных в пределах круга данного радиуса вокруг месторождений иного (или того же) элемента. С увеличением радиуса кругов—количество попавших в них месторождений естественно увеличивается. Анализируются отклонения закона роста числа месторождений от модели их независимого случайного расположения, для которой

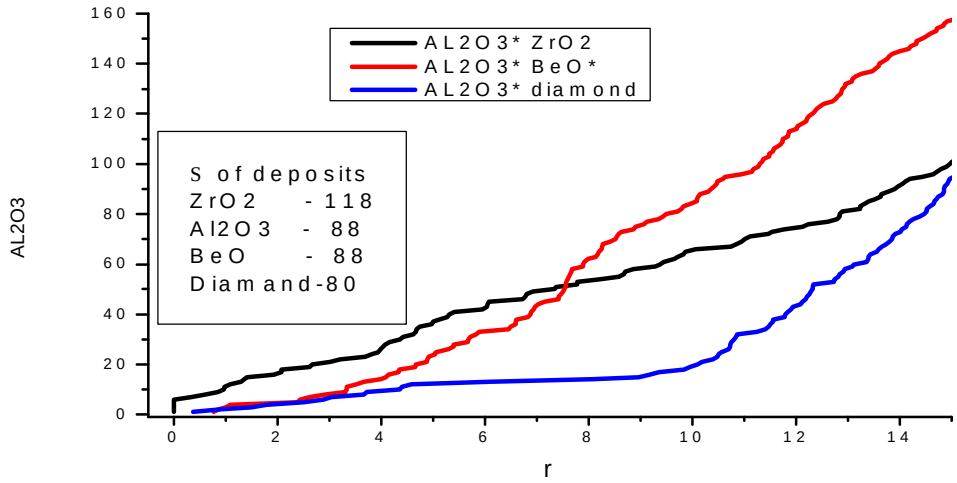


Рис. 1 Кумулятивныекривые расстояний между месторождениями разных видов.

число месторождений пропорционально площади круга (квадрату радиуса), а скорость роста числа месторождений пропорциональна радиусу круга. Такая модельная зависимость выполняется для не слишком больших расстояний (пока можно пренебречь существованием океанов и иных протяженных областей заведомого отсутствия месторождений). Отметим также, что таким образом вводимая характеристика взаимного расстояния между месторождениями двух видов симметрично относительно их перестановки.

По отклонению эмпирической закономерности роста числа месторождений от модельной зависимости в области малых расстояний можно судить о взаимной пространственной приуроченности месторождений или, наоборот, об их «отталкивании». В первом случае можно говорить о близости условий генерации данных видов минерального сырья, а во втором, о существенном различии таких условий. Например, в случае Al_2O_3 - ZrO_2, Al_2O_3 - алмазы и Al_2O_3 – BeO общее количество месторождений примерно одинаково (см Рис1), а тенденции роста числа месторождений от взаимного их расстояния существенно различны. Складывается впечатление, что месторождения алмаза в определенной степени избегают окрестности размером до 1000 км вокруг месторождений Al_2O_3. Полученные описанным способом выводы о близости месторождений разных видов в целом согласуются с результатами, полученными выше путем анализа совместной встречаемости разных видов сырья в одних и тех же месторождениях и с полученными ранее в [2] результатами анализа взаимного пространственного расположения крупных и суперкрупных месторождений разного вида.

Отметим, что зависимость числа месторождений N(r) расположенных друг от друга на расстоянии не большем данного расстояния R от R можно представить также в двойных лог-координатах. Такой метод представления при достаточном числе месторождений в большинстве числе случаев приводит к появлению протяженных прямолинейных участков графиков Lg(N) от log(r) вида

$$Lg(N) = D \log(r) + A \quad (1)$$

где коэффициент D аналогичен по смыслу величине корреляционной размерности пространственного расположения множества месторождений [1]. Однако интерпретация значений параметра D не вполне очевидна, и наш подход (как мы надеемся, будет видно из дальнейшего) представляется и более простым и более содержательным в интерпретации.

Недостаток кумулятивных графиков в том, что сравнение выпуклости и

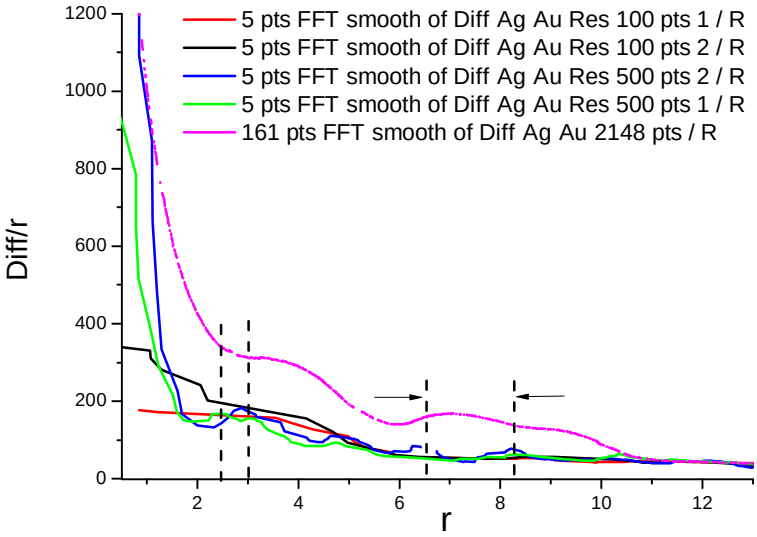


Рис. 2 Отношение первой производной кумулятивногографика к расстоянию между месторождениями Ag и Au сглаженное методом FFT.

вогнутости графиков часто не вполне наглядно. Более удобны для интерпретации графики изменения величин скорости роста числа месторождений от радиуса круга деленной на радиус. Как уже отмечалось выше, при независимом случайном расположении двух видов месторождений эта величина (если отвлечься от случайных отклонений) будет давать график параллельный оси r. Поскольку эмпирические графики содержат большое количество случайных возмущений, мы применяли их сглаживание низкочастотным фильтром методом FFT (быстрое Фурье преобразование) из пакета Origin 8.1. Параметр преобразования при этом определяет интенсивность сглаживания, при его увеличении количество пиков уменьшается, а сами пики сглаживаются.

Контроль статистической значимости результатов может быть осуществлен методом численного бутстреп моделирования, когда из общей совокупности месторождений случайным образом отбираются подмножества с числом членов около 70% от числа месторождений. Отобранные случайные реализации (штук 10-20) обрабатываются тем же методом, что и исходная общая совокупность, и если при этом общая закономерность изменения числа месторождений с ростом радиусов кругов сохраняется, то такая закономерность может считаться статистически значимой.

На рис.2 приведены варианты подобного анализа для случая взаимного расположения месторождений Au и Ag для нескольких вариантов сглаживания. Видно, что с ростом сглаживания выявляется тенденция ступенчатого уменьшения нормированной скорости роста числа месторождений с радиусом r, которая показывает как минимум два перегиба в области 2 градусов и 4-6 градусов, что соответствует расстояниям 100-200 и 400-600 км соответственно.

Аналогичный ступенчатый характер падения скорости роста числа месторождений наблюдается для случаев Fe-Fe, Fe-Zn и Zn-Zn. Отметим, что как и на рис. 2 прослеживаются 3 ступени уменьшения числа месторождений: в окрестности расстояний около 100 , 500-600 и 1000-1100 км.

Отметим, что встречаются и варианты, когда наблюдается не (квази)ступенчатое уменьшение нормированной скорости роста числа месторождений с расстоянием, а один (реже 2) довольно четко выраженных максимумов.

В заключение коснемся проблемы возможной интерпретации полученных графиков. Случай наличия одного перегиба на относительно малых взаимных расстояниях (относительно редкая ситуация) может указывать на изометричную (наподобие круга) область интенсивного развития генетически

связанных проявлений рудогенеза. Такие структуры могут соответствовать, например, случаям развития рудогенеза в связи с отдельными изолированными плюмами. Характерные размеры таких областей обычно оказываются в пределах 100-200 км. Чаще, однако, наблюдается ситуация спадания плотности месторождений с расстоянием не в виде одной ступеньки, а 2-х или даже 3-х. Такое более сложное поведение может соответствовать не редкому независимому расположению соседних плюмов, а их общей приуроченности к некоторой структуре (например, глубинному разлому). Третья ступенька может соответствовать макротектоническим разделам, например участкам границ тектонических плит, характерный размер таких ступенек (несколько более 1000 км) не противоречит такой интерпретации.

Специальный интерес представляет случай выявления отдельных максимумов в росте числа месторождений в зависимости от расстояния. В случае доказательства статистической значимости таких максимумов их существование могло бы указывать на реализацию в недрах Земли пространственной периодичности благоприятных условий для реализации данного вида (видов) рудогенеза. Такая пространственная периодичность могла бы порождаться периодической структурой конвективных ячеек в верхней мантии.

Выводы

По данным ГИС КСКМ проанализирована степень близости разных видов минерального сырья. Попарные сравнения сонахождения разных видов рудного сырья на одних и тех же месторождениях выявляют хорошо известные закономерности взаимной приуроченности месторождений Au и Ag, Zn и Pb, Cu и Ag, и др. Дальнейшая кластеризация позволяет выявить более сложные варианты кластеризации из 2, 3 или большего числа групп.

Сопоставление месторождений по взаимной пространственной близости не только подтверждает результаты, полученные путем анализа сонахождения разных видов рудного сырья в одних и тех же месторождениях, но и позволяет выявить характерные пространственные соотношения и размеры скоплений месторождений разных видов рудного сырья. В качестве предварительной интерпретации полученных соотношений выявляются примеры приуроченности к изолированным изотропным областям, к протяженным квазилинейным зонам и к пространственно периодическим структурам.

Уточнение полученных результатов и содержательный анализ предварительно выявленных статистических закономерностей является задачей дальнейших исследования.

Литература

1. Малинейкий Г.Г., Потапов А.Б. Современные проблемы нелинейной динамики. М., УРСС, 2002, 360 с.
2. Родкин М.В., Е.М. Граева, А.Р. Шатахцян. Модели процессов рудо- и нефтегенеза, обеспечивающие реализацию эмпирических законов распределения величин запасов месторождений и концентраций. Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. с. 210-213.
3. Родкин М.В., Зотов И.А., Граева Е.М., Лабунцова Л.М., Шатахцян А.Р. Степенные распределения в рудо- и нефтегенезе - интерпретация и порождающие механизмы. Российский журнал наук о Земле. 2010, т.11, №3. doi: 10.2205/2009ES000408
4. Соболев П.О., Рундквист Д.В. Статистический анализ пространственного распределения крупных и суперкрупных месторождений. В кн.: Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Том 1. Глобальные закономерности размещения. 2006, М., ИГЕМ РАН, 177-205.
5. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 383 с.
6. Mantegna R.N., Stanley H.E. An Introduction to Econophysics. Correlations and Complexity in Finance. Cambridge University Press, 2000, 148 pp

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ЕВРАЗИЯ – ТИХИЙ ОКЕАН

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А.

Геофизический центр Российской академии наук, Москва, Россия (rodnikov@wdcb.ru)

Континентальные окраины переходной зоны Евразия – Тихий океан характеризуются высокой сейсмичностью, вулканизмом и другими природными катаклизмами, опасными для проживающего здесь населения. Активные окраины являются также районами современных интенсивных тектонических движений и гидротермальных процессов, областями накопления различного рода полезных ископаемых. В связи с этим они являются объектом исследований разных стран по международным и национальным проектам. В Геофизическом центре РАН построение геодинамических моделей глубинного строения активных континентальных окраин Земли выполнено по международным проектам «Геотраверс» и «InterMARGINS» вдоль разрезов земной коры и верхней мантии [1;2;7]. Геотраверсы проведены через регионы Охотского, Японского, Филиппинского и Южно-Китайского морей, в их построении принимали участие японские и китайские ученые, и исследователи из различных научных учреждений Российской федерации [3;4;5;6;8;9;10].

Геотраверс региона Охотского моря [4]. Профиль геотраверса проходит через Сихотэ-Алинь, Татарский пролив, Сахалин, Курильскую впадину, Курильскую островную дугу, Курильский желоб и мезозойскую плиту северо-западной котловины Тихого океана. Протяженность профиля 2000 км. Глубина проникновения в недра Земли составляет 100 км. Земная кора отличается сильно дифференцированной мощностью от 10 до 40 км, сложным рельефом поверхности Мохоровичича, граничные скорости вдоль которой варьируют от 7.8 до 8,1 км/с. Верхняя мантия под Охотским морем характеризуется как горизонтальными, так и значительными вертикальными неоднородностями. Астеносфера образует диапировые выступы под Курильской котловиной и прогибом Татарского пролива, в основании этих структур расположены рифты - спрединговые центры. Дегазация верхней мантии связана с апвеллингом астеносферного диапира к подошве земной коры, что привело к расколам литосферы и излияниям магматических расплавов. В Татарском проливе, где обнаружены нефтегазовые проявления, выделены три этапа магматической активности, свидетельствующие о различных глубинах областей магмогенерации: эоцен-олигоценовые (55-24 млн. лет) базальтоиды; нижне-среднемиоценовые (23-15 млн. лет.) толеиты, к этому времени приурочено формирование месторождений углеводородов, и среднемиоценовые - плиоценовые базальтоиды. Связанные с грабенами Южно-Курильской впадины базальтоиды включают ранне-среднемиоценовые (14-11 млн. лет) базальты, средне-позднемиоценовые (9-7 млн. лет) базальты и андезиты, близкие толеитовой серии и базальтоиды известково-щелочной серии (1.07 и 0.84 млн. лет).

Геотраверс региона Японского моря [3]. Геотраверс проведен через Сихотэ-Алинь, котловину Японского моря, Японскую островную дугу и северо-западную котловину Тихого океана. Толщина коры вдоль геотраверса меняется от 35-40 км на юго-восточной окраине Азиатского континента до 12-15 км в глубоководной котловине Японского моря. Наиболее важной особенностью строения региона Японского моря является распространение в верхней мантии на глубине 40 км астеносферного слоя,

определяющего строение земной коры и плотность теплового потока. Под Приморьем и Тихим океаном он расположен на глубине примерно 100 км. В неогене магматическая активность проявлялась лишь в пределах наивысшего подъема астеносферы, то есть в Японском море и западной части о. Хонсю. В Тихом океане (северо-западная котловина) магматическая деятельность (излияния толеитовых базальтов) происходила, в основном, свыше 100 млн. лет назад. Выделяемый в переходной зоне слой с пониженными значениями скоростей сейсмических волн может быть сопоставлен с поднимающимся к коре астеносферным диапиром, определяющим, по-видимому, эндогенный режим зоны. Землетрясения, происходящие вдоль восточного края Японского моря у подножья о Хонсю, как считают японские ученые, объясняются тем, что здесь намечаются новые субдукционные процессы на границе литосферных плит. Построенный разрез подтверждает это предположение. Вдоль восточной окраины Японского моря прослеживается узкий прогиб, где мощность плиоцен - четвертичных осадков достигает 2 - 3 км. Образование прогиба связывается также с формированием здесь новой зоны субдукции литосферы Японского моря под Японскую островную дугу. Сейсмологические и геологические данные свидетельствуют, что за 1.8 млн. лет субдукция плиты Японского моря под Японские острова составило около 50 км. Скорость перемещения плиты Японского моря по данным GPS определена в 2 см/год.

Геотраверс Северо-Китайская равнина - Филиппинское море [5;6;10]. Геотраверс построен совместно с японскими и китайскими учеными. Отдельные разделы опубликованы в 2003 году в Международном геолого-геофизическом атласе Тихого океана [10]. Разрез пересекает Северо-Китайскую равнину, глубоководные котловины Филиппинского моря, Марианскую островную дугу, Марианский желоб и северо-западную котловину Тихого океана. В регионе Филиппинского моря наблюдается, как и в других окраинных морях, определенные соотношения между глубинным строением верхней мантии и строением поверхностных геологических структур. Чем выше уровень залегания астеносферы, тем большая плотность теплового потока и более молодой возраст формирования глубоководных котловин и осадочных впадин региона Филиппинского моря. Марианскому трогу с современной тектономагматической активностью соответствует глубина залегания астеносферы 10 км, миоценовой котловине Паресе-Вела - 30 км, а эоценовой Западно-Филиппинской котловине - 50-80 км. Северо-Китайской равнине с ее нефтегазоносными осадочными бассейнами, активизированной в кайнозойское время, уровень залегания астеносферы расположен на глубине 50-70 км. Марианский трог представляет собой междуговой бассейн, образованный 6 млн. лет назад в результате спрединговых процессов. С рифтовыми структурами связаны излияния толеитовых базальтов и интенсивная гидротермальная деятельность. Гидротермальная активность с образованием сульфидов цинка, меди и железа были отмечены во время глубоководного бурения с НИС «Glomar Challenger» и при драгировании с НИС «Hakuho-Maru». Пробы воды показали высокое содержание гелия, водорода и метана. Трог характеризуется тонкой корой (около 10 км). Горячая астеносфера подступает непосредственно к подошве коры, обусловливая активные тектонические и магматические процессы. Марианский трог, вероятно, представляет собой пример начального этапа формирования осадочного бассейна.

Геотраверс региона Южно-Китайского моря. Геолого-геофизический разрез проходит через Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребет Сулу, море Сулавеси, о. Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море. Регион расположен между двумя континентами Евразийским и Австралийским и двумя океанскими плитами Тихоокеанской и Индийской. Регион исследования

охватывает окраинные моря и островные дуги, сформировавшиеся в кайнозойскую эру. Мощность коры варьирует от 40 км под Австралией и полуостровом Индокитай до 25 – 30 км под островными дугами и 10-15 км под окраинными морями. Формирование структур связывают с коллизией Индии и Азии и возникновением мощной Индонезийской субдукционной зоны. Затем очередная структурная перестройка произошла в связи с субдукцией океанской плиты Филиппинского моря под структуры Филиппин. Возникла система островных дуг и задуговых бассейнов, где субдукционные процессы привели к активному вулканизму и проявлению сейсмичности в восточной части разреза. Вдоль разреза будет проведена комплексная интерпретация геолого-геофизических данных с целью установления роли глубинных процессов в формировании структур земной коры региона.

Минерагения[9]. Построение геодинамических моделей глубинного строения Евразия - Тихий океан переходной зоны дает возможность выделить участки в земной коре, где разогретая магма астеносферных диапиров, насыщенная флюидами, близко подходит к земной коре. Это приводит к разрыву сплошности литосферы, растяжению земной коры, активным гидротермальным процессам и формированию сульфидов железа, цинка, свинца, серебра и меди. К таким районам относится в настоящее время современные задуговые впадины и междуговые троги островных дуг. Анализ геотектонической обстановки приводит к выделению древних залежей полезных ископаемых, ныне перекрытых морскими осадками, к которым относятся рифтовые структуры глубоководных впадин окраинных морей. Установлена взаимосвязь: апвеллинг астеносферы - магматические очаги в коре - рифтовые структуры – гидротермальная деятельность - «черные и белые курильщики» (рис. 1). Работа выполнена по гранту РФФИ. № 09-05-00406-а.

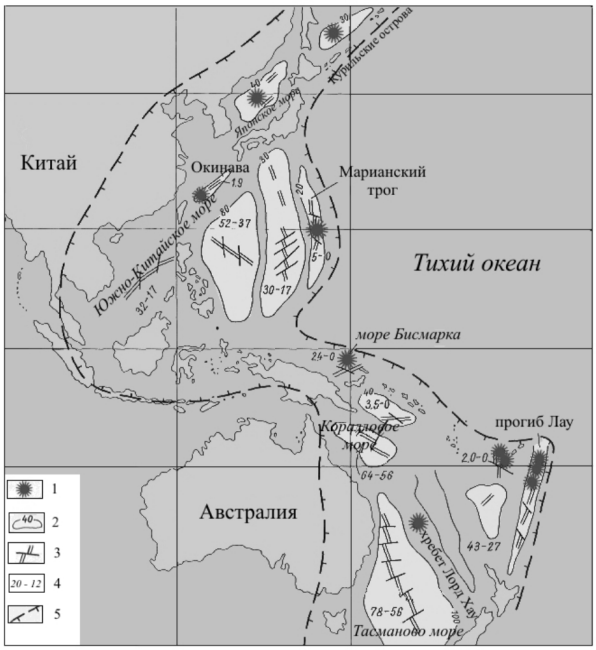


Рис. 1. Корреляция глубинных процессов в астеносфере с гидротермальными проявлениями в коре.
1 - гидротермальные проявления (сульфиды); 2 - глубоководные котловины (цифры - глубина до астеносферы); 3 - рифты; 4 - время формирования котловин (млн. лет); 5 - контуры астеносферы.

Литература

1. *А.Г. Родников.* Международный проект «InterMARGINS". Тихоокеанская геология, №5, 2006, С.107-109.
2. *А.Г. Родников.* Исследование Земли - этапы научного сотрудничества: Геофизический центр РАН //Научно-техническая информация. Серия 2. Информационные процессы и системы, ВИНИТИ, 2009, № 3, С.24-32.
3. *А.Г. Родников, Л.П. Забаринская, В.Б. Пийп, В.А. Рашидов, Н.А. Сергеева.* Глубинное строение континентальных окраин региона Японского моря. Вестник КРАУНЦ Науки о Земле», 2010, .№ 1. Вып. 15, С.231-242.
4. *А.Г. Родников, Л.П. Забаринская, В.Б. Пийп, В.А. Рашидов, Н.А. Сергеева,* Н.И. *Филатова.* Геотраверс региона Охотского моря «Вестник КРАУНЦ», серия «Науки о Земле», 2005, №5, С.45-58.
5. *А.Г. Родников, Л.П. Забаринская, В.А. Рашидов, М.В. Родкин, Н.А. Сергеева.* Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море - Магеллановы горы. Вестник КРАУНЦ Науки о Земле, 2007. №1. Вып.9, С.79-89.

6. *А.Г. Родников, М.В. Родкин, П.А. Строев, С. Уеда, Н. Иседзаки и Ц. Сики*. Глубинное строение и геофизические поля вдоль геотраверса Филиппинского моря // Физика Земли. 1996, №12, С.100-108.
7. *Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P*. Research on the Earth's interior conducted by Russia after IGY: the Geotraverse Project and "InterMARGINS". Data Science Journal, 2009, V .8, p.p.24-34.
8. *Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P*. Informational Interdisciplinary Database for the Construction of the Geodynamic Models of the Active Continental Margins of the Earth// Proceedings of EUREGEO. Munich, Bavaria, Germany, 2009, V .1. p.p.260-262.
9. *Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A. and Zabarinskaya L.P*. Correlations of the endogenic processes in the active continental margins of the Eurasia-Pacific transition zone// "Geoevents, Geological Heritage, and the Role of the IGCP". Ed. M.A. Lamolda. Caravaca de la Cruz, Spain, 2010, p.p.173-174.
10. *Rodnikov A.G., Stroev P.A., Smirnov Ya.B., Ermakov B.V., Kirillova G.I., Semenova G.I., Rodkin M.V., Muraviev A.V., Svarichevskiy A.S., Burikova I.A., Galushkin Yu.I., Frolova T.I., Perchuk L.L., Gainanov A.G., Sugrobov V.M., Rashidov V.A., Kulichenko N.V. (Russia)*
Uyeda S., Isezaki N., Shiki T., Aoki H., Fujimoto H., Honkura Ya., Iidaka I., Kato Ya., Kimura M., Kinoshito H., Matsuda J., Misawa Ya., Nemoto K., Okada H., Parc C.H., Suyehiro K., Tamaki K., Tatsumi Ya., Yamato M. (Japan). Philippine Sea Geotraverse// International Geological-Geophysical Atlas of the Pacific Ocean. Udintsev G.B.(ed.). IOC (UNESCO), Russian Ac.Sci., FSUE MPA @Kartografija, GUNiO, Moscow, Sankt-Petersburg, 2003, p.137.

ГЕОИСТОРИЧЕСКИЙ РУБЕЖ АРХЕЙ – ПРОТЕРОЗОЙ: ГИГАНТСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ И СУПЕРКОНТИНЕНТ КЕНОРЛЕНД

Розен О.М.

Геологический институт РАН, Москва (roseno@ilran.ru)

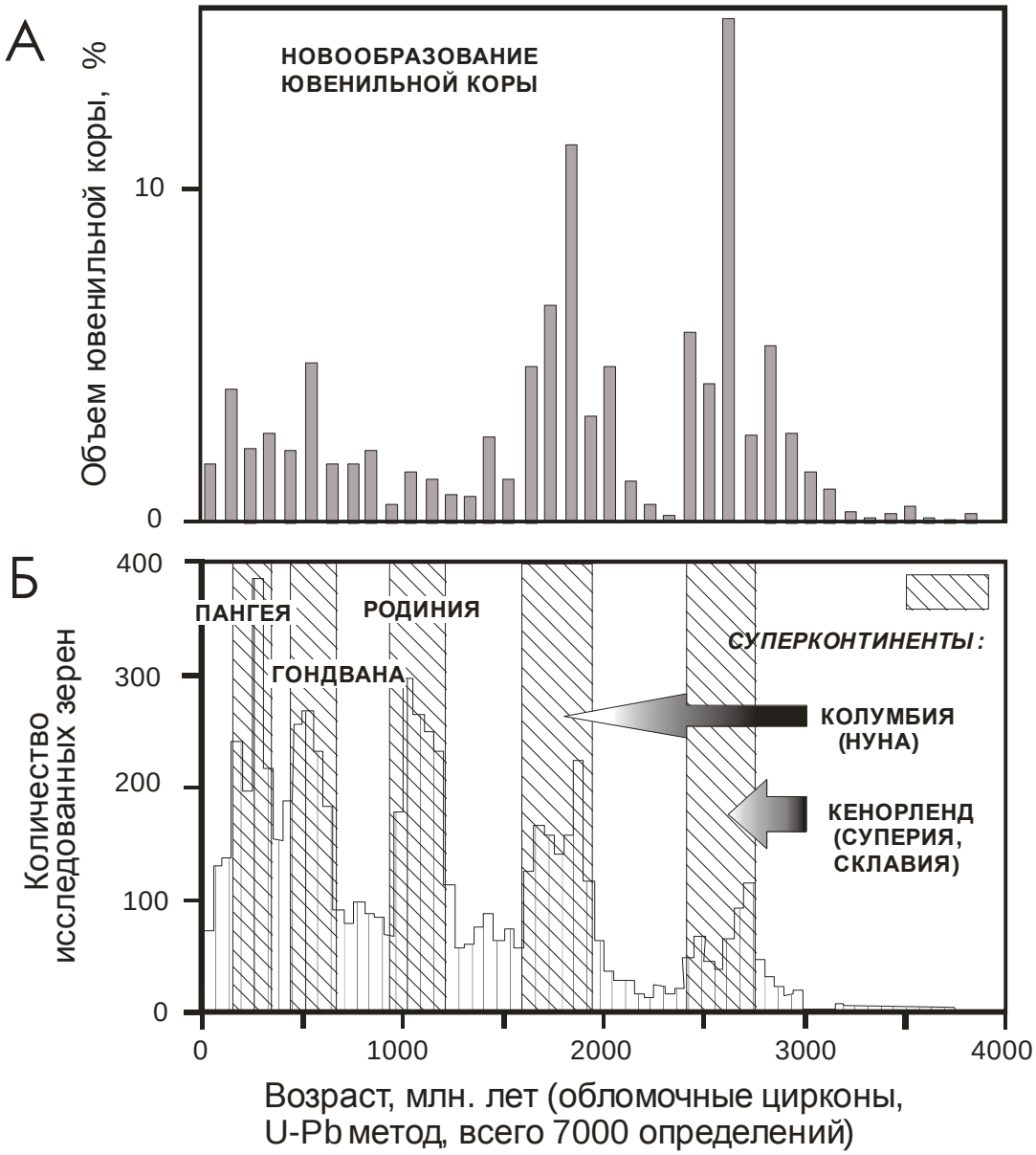
В конце архея и начале протерозоя, то есть около ~2.5 млрд. лет назад, возникший суперконтитнент начал подвергаться деструкции [6], причем образовался ряд рудных месторождений такого масштаба, какого не было ни до, ни после в геологической истории. Это самые крупные в мире месторождения. В их число входит осадочное хемогенное месторождение железа Хамерсли, относящееся к полосчатой железорудной формации [2; 4]. Терригенное осадочное месторождение Витватерсранд [3] занимает первое место по запасам золота и остается крупнейшим по запасам урана, несмотря на интенсивное извлечение металлов в предшествующие полтора столетия. Расслоенные мафитовые интрузии этой эпохи являются крупнейшими в мире вместилищами рудных месторождений. Бушвельдский плутон [4; 5] содержит 56.8% интегральных мировых ресурсов платиноидов, 73.7% хромитов, значительные медно-никелевые скопления, которым сопутствуют древнейшие месторождения оловорудного сырья, 0.8% мировых запасов, в ассоциации с синхронными гранитоидами. Другой расслоенный интрузив того времени, Великая Дайка Зимбабве [4; 7], заполнившая собой рифт из категории «рифтов с подъемом мантии» [Ленонов, 2001], по масштабам платиноидной и хромитовой минерализации занимает второе место в мире после Бушвельда.

Возможные причины совпадения во времени появления этих месторождений-гигантов пока не рассматривались. Обращает на себя внимание то, что появления рудных гигантов совпадает во времени с обильным новообразованием первичной коры за счет вулканитов, выплавленных из поднимающихся плюмов. Рассматриванемая эпоха отличается максимальным за всю историю Земли объемом плюмового вещества, выделившегося из мантии и вошедшего в земную кору [8]. При амальгамации фрагментов этой коры образовался суперконтинент Кенорленд (~2.7 млрд. лет). Во время его последующего распада образование рудных гигантов возобновилось вследствие подъема плюмовых магм в форме расслоенных плутонов и центрально ориентированных дайковых роев, исходящих из тройной точки раскола суперконтинента, что завершилось полным распадом последнего. Известно, что наиболее интенсивные плюмовые процессы во всей истории Земли ассоциируются с амальгамацией и дезинтеграцией суперконтинента Кенорленд [Condie, 2001]. Эти крупные плюмы, по-видимому, были также и наиболее высокотемпературными, а потому были способны захватывать бóльшие доли рудного компонента из мантии Это, предположительно, определило высокую рудоносность упомянутых интрузий того времени, также как и терригенных россыпей, возникших за счет размыва таких рудоносных интрузий.

Литература

1. Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения. Геотектоника 2001. № 2. С. 3-16
2. Розен О.М., Ярошевский А.А.Прямые признаки осадконакопления в раннем докембрии. В кн. Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений. М.:Научный мир. 2006. С.22-33. Труды ГИН. Вып. 569.
3. Симанович И. М. О золотоносных докембрийских конгломератах Витватерсранда. Литол. полезн. ископ. 2009. № 5. С. 543-558

4. Ткачев А.В. Глобальный анализ пространственно-временных особенностей образования и размещения крупных и суперкрупных месторождений. Ред. Д.В.Рундквист. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. М.:ИГЕМ РАН. 2006. С. 49-147.
5. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир. 2006. 368 С.
6. Хаин В.Е. Тектоника крнтинентов и океанов. М.: Научный мир. 2001. 606с.
7. Armstrong, R.A. and Wilson, A.H. A SHRIMP U-Pb study of zircons from the layered sequence of the Great Dyke, Zimbabwe, and a granitoid anatectic dyke. Earth Planet. Sci. Lett.
8. Condie, K C. Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge University Press, Cambridge. 2001. 305 pp
9. Hawkesworth C., Cawood P., Kemp T., Storey C. Dhuime B. A matter of preservation. Science, 2009, v. 323, p. 49-50.



Розен_Рисунок

Рисунок. Распределение во времени процессов формирования земной коры [по 8; с дополнениями]. А. Распределение во времени относительных объемов новообразованной ювенильной коры, состоящей из плюмовых и островодужных вулканитов. Б. Возраст цирконов, характеризующий преимущественно наложенные процессы метаморфизма и анатексиса, связанные с коллизией блоков сиалической коры при образовании суперконтинентов, а также и новообразование коры.

ОБ АЛЬПИЙСКИХ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЯХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ЗАПАДНОГО БЕЛУДЖИСТАНА, БЛИЖНИЙ ВОСТОК

Романько А.Е.[а], **Табатабаиманеш С.М.**[б], **Степанов С.С.**[а]

[а] *Геологический институт РАН, Москва, Россия (a-romanko@ya.ru)*
[б] *Университет Исфахана, Исфахан, Исламская Республика Иран (Tabataba@sci.ui.ac.ir)*

Металлогенические и тектономагматические явления слабо изученного Западного Белуджистана на территории Ирана, Ближний Восток, в районе сочленения собственно альпийских и гималайских структур [1,2] изучались нашей группой под руководством Е.Ф. Романько, А. Хушманзаде и М.А.А. Ноголь Садата. Приводятся данные по магматическим породам двух групп: преобладающим в регионе кайнозойским известково-щелочным субдукционным изверженным породам (**первая** группа), а также принципиально другим – подчиненным, также кайнозойским субщелочным и, реже - щелочным породам (**вторая** группа, внутриплитные породы). Породы первой группы (дифференцированные известково-щелочные породы: базальты – преобладающие в регионе андезиты - риолиты, гранодиориты и т.д.), как считается, - продукты крупного пододвигания литосферы Тетиса на северо-восток под структуры Ирана. Это подтверждается: тектоническим анализом, аномальной новейшей сейсмоопасностью региона (с землетрясениями магнитудой до 8 и более баллов, по шкале Рихтера), томографией и т.д. [1]. Судя по томографии, формирование пород **второй** группы - субщелочных и подчиненных щелочных, включая четвертичные карбонатиты Ханнешина в Афганистане, обусловлено, деятельностью края Африканского суперплюма. Породы второй группы, в отличие от известково-щелочных первой группы, характеризуются обогащением как крупноионными литофильными элементами – K, Rb, Ba, так и высокозарядными литофильными элементами – Nb, Y, Ta, Zr, P, Tiи т.д. при характерном повышенным Eu/Eu* - свыше 1.1. Магматические породы обоих типов чаще калинатровые. Концентрация высокозарядных литофилов – Nb, Y, Zr, Ti, P, (иногда более 1.0 % P2O5 - очень высокое значение при том, что апатит из акцессориев переходит в разряд второстепенных минералов) и других - как показателей внутриплитной специфики - выше в породах второго типа. Получены достаточно невысокие изотопные метки $^{87}Sr/^{86}Sr$ (ISr) по двум образцам второй группы - трахиандезиту 70-2 - 0,7039÷0,2 (K/Rb=393) и трахибазальту 71-4 - 0,70489÷0,18 (K/Rb=375, определения в ГИН РАН). Они согласуются с мантийным внутриплитным источником. Для известково-щелочного андезибазальта 25-1 стратовулкана Базман определено довольно невысокое значение ISr = 0,70456÷0,05, не противоречащее геолого-петрографическим данным. Изверженные породы этого вулкана относятся к породам полно дифференцированной серии и относятся к протяженному магматическому поясу Ирана - Саханд-Базман с одноименными стратовулканами в них: упомянутый Базман высотой 3490м и Тафтан с уточненной высотой 3940м. Известна и изотопная дата 1982г. - 0.7049 для пород одного из безымянных вулканов, по Кэмпу и др. (Camp et al.).

Металлогеническая специализация изверженных пород региона. Подавляющая часть минерагенических объектов связана именно с магматическими породами региона. Известково-щелочные интрузивные, эффузивные и пирокластические породы первой группы характеризуются общим медно-золотым профилем. Нашей группой под

руководством Е.Ф. Романько выявлены, в частности, такие перспективные типы, как (возраст пород и минерализации иногда проблематичный):
-полисульфидное (Au-Mo-Cu-Pb-Zn) порфировое субвулканическое и подчиненное плутоногенное – миоцен
-Au-As-Hg-W-Mo эксгаляционно-вулканогенное – вулкан Базман и окрестности, квартер
-золото-серебряное малосульфидное плутоногенное – гранодиорит-диоритов-лейкогранитовый интрузив, олигоцен
-золото-медное скарно-гидротермальное и плутоногенно-гидротермальное – щелочной-субщелочной массив, миоцен?
-сульфидно-серно-алунитовое эксгаляционное, поверхностное – вулкан Тафтан, плейстоцен? - голоцен
-медное самородно-сульфидное вулканогенное, с цеолитами - квартер
-серебряно-сульфидное вулканогенное (с золотом?) - квартер.

Внутриплитные же магматиты имеют пока специализацию на фосфор и, вероятно, РЗЭ.

Устанавливается, в целом, тектономагматическая и выделенная Е.Ф. Романько металлогеническая зональность - как минимум, в Центральном – Восточном Иране. Общая зональность обусловлена региональным пододвиганием литосферы Неотетиса в этом направлении [1]. С упомянутым пододвиганием плиты связан как доминирующий альпийский известково-щелочной магматизм. Последний характеризуется неогеновыми и неоген-четвертичными субщелочными и, реже, щелочными породами на востоке Ирана, а именно: палеогеновыми? - Лутского блока (западнее), а также карбонатитами квартера Афганистана. Оба типа магматизма и тектоники интерпретируются нами как тектономагматическая пара. Происходит, по крайней мере, частичная компенсация преимущественного субдукционного сжатия – преимущественным внутриплитным растяжением. Наличие же рассредоточенных кайнозойских внутриплитных проявлений на такой значительной площади, томография Африканского суперплюма, а также теоретическая возможность прорыва суперплюма в месте обрушения скопившейся субдукционной массы внизу слэба или плиты, у раздела 410 км - свидетельствуют в пользу влияния суперплюма и в этом регионе.

Выводы

-в регионе выявляется северо-восточная тектономагматическая и, отчасти, металлогеническая зональность, обусловленная известным поддвигом Аравийской плиты под Евразийскую. Отмечается удовлетворительная корреляция тектономагматических явлений с минерагеническими.

-выделено два типа принципиально различных типа кайнозойского магматизма: известково-щелочного субдукционного и субщелочно-щелочного внутриплитного. Предполагается существование соответствующей тектономагматической пары. Внутриплитные изверженные породы второй группы имеют более глубинный источник против таковых первой группы.

-известково-щелочные магматиты региона характеризуются общим медно-золотым металлогеническим профилем с разнообразными добавками прочих полезных компонентов и комбинациями последних, а именно: прежде всего свинца и цинка, иногда полностью без меди, серебра (чаще угнетенный компонент), самородной серы, алунита, молибдена, ртути, вольфрама, мышьяка и др. Внутриплитные же породы имеют специализацию на фосфор и лантаноиды

Авторы чрезвычайно признательны руководителям полевых работ Е.Ф. Романько, А. Хушманзаде и М.А.А. Ноголь Садату, а также весьма благодарны: легендарному геологу В.Е. Хаину за консультации по тектонике региона, А.Т. Савичеву и др., С.М. Ляпунову и др. (разнообразная аналитическая помощь), и, кроме того, А.М. Месхи, ВНИИгеолнеруд, Казань (скрупулезная петрография) и мн.др.

Литература

1. *В.Е. Хаин.* (Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
2. *Romanko E., Kokorin Y., Krivyakin A. et al.* Outline of metallogeny of Anarak Area (Central Iran). Ministry of mines and metals. Geological survey of Iran Rep. No 21: V/O Technoexport. Tehran, 1984, 136 p.

ОБ АНДЕЗИТАХ: ТЕКТОНИЧЕСКИЕ, ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ; ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ

Романько А.Е.

Геологический институт РАН, Москва, Россия
(a-romanko@ya.ru)

Нами представляются материалы по андезитам, в расширительном толковании, в несплошном интервале поздний архей - квартер, с такими андезитсодержащими единицами, как: протерозой, силур, поздний карбон (новая номенклатура карбона) - пермь, палеоген - квартер. Охарактеризована история андезитов и, частично, их интрузивных аналогов в зарубежном, расширительном толковании – диоритов, с учетом особенностей их тектоники и металлогенической специализации [1]. Использовались авторские материалы по нескольким регионам СНГ, востоку Ирана, СВ Алжира (зарубежные регионы под руководством Е.Ф. Романько) и литературные данные. С одной стороны, в пользу определенной **эволюции** собственно среднего магматизма в истории Земли говорят такие данные как: 1. Предполагаемое (с вариантами) снижение температуры мантии на 80-100о С за млрд. лет, казалось бы неизбежно способствующее направленной эволюции магматизма вообще, 2. Рубеж архей/протерозой, 2.5 млрд. лет – важнейший революционный, обуславливающий смену окислительно-восстановительного режима нашей планеты (редокс-состояния), возникает мощное (или усиливается, с оговорками) приниципиально важное щелочное магмообразование, падает роль сульфидных руд и многие другие определяющие события, 3. отмечается: постепенная смена прочих изверженных пород – коматиитов на палеопротерозойские бониниты (высокомагнезиальные андезиты с повышенным содержанием воды, до 3-4%) при уникальных рецидивах коматиитов в мелу (магматизм Горгоны с сосуществованием пикритов и химически менее примитивных коматиитов сравнительно с таковыми архейскими - с MgO лишь до 18%), усиление роли K-гранитоидов против Na-гранитоидов (однако, с сосуществованием обоих рядов гранитоидов в фанерозое), уникальное докембрийское явление внутриплитных гранитов-рапакиви с мантийными изотопными метками (эти породы связывались с горячими точками), 4. элементы геохимической эволюции андезитов (рост Al, ненаправленное снижение Zr, Nb, Ni, усложнение поведения H_20 и др.).

Однако**, противоположная** актуалистическая тенденция магматизма и тектоники в геологической истории связана с:

- малым изменением океанических магматитов против континентальных за геологическое время
- сохранением особенностей литогенеза фосфоритов и других осадочных образований в интервале докембрий - ныне (однако, временами с упрощенной интерпретацией)
- цикличностью в тектонике (закономерное образование и распад Пангей), седиментологии, с оговорками – в магматизме и т.д.

Ограничения на буквальный актуализм и идеальную эволюцию андезитов обусловлены, в частности, следующим:

- андезиты, вероятно, не являются первыми магматическими породами на Земле, вопреки прежним представлениям, будучи, однако, развитыми и в палеоархее
- подчиненные в истории Земли коровые андезиты коротких андезит-риолитовых, андезит-дацитовых серий (против мантийных и мантийно-коровых, по Б.И. Иванову, 1988) формировались преимущественно в фанерозое

- оксидное рудообразование приобрело большое значение лишь после рубежа 2.5 млрд.лет, конкурируя затем с важнейшим сульфидным.

Вероятно, развитие по спирали может удовлетворительно объяснять феномен дуализма или двойственности андезитов и других изверженных пород в истории Земли.

Автор очень благодарен И.В. Лучицкому за начало разработки фундаментальной андезитовой проблемы, а В.Н. Шилову, В.В. Ярмолюку, В.Л. Русинову, И.Ф. Габлиной, В.И. Коваленко, Б.П. Золотареву, В.В. Ляховичу, В.С. Прокофьеву, И.В. Викентьеву, Г.В. Моралеву и мн. др. за ценные консультации и важные обсуждения.

Литература

1. *Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИ СВЯЗАННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПЕРЕМЕНЫ В ПОЗДНЕВЕНДСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО И СЕВЕРО—АТЛАНТИЧЕСКОГО ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ В ОБРАМЛЕНИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА КАК СОБЫТИЯ ПЛАНЕТАРНОГО МАСШТАБА

Рудаков С.Г.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(vszakharov@yandex.ru)

Академик В.Е.Хаин неоднократно советовал автору проследить возможные геодинамические связи крупнейших событий на начальном этапе тектонической эволюции Средиземноморского и Северо-Атлантического подвижных поясов, обрамлявших Восточно-Европейский кратон. Предлагаемые ниже тезисы доклада представляют первую попытку хотя бы частично ответить на эти рекомендации.

1.Начало самого раннего этапа в полициклической эволюции Средиземноморского и Северо-Атлантического подвижных поясов датируется поздним рифеем, но продолжительность континентального рифтинга в этих поясах оказалась существенно разной. Если в первом из них она завершилась уже в позднем рифее, то во втором продолжалась до середины венда. Наибольшую возможность для сравнения эволюции этих поясов представляют те существенные тектонические перемены часто противоположной направленности, которые произошли в данных поясах во второй половине-конце венда.

2. На всем протяжении широтно ориентированного Средиземноморского пояса и в Европе, м в Азии океан Прототетис раскрылся уже в позднем рифее (850-800 м.л.назад). Европейская акватория этого палеоокеана была ограничена с севера Восточно-Европейским материком, а с юга архипелагом островов, которыми служили многочисленные и весьма разновеликие континентальные массивы. Во второй половине-конце венда четко обособились две крупные части Европейской акватории Прототетиса [2]. В эволюции удаленной от Восточной Европы (Перигондванской) части Средиземноморского пояса решающая роль принадлежала кадомскому тектогенезу. Его главнейшими следствиями стали замыкание обширной акватории Европейского Прототоетиса и консолидация единого (целостного) Африканского материка, который вобрал в себя и новообразованную сушу в пределах подвижного пояса, и континентальные массивы из островного архипелага, ограничивавшего ранее океанскую акваторию, и заменил его в этой роли. Значимость кадомского тектогенеза для эволюции Африки, вошедшей позднее в состав Гондванского суперконтинента, вполне оправдывает другое название этого тектогенеза как «панафриканского». Следует также подчеркнуть, что сжатия, начавшиеся на кадомском тектоническом рубеже, оказались достаточно продолжительными и обеспечили интенсивный орогенез в кембрии в пределах Перигондванской части подвижного пояса. Главной причиной кадомских перемен в Средиземноморском поясе, видимо, явилась высокая мобильность континентальных массивов, сплотившихся при этом в Африканский материк. С одной стороны, на это указывает полное отсутствие кадомских перемен в акватории Европейского Прототетиса. удаленной от его африканского ограничения. С другой стороны, весьма симптоматичен и тот факт, что в обширной азиатской акватории Прототетиса кадомское замыкание испытала лишь ближайшая к Африке и связанная с европейской частью палеоокеана Пакистанская

впадина Гималайского бассейна. В целом же Прототетис замкнулся лишь в результате салаирского тектогенеза, т.е., около рубежа кембрия и ордовика, а область коллизии Восточно-Европейского и Африканского континентов располагалась около 75 градуса южной широты [6].

В эволюции другой части Европейского Прототетиса непосредственно обрамлявшей Восточно-Европейский материк, кадомский тектогенез никак не проявился и прежний тектонический режим сохранялся до салаирского рубежа, что позволяет предполагать северное перемещение Восточно-Европейского материка, которое могло отозваться нарастанием сжатий в его пределах.

3. Северо=Атлантический пояс в позднем рифее представлял собою контитнентальный рифт между Северной Америкой и Восточной Европой. Во второй половине-конце венда этот режим в подвижном поясе сменился спредингом, который превратил названные материки соответственно в автономные Лаврентийскую и Балтийскую литосферные плиты, разобщенные океаном Япетус. Правда, обособление первой из плит, возможно, сопровождалось началом ее фрагментации, которое датируется примерно 600 м.л. назад [5]. Во всяком случае, целостность Лаврентийской плиты могла быть лишь очень кратковременной, и это обстоятельство выглядит весьма вероятной причиной различной реакции Балтийской и Лаврентийской литосферных плит на прогресс океана Япетус. Первая из них явилась своеобразным «стопором», который не испытав значительных горизонтальных перемещений, подвергся генеральным сжатиям, изменившим режим развития Восточно-Европейского кратона, представлявшего ядро этой литосферной плиты, где завершилась авлакогенная стадия эволюции. стадия эволюции. В дальнейшем развитии Восточно-Европейского кратона распознается собственно плитная стадия [3]. Перемещение фрагментированной Лаврентийской плиты обеспечило возможность быстрого разрастания акватории Япетуса. Крупнейшим элементом этого океана явилось т.н. море Торнквиста, входившее в состав непосредственного западного обрамления Восточно-Европейского материка и обеспечивавшее связь новообразованного океана Япетус с эпикадомской акваторией Европейского Прототетиса.

4. Для полноты характеристики тектонических перемен второй половины-конца венда в эволюции Средиземноморского и Северо-Атлантического подвижных поясов было бы важно наметить их палеогеографическое положение. Однако, большая ограниченность палеомагнитных данных позволяет ответить на этот вопрос далеко не полно. Исходя из палеотектонической реконструкции, предложенной в [6] для временного среза в 490 м.л. назад и из северной вергентности перемещения Восточно-Европейского материка (Балтийской литосферной плиты) в венде, можно высказать лишь некоторые осторожные соображения о вероятном местонахождении крупнейших структурных элементов во второй половине-конце венда. Во-первых, и Восточно-Европейский материк, и обрамлявшие его Средиземноморский и Северо-Атлантический пояса находились южнее экватора. Во-вторых, положение области салаирской коллизии Восточной Европы и Африки около 80 градуса южной широты [6] при северной направленности перемещений позволяет предполагать вендское местонахождение европейского отрезка Средиземноморского поятьих, положение границы Япетуса и Восточной Европы на временном срезе в 490 м.л. назад около 40 градуса южной широты при существенно более южном положении этой границы при раскрытии палеоокеана в Северо-Атлантическом поясе.

5. Оказавшись в режиме длительных сжатий со стороны обоих соседних подвижных поясов, Восточно-Европейский кратон отреагировал на такую ситуацию

переходом от авлакогенной стадии эволюции к плитной [1,4] , длительность которой была обеспечена устойчивостью режима растяжений как в Северо-Атлантическом поясе, так и в ближайшей к Восточной Европе части Средиземноморского пояса. Отмеченная выше иная реакция Лаврентийской плиты на прогресс соседнего Япетуса геодинамически была обеспечена раздробленностью этой плиты.

6. Анализ тектонического развития Средиземноморского и Северо-Атлантического поясов во второй половине-конце венда приводит к выводу о том, что окончание распада Родинийского суперконтинента(разобщение Северной Америки и Восточной Европы) и начальный эпизод (образование целостного Африканского материка) в консолидации Гондваны в качестве суперконтинента новой генерации были если не синхронными, то очень близкими во времени событиями планетарного масштаба.

Литература

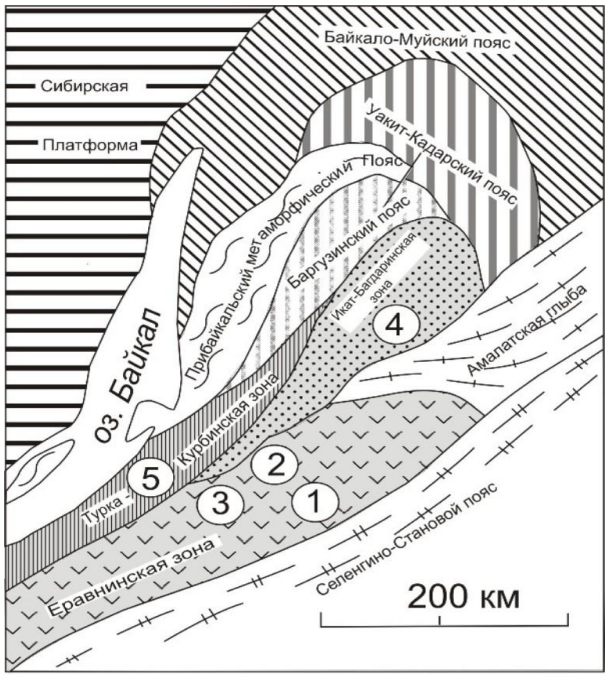
1. *Милановский Е.Е.* Геология России и ближнего Зарубежья. М., Из-во МГУ. 1987. 415 с.
2. *Рудаков С.Г.* О двух крупнейших частях Европейского Прототетиса //Весн.МГУ Сер.Геол. 1991. №2. С. 26-36.
3. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника Внеальпийская Европа и Западная Азия. М., Недра. 1977. 359 с.
4. *Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.* Историческая геотектоника Палеозой. М., Недра. 1991. 398 с.
5. *Johnson P.R. et al.* Possible Neoproterozoic – early Paleozoic grabens Mississippi' Alabama and Tennessee // Geology. 2004. V. 22. N1. P. 11-14.
6. *Raumer G., Gerard M. Francois B.* Gondvana derived microcontinents—the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens // Tectonophysics. 2003. V.365. P. 7-22.

УДИНО-ВИТИМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Руженцев С.В.[а], **Голионко Б.Г.**[а], **Лыхин Д.А.**[б], **Некрасов Г.Е.**[а]

[а] *Учреждение Российской Академии Наук Геологический институт РАН*
[б] *Учреждение Российской академии наук Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН)*
(*golionko@ginras.ru, liha@igem.ru, Nekrasov@ginras.ru*)

Удино-Витимская варисско-герцинская складчатая система занимает внутренние районы Западного (Бурятского) Забайкалья (верховья рек Витим, Ципикан, Амалат и Турка). С северо-запада она граничит с Прибайкальским каледонским поясом, северо-востока – с байкалидами Байкало-Муйского пояса, юго-востока – Селенгино-Становым поясом. С юго-востока на северо-запад здесь выделяются следующие зоны: Еравнинская, Икат-Багдаринская и Турка-Курбинская (рис. 1).



① -Участки работ

Рис 1. Схема тектонической зональности Западного Забайкалья

В составе Еравнинской зоны в раннем палеозое выделяются две подзоны. Разрез южной (Ультзутуй) включает археоциатовые доломиты и известняки (алданский надъярус, $Є_1$), выше которых залегает толща дифференцированных вулканитов (андезиты, дациты, риолиты, реже базальты) с возрастным интервалом 517–466 млн. лет (ленский надъярус – средний ордовик). Их модельный возраст 1400 млн. лет и значения εNd (+0.2 и +2), указывающие на существенную роль мантийных источников формирования. В северной подзоне (Кыджимит, Левая Олдында) также развиты дифференцированные вулканиты (олдындинская свита). Их возраст охватывает интервал 532–528 млн. лет (алданский надъярус). Модельный возраст олдындинских вулканитов 1500 млн. лет, εNd значение (–10). Пространственно с вулканитами связаны многочисленные тела кварцевых диоритов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, граносиенитов (озёрный субвулканический комплекс). Имеющиеся у нас датировки указывают на одновозрастность комплекса с вулканитами: гранит-порфиры – 516±5.5 млн. лет (Ультзутуй), граносиениты – 471.1±3.1 млн. лет (Кыджимит) и кварцевые диориты – 513.7±2 млн. лет (Левая Олдында). Литолого-формационные и петрогеохимические характеристики нижнепалеозойских вулканитов позволяют рассматривать их как надсубдукционные образования, сформировавшиеся в пределах древней андийской окраины [2, 6].

В Еравнинской зоне нами выделена ультзутуйская толща, сложенная пестроцветными полимиктовыми турбидитами, содержащими горизонты микстит-олистостромовых образований (гравийно-конгломератовый матрикс с олистолитами археоциатовых известняков, вулканитов, гранитоидов). На юге (Ультзутуй) она тектонически перекрыта археоциатовыми известняками, на севере

трансгрессивно залегает на алданских вулканитах. Возраст ультзутуйской толщи определяется нами в интервале поздний ордовик – силур. Формационный состав и структурная позиция позволяют рассматривать ее как орогенное образование, маркирующее становление каледонской покровно-складчатой структуры.

Разрез варисского структурного этажа (S_2–C_1) представлен двумя толщами. Нижняя (S_2–D_2) образована известняками и кварцевыми песчаниками, залегающими несогласно, с базальным конгломератом на нижнепалеозойских отложениях. Толща охарактеризована конодонтами; особенно хорошо обоснован эмский уровень разреза [1, 6]. Верхняя толща (D_2–C_1) представлена туфами и вулканомиктами среднего и кислого состава, ассоциирующими с телами плагио- и кварцевых порфиров. Толща содержит линзы органогенно-обломочных известняков с остатками мшанок, кораллов, криноидей, тентакулитов, брахиопод (циртоспирифириды).

Таким образом, в среднем девоне происходит смена геодинамических обстановок формирования среднепалеозойских образований. В позднем силуре – раннем девоне на относительно выровненном каледонском основании шло накопление мономинеральных зрелых кварцевых песчаников и известняков, по существу представляющих шельфовые отложения. Они резко контрастируют с породами верхней толщи, где туфогенно-тефроидные породы слагают основной фон разреза.

Разрез герцинского структурного этажа (PZ_3) представлен дифференцированными вулканитами (сурхэбтинская толща). Для плагиопорфиритов (Ультзутуй) получена датировка 310 млн. лет [2], фельзитов (Левая Олдында) – 297±2.6 млн. лет [6]. По возрасту и геохимическим характеристикам кислые разности сурхэбтинской толщи сопоставимы с гранитоидами зазинского комплекса Ангаро-Витимского батолита, который обычно рассматривается как внутриплитное образование [7]. По нашему мнению, геодинамическая обстановка формирования верхнепалеозойских вулканитов не вполне ясна и требует дальнейшего изучения.

В заключение отметим – Еравнинская зона имеет ярусное строение. В ее пределах совмещены байкальский (РЄ), каледонский (Є–S), варисский (S_2–C_1) и герцинский (PZ_3) комплексы, что отражает полициклическое развитие зоны.

Икат-Багдаринская зона изучалась на примере Багдаринской синформы. В ее пределах представлены следующие структурно-формационные комплексы. Байкальский комплекс включает докембрийские отложения: шаманские «офиолиты» (971.9±14 млн. лет), прорывающие их плагиограниты (908±7.6 млн. лет), бимодальные вулканиты усойской свиты (837±11 млн. лет [5]), карбонатно-терригенная толща ципиканской свиты (детритовые цирконы с временным диапазоном 2340–810 млн. лет [3]). Отложения нижнего палеозоя (по крайней мере в коренном виде) здесь не установлены, и непосредственно на байкальском основании трансгрессивно залегают среднепалеозойские отложения (варисский комплекс), представленные двумя типами разреза. Ороченский тип разреза – доломиты ороченской свиты (S?–D_2), переслаиванье доломитов, известняков, граувакковых турбидитов нижней подсвиты якшинской свиты (кораллы, мшанки, криноидеи, строматопоры, конодонты; D_3 [4]), граувакки верхнеякшинской подсвиты (D_3–C_1).

Точерский тип разреза представлен мощной толщей граувакковых турбидитов, содержащих прослои известняков, откуда были выделены конодонты франского, фаменского и турнейского ярусов [4].

Герцинский комплекс – отложения багдаринской свиты. Это пестроцветная терригенная толща, содержащая линзы

известковистых аргиллитов, откуда собраны остатки каменноугольных мшанок, а также верхнепалеозойской флоры. По литологическому составу свита имеет молассоидный облик.

Турка-Курбинская зона отрабатывалась в Ямбуйском участке, где обычно выделяются следующие свиты: андреевская ($PЄ_3$) – карбонатно-флишоидная, курбинская ($Є_1$) – карбонатная, пановская ($Є_{2-3}$) – терригенная, ямбуйская ($Є_3–O_1$?) – красноцветная терригенная. Разрез считается непрерывным и рассматривается как типовой для Забайкалья. Наша интерпретация этого разреза сводится к следующему. Выше андреевской флишоидной толщи с базальным конгломератом залегают археоциатовые доломиты и известняки ($Є_1$). На них расположены известняки и мергели верхней части курбинской свиты, откуда выделен конодонт Semiacontiodus cornuformis (Sergeeva), указывающий на среднеордовикский возраст вмещающих отложений. Иными словами, в курбинскую свиту объединены разновозрастные отложения. Выше с тектоническим контактом залегает горизонт переслаивающихся известняков, филлитизированных песчаников и сланцев, откуда собраны конодонты, соответствующие двум стратиграфическим уровням: нижне- и среднефранскому [1]. Указанный горизонт маркирует смену карбонатной седиментации терригенной. Как и в случае Икат-Багдаринской зоны такая смена происходит на рубеже среднего и позднего девона. Залегающая выше пановская свита образована тонкими граувакковыми турбидитами, содержащими линзы оолитовых органогенно-обломочных известняков, известняковых песчаников и гравелитов. В них содержатся остатки фауны: археоциаты ($Є_1$), трилобиты ($Є_2$ и $Є_3$), криноидеи (PZ_2), мшанки ($O_2–P$), тентакулиты ($S–D$), табуляты ($O_2–S_1$), ругозы (D_{1-2}), водоросли (O_3 и PZ_2). Текстура и смешанный состав фауны указывают на мелководные условия отложения известняков и их снос в область глубоководной терригенной седиментации. Ямбуйская красноцветная свита образована сложным линзованием конгломератов (галька докембрийских гранитов, кембрийских известняков, разнообразных вулканитов, терригенных пород), гравелитов, песчаников. В последних присутствует органогенный детрит: брахиоподы (ортиды, страфомениды), тентакулиты, криноидеи нижнего и среднего палеозоя. Это типичная моласса, представляющая орогенный комплекс варисцид.

На основании сказанного предложена следующая модель Удино-Витимской складчатой системы. На байкальском основании формируется ряд палеоструктур. В раннем палеозое (каледонский цикл) вдоль южной ее периферии располагалась Еравнинская континентальная окраина андийского типа (олдындинская свита, озёрный субвулканический комплекс). Начиная с позднего силура и до среднего девона включительно формируется терригенно-карбонатная толща (шельфовые образования пассивной окраины), геодинамически связанная с девонским импульсом раскрытия Монголо-Охотского пояса. В позднем девоне – раннем карбоне (варисский цикл) в Еравнинской зоне формируется вулканотерригенная толща, также являющаяся надсубдукционным образованием. Ее становление связано с закрытием варисского Монголо-Охотского бассейна. Северо-восточнее Еравнинской зоны на рубеже среднего и позднего девона происходит становление обширного тылового («задугового») прогиба, заполнявшегося граувакковыми турбидитами. Его образование связано с деструкцией южного края Сибирского байкальско-каледонского континента. Собственно герцинский этап (PZ_3) в целом унаследовал варисский структурный план, хотя детали герцинских геодинамических обстановок сейчас не вполне ясны.

Литература

1. *Аристов В.А.,Катюха Ю.П., Минина О.Р., Руженцев С.В.* Стратиграфия и конодонты палеозоя Удино-Витимской складчатой системы (Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Иркутск, 2010. Вып. 8. Т. 2. С. 24–27.
2. *Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р. и др.* История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.
3. *Доронина Н.А., Рыцк Е.Ю., Падерин И.П., Богомолов Е.С. и др.* Рифейский возраст ципиканской толщи (первые данные U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr изотопного датирования) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Иркутск, 2009. Вып. 7. Т. 1. С. 28–100.
4. *Минина О.Р., Руженцев С.В., Аристов В.А., Голионко Б.Г.,* Катюха Ю.П. Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя Икат-Багдаринской и Еравнинской зон Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Иркутск, 2008. Вып. 6. Т. 2. С. 38-41.
5. *Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г., Сергеев С.А. и др.* U-Pb возраст цирконов и плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 5. С. 661–664.
6. *Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Ларионов А.Н., Лыхин Д.А., Некрасов Г.Е.* Геодинамика Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система Забайкалья): геологические и геохронологические данные // Докл. АН. 2010. Т. 434. № 3. С. 361–364.
7. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.* Ангаро-Витимский батолит: к проблеме батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника 1997. № 5. С. 18–32.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И АССОЦИАЦИИ ГЛУБИННЫХ ЗОН КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ

Русин А.И.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия
(rusin@igg.uran.ru)

Чрезвычайно высокие плотности поверхностных тепловых потоков в континентальных рифтах являются прямым указанием на неизбежность проявления метаморфических процессов в их глубинных зонах. Это заключение давно получило обоснования в расчетных математических моделях (D.McKenzie, G.Jarvis, B.B.Ревердатто, B.C.Шеплев и др.), связывающих термальную эволюцию рифтовых впадин с подъемом горячей астеносферы, растяжением (утонением) литосферы, накоплением и термальным уплотнением осадочного чехла. Теоретический анализ допускал усложнения идеализированных схем, учитывающие возможности внедрения магматических расплавов в породы основания рифтогенно-депрессионных комплексов, значительные колебания их мощностей и размеров впадин, коррелируемых со скоростями растяжения и утонения литосферы. Такие построения в большинстве своем основываются на материалах изучения кайнозойских и современных рифтов, в эрозионных срезах которых продукты глубинного петрогенезиса часто оказываются недоступными для непосредственного наблюдения.

Несомненные материальные свидетельства метаморфических преобразований пород в глубинных зонах обнаруживаются, главным образом, в палеорифтовых системах. Эта мысль была впервые высказана С.Н. Ивановым [1] и получила дальнейшее развитие и обоснования в наших совместных работах [2, 3, 4, 10]. Разработка концепции континентального рифтового метаморфизма потребовала переосмысления всей совокупности имеющихся материалов по докембрийской предыстории фанерозойских орогенных поясов. Было показано, что так называемые "миогеосинклинальные" толщи, повсеместно развитые в обрамлении фанерозойских орогенов и слагающие закономерные ряды трансгрессивно-регрессивных формаций, являются рифтогенными образованиями. Они накапливались в осадочных бассейнах при денудации предрифтовых поднятий земной коры ("энсиалических орогенов"), периодически возникающих при активизации рифтогенных процессов. В свете современных знаний такая активизация находит объяснение в пульсационном функционировании наиболее глубинных мантийных плюмов ("суперплюмов"), которые только и способны обеспечить заложение и развитие мировых рифтовых систем, проявление в их глубинных зонах эндогенных (магматических, метаморфических и деформационных) процессов. Энсиалические орогении не завершают, а предшествуют формированию осадочных бассейнов и в этом заключается их принципиальное отличие от "складчатого" или коллизионного орогенеза. Такая трактовка хорошо согласуется с отсутствием объективных свидетельств проявления в рифей-вендской предыстории фанерозойских поясов эльсонского, гренвиллского или байкальского (кадомского, тиманского) складчатого орогенеза, постулировавшихся гипотезой орогенических циклов. Отсутствие же в этом временном интервале бесспорных офиолитов и островодужных комплексов, а также высокобарического эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма делает несостоятельными заключения о возможности проявлении коллизионных процессов. Постулировавшаяся более 50 лет назад в работах Г.Штилле и Н.С.Шатского

идея о завершенности ассинтского (рифейского) этапа формирования земной коры складчатым орогенезом основывалась на парадигме контракции, многократно заниженной временной оценке продолжительности этого периода и полном отсутствии информации об областях растяжения земной коры. Критический анализ построений этих выдающихся исследователей позволил выдвинуть новые представления о чрезвычайной длительности процессов континентального рифтогенеза, завершающихся не укорачиванием коры, а ее утонением и разрывом плит с формированием океанических бассейнов, и неизбежности проявления регионального метаморфизма не только при орогенном сжатии, но и в обстановке тектонического растяжения [6, 10].

Разработка концепции континентального рифтового метаморфизма позволила обосновать фундаментальный вывод о неизбежности его проявления в позднедокембрийской предыстории фанерозойских коллизионных орогенов [3, 6 и др.]. Было показано, что этот метаморфизм обнаруживается в рифтогенно-дерессионных формациях осадочного чехла, нижней-средней коре и литосферной мантии. В формациях чехла он может подразделять на однородный, связанный со стратиграфией, и зональный. В стратотипических разрезах Башкирского поднятия и на Северном Урале проявления низкотемпературного однородного метаморфизма, обусловленного общим подъемом геоизотерм, коррелируется с динамикой накопления осадочных толщ в условиях литосферного растяжения. Зональный же метаморфизм умеренных и низких давлений связан с аномальными обстановками в периоды активизации рифтогенных процессов. Большинство определений изотопного возраста дают значения 510-650 и реже1100-1200 млн. лет, совпадающие с этапами внедрения роев долеритовых даек, указывающих на режимы растяжения. Проявления зонального метаморфизма часто находятся на значительном удалении друг от друга. На Южном Урале это златоустовский, кувашский и белорецкий комплексы, располагающиеся на наиболее утоненном крае В.-Европейской платформы. В более северных районах зональные ореолы отмечаются в "тройных точках" сочленения Урала с Тиманским (кваркушский комплекс) и Денисовским (ляпинский комплекс) палеорифтами. Количественные оценки пиковых P-T параметров метаморфизма в различных комплексах показывают 400-600°C и 2-6 кбар. Некоторые зарубежные исследователи (S.M. Wickham, E.R. Oxburg, A.B. Thompson, G.Ridley и др.) полагали, что в обстановках растяжения земной коры возможно проявление только низкобарического андалузитового метаморфизма. Современные данные свидетельствуют о том, что в палеорифтовых областях обнаруживаются метаморфические ореолы не только низких, но и умеренных давлений.

Представления о пластическом растяжении и утонении нижней коры в континентальных рифтовых областях получили всеобщее признание и учитываются практически во всех реологических моделях земной коры. В расчетных моделях внимание исследователей концентрируется на положении и природе "хрупко-вязкого перехода", разделяющего хрупкий и пластичный этажи. Микроструктурные же данные показывают, что породы глубинных зон континентальных рифтов несут свидетельства не только пластичных, но хрупко-пластичных деформаций, связанные с различиями реологических свойств породообразующих минералов. Иногда предполагается, что процессы хрупко-пластичной деформации сопровождаются метаморфическими реакциями, но конкретные данные об изменениях минерального состава приводятся очень редко.

Вопрос о необходимости рассмотрения метаморфических аспектов проблемы литосферного растяжения и хрупко-пластичных деформаций был впервые поставлен и неоднократно обсуждался в наших работах [2, 3, 9 и др.]. Основанием для этого стало обнаружение не выходящих за пределы дорифейских блоков линейных зон разнотемпературных бластомилонитов, синхронных по времени проявлениям зонального метаморфизма в рифтогенном осадочном чехле, и общий анализ механизмов разрыва плит. Было установлено, что хрупко-пластичные деформации проявляются не только в мощных, четко обособляющихся зонах рифтогенных бластомилонитов, отмечающих плоскости латерального перемещения пластин при литосферном растяжении, но и в локальных сдвигах. В 900 м Куватальской скважине Тараташа бластомилонитизация охватывает около 40% вскрытого разреза, а Александровский тектонический клин и Саксонский массив в Гранулитовых горах практически во всем объеме несут свидетельства среднетемпературных хрупко-пластичных деформаций. Ознакомление с выходами дорифейского фундамента в ЮЗ Норвегии и герцинидах Европы, а также анализ литературных данных по другим фанерозойским поясам, не оставили сомнений в том, что процессы метаморфизма в условиях хрупко-пластичной деформации, связанные с рифтовым растяжением нижней коры, проявляются повсеместно. PT-параметры этого метаморфизма, имеющего регрессивную направленность, могут быть реконструированы только на основе микрозондового анализа минеральных парагенезисов матрикса рифтогенных бластомилонитов. Имеющиеся в нашем распоряжении данные показывают, что процессы метаморфизма растяжения нижней и средней коры происходят в температурном интервале от гранулитовой до зеленосланцевой фации. Главную информацию о максимальных режимах давления дают высокобарические позднедокембрийские (Гренвиллский, Свеконорвежский и др). и раннепротерозойские (Беломорско-Лапландский, Лимпопо) анортозит-гранулитовые пояса. Имеется достаточно много оснований в пользу того, что такие структуры формируются в глубинных зонах континентальных рифтов, нежели распространенные представления о их коллизионной природе.

Исследованиями последних лет выявлено многообразие форм проявления позднедокембрийского мафит-ультрамафитового магматизма на Урале [5, 7, 9, 11]. Все они являются производными субконтинентальной мантии и несут свидетельства высокотемпературных пластичных (хрупко-пластичных) деформаций, связанных с литосферным растяжением. Многие массивы содержат высоко- и сверхвысокобарические парагенезисы, сформированные в поле стабильности граната и коэсита [5, 9, 11]. Минералого-геохимические и изотопно-хронологические данные устанавливают чрезвычайную длительность (архей-палеозой) процессов цирконообразования в субконтинентальной мантии. Цирконы являются более чувствительными индикаторами эндогенной активности, нежели породные ассоциации, что открывает новые перспективы для геодинамических палеореконструкций процессов мантийного петрогенезиса [8].

Исследования проведены при финансовой поддержке Интеграционного проекта УрО РАН (№ 09-И-5-2001), выполняемого совместно с СО и ДВО РАН, и Программы ОНЗ РАН № 4 (проект 09-Т-5-1013).

Литература

1. *Иванов С.Н.* Метаморфизм разрыва плит // ДАН СССР, 1978. Т.238. №4. С.908-912.
2. *Иванов С.Н., Русин А.И.* Метаморфизм растяжения // ДАН СССР, 1987. Т.297. №5. С.1188-1191.
3. *Иванов С.Н., Русин А.И.* Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника, 1997. №1. С.6-19.
4. *Иванов С.Н., Русин А.И., Маркс В.А.* Тектонические аспекты эволюции

метаморфизма (на примере Урала) // Вопросы метаморфизма докембрия. Апатиты, 1980. С.22-33.
5. *Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В.* Цирконы, цирконовая геохронология и вопросы петрогенезиса лерцолитовых массивов Южного Урала // Геохимия. 2011. № 3. С.1-17.
6. *Русин А.И.* Метаморфизм рифейских формаций в фанерозойских складчатых областях Северной Евразии // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург, 1997. С.57-64.
7. *Русин А.И.,Краснобаев А.А., Русин И.А., Вализер П.М., Медведева Е.В.* Щелочно-ультраосновная ассоциация Ильменских – Вишневых гор // Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород. Миасс: УрО РАН, 2006. С.222-227.
8. *Русин А.И., Русин И.А., Краснобаев А.А.* Новый взгляд на природу Платиноносного пояса Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Т. 2. Екатеринбург, 2009. С.154-157
9. *Русин А.И., Русин И.А., Краснобаев А.А.* Вопросы петрогенезиса и геодинамики глубинных зон континентальных рифтов // Кайнозойский континентальный рифтогенез. Мат-лы симпозиума, посвященного памяти Н.А.Логачева. Т.2. Иркутск , 2010. С.95-99.
10. *Ivanov S.N., Rusin A.I.* Model for the evolution of the linear folds in the continents: example of the Urals // Tectonophysics, 1986. N127. P.383-397.
11. *Rusin A.I., Krasnobaev A.A., Medvedeva E.V., Baneva N.N., Valiser P.M.* Grospydite level of the initial melts of the Ilmeny mountains alkali-ultramafic association, South Urals // Geochemistry of magmatic rocks. XXVII International conference. School "Geochemistry of alkaline rocks". Moscow-Koktebel', Russia-Ukraine. 2010. P.150-152.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ СОПРЯЖЕНИЯ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ С РЯЗАНО–САРАТОВСКИМПРОГИБОМ ПО РЕЗУЛЬТАТАМКОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рыскин М.И [а], Волкова Е.Н. [а], Соколова И.П. [б], Титаренко И.А. [б]

[а] *Саратовский госуниверситет*
[б] *Нижне-Волжский НИИ Геологии и Геофизики*

В докладе представлены результаты геофизических исследований по региональному профилю Уварово – Свободный протяженностью 360 км и трем субмеридиональным рассечкам общей протяженностью 290км., проложенным на территории Саратовской области в малоизученной зоне сочленения Воронежской антеклизы с Рязано-Саратовским прогибом. Использован комплекс методов, включающий сейсморазведку МОГТ-2Д, электроразведку ЗСБ и профильные гравимагнитные наблюдения. Сейсмо- и электроразведочные исследования выполнены силами Саратовской геофизической экспедиции ФГУП «Нижне-Волжский НИИ Геологии и Геофизики», а гравимагнитные - сотрудниками кафедры геофизики Саратовского госуниверситета. Главная особенность интерпретационного этапа применительно к гравимагнитным исследованиям состояла в увязке профильных данных с фондовыми материалами съемок прошлых лет. Такая увязка и совместный анализ этих разнородных данных потребовались для того, чтобы компенсировать ущербность профильной системы наблюдений и выявить пространственные закономерности распределения потенциальных полей, без чего невозможно достижение поставленных целей по уточнению модели геологического строения вышеназванной зоны сочленения двух крупных тектонических элементов Восточно-Европейской платформы.

На начальном этапе комплексной интерпретации выполнялось построение структурной основы модели изучаемой территории на базе данных сейсмо- и электроразведки. Кроме того, анализировалось соотношение профильных кривых Δg и ΔT, что позволило выделить целый ряд аномалий с определенными сочетаниями признаков различных полей, диагностирующих ключевые элементы геологического строения. Анализ структуры полей обычно осуществляется пометодно, а затем его результаты обобщаются в процессе создания единой согласованной ФГМ. В настоящей работе анализ структуры геофизических полей проводился на основе специализированных комплексных построений, позволяющих лучше определить черты их общности, установить геологическую природу аномалий. Для анализа структуры потенциальных полей использовались карты комплексного параметра КП, полученные направленным суммированием предварительно отнормированных карт Δg и ΔT. Такое суммирование позволяет максимумами комплексного гравимагнитного параметра КП выявить участки, где аномалии моногеничны (прямое знаковое сочетание: $+\Delta g$, $+\Delta T$). Для анализа структуры волнового и электрического полей также использованы комплексные построения – сейсмо-электроразведочные временные разрезы СЭВР.

В итоге по линии регионального профиля Уварово-Свободный выделено шесть довольно протяженных, отличающихся по своему строению участков: 1) наиболее приподнятый западный участок профиля (ПК 0 – 40, Воронежская антеклиза) с относительно спокойным поведением поверхности фундамента и минимальной мощностью осадочного чехла; 2) намечаемый

восточнее участок прогиба по поверхности фундамента и девонским структурным планам, отличающийся гетерогенным строением верхнепротерозойской части осадочного чехла и толщи терригенного девона, обусловленным развитием здесь разноамплитудных тектонических нарушений (ПК40-ПК130, Аркадакский прогиб в составе Рязано – Саратовского мегапрогиба); 3) приподнятая зона с аналогичным строением фундамента и осадочного чехла в интервале пикетов ПК130- ПК200 (Баландинско – Ртищевский приподнятый блок в составе Рязано – Саратовского мегапрогиба);. 4) шестидесятикилометровый участок с практически моноклинальным погружением отложений осадочного чехла и поверхности кристаллического фундамента в восточном направлении, характеризующийся максимальной для данного профиля стратиграфической полнотой и мощностью осадочного чехла (ПК200 - ПК260, Чембарско – Петровский грабен в составе Рязано – Саратовского мегапрогиба); 5) специфичный участок профиля со следами активизации тектонических движений в новейшее время и инверсионным развитием осадочного чехла (ПК260 - ПК330, Самарский блок Жигулевско – Пугачевского свода); и наконец, самый восточный участок профиля со спокойным структурным планом осадочного чехла и следами древних тектонических нарушений, прослеживаемых до подошвы отложений карбонатного девона (ПК330 - ПК376, юго – западное окончание собственно Пугачевского свода). Границы выделенных тектонических элементов достаточно четко отбиваются по особенностям рассмотренных геофизических полей и их трансформант. Все элементы со второго по пятый относятся к Волго – Уральской антеклизе.

Проведенные исследования позволили существенно скорректировать прежние представления о строении и характере сопряжения крупнейших элементов тектоники Восточно-Европейской платформы: Воронежской антеклизы, Рязано-Саратовского мегапрогиба и Жигулевско – Пугачевского свода Волго-Уральской антеклизы. По совокупности сейсмо-геоэлектрических критериев построены модели строения разреза территории, адекватность которых реальному геологическому разрезу подтверждена математическим моделированием потенциальных полей. Эти модели положены в основу новой тектонической схемы зоны сочленения Воронежской антеклизы и Рязано-Саратовского прогиба.

Кроме того, применением специальных приемов анализа комплексной геофизической информации зафиксированы области, которые могут представлять определенный поисковый интерес. Первая из них связана с карбонатными отложениями франского возраста, и приурочена к зоне приподнятого залегания кристаллического фундамента в пределах Баландинско-Ртищевского вала. Вторая отмечена в восточной части профиля на Самарском блоке Жигулевско-Пугачевского свода. Наконец, еще одна интересная с точки зрения поиска залежей углеводородов область зафиксирована на пикетах 190 - 240 профиля 3 в отложениях верхнепротерозойского возраста. Вместе с тем необходимо отметить, что полученные выводы основаны на ограниченном объеме геофизической и геологической информации и могут рассматриваться в качестве обоснования для продолжения комплексных исследований в этом регионе.

ВУЛКАНОГЕННЫЙКЕМБРИЙ В ПАЛЕОЗОИДАХ ЮЖНОГО УРАЛА: СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СОСТАВ, ВОЗРАСТАКЦЕССОРНЫХ ЦИРКОНОВ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Рязанцев А.В., Белова А.А.

Геологический институт РАН, Москва, Россия (avryazan51@mail.ru)

Нижнекембрийские отложения имеют ограниченное распространение на Южном Урале. Они известны в Сакмарской зоне и Зауральской мегазоне. В Сакмарской зоне изолированные глыбы и пластовые отторженцы известняков нижнего кембрия, расслоены песчаниками, базальтами, андезибазальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, их туфами и туффитами, риолитами. По археоциатам отложения относятся к аттдабанскому и низам ботомского яруса [5; 8]. Линзы и глыбы $Є_1$ известняков с базальтами находятся внутри толщи кварцевых песчаников.

По данным [17] песчаники содержат нижнеордовикские акритархи. Вместе с нижнеордовикскими песчаниками кембрийские породы слагают глыбы и олистоплаки в полимиктовом нижнефаменском олистостроме. В олистостроме содержатся также пластовые отторженцы нижне-среднедевонских базальтов, риолитов, их туфов и туффитов, нижне-средне-верхнедевонских, включая фаменские (по конодонтам), кремней, нижне-среднедевонских известняков. В районе ст. Губерля в матриксе олистострома, представленном красными алевролитами, нами собраны конодонты нижнего фамена.

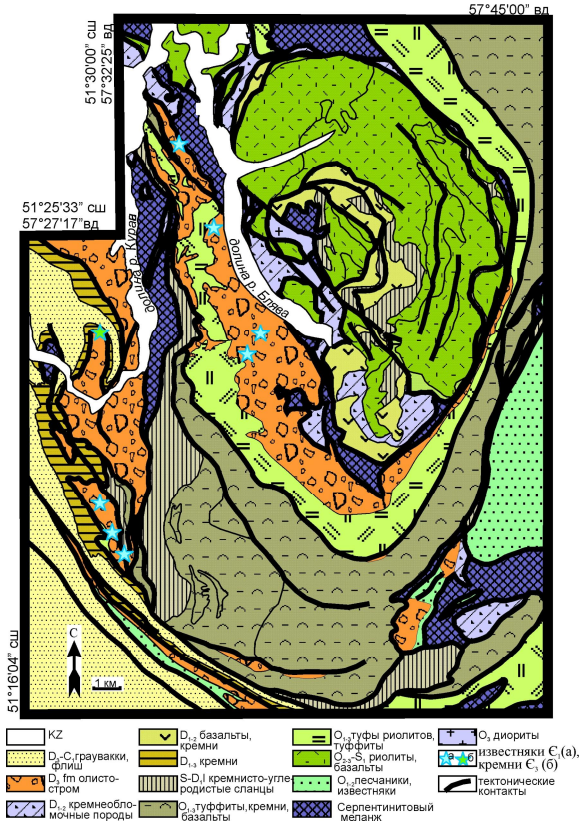


Рис. 1 Структура Блявинской синформы на севере Сакмарской зоны.

Олистостром участвует в строении смятого в синформу пакета тектонических покровов (Рис.1), сложенных разнофациальными образованиями ордовика. Этот пакет перекрыт тектоническим покровом, в котором конденсированный разрез кремней (D_{1-3}) стратиграфически перекрывается граувакками (D_3fm) и карбонатным флишем (C_1).

В Зауральской мегазоне [7] к востоку от южного продолжения Челябинского грабена, выполненного триасовыми толщами, к западу от Троицка, протягивается полоса выходов верхнедокембрийской осиповской свиты (800-900 м). Она сложена слюдисто-плагиоклаз-кварцевыми, альбит-хлорит-кварцевыми сланцами с редкими прослоями мраморов и кварцитов примесью графита. Восточнее располагается полоса санарской толщи ($Є_1$), В нижней части видимого разреза залегает пачка (50-200 м) песчаников, расслоенных филлитовидными сланцами, базальтами и туффитами. Выше залегает вулканогенная с известняками толща (250-300 м). В нижней части разреза преобладают афировые базальты, плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые порфириты, риолиты, туфы и туффиты. В подчиненном количестве присутствуют полимиктовые песчаники и песчанистые сланцы. Базальты расслоены горизонтами онколитовых известняков. В верхней части пачки залегают

кремнисто-глинистые и углеродистые алевролиты и аргиллиты, содержащие линзы массивных известняков с археоциатами ленского яруса [7]. Венчается разрез пачкой (до 500 м) песчаников, глинистых сланцев, алевролитов, известняков. Восточнее, за разломом находится Нижнесанарский гранодиоритовый массив.

Из приведенного описания видно, что кембрийские породы в Сакмарской зоне и в Зауралье близки по составу. Однако в первом случае наблюдаются фрагменты разрезов в олистоплаках и глыбах фаменского олистострома. Для разреза Зауральской мегазоны подчеркивается нахождение известняков в ненарушенном разрезе вместе с вулканогенными и осадочными породами.

В раскристаллизованных конгадиабазах Сакмарской зоны, которые возможно представляют субвулканические фации в нижнекембрийском вулканическом комплексе, в шлифах наблюдается большое количество акцессорного циркона, который выделен для определения возраста методом SHRIMP (ВСЕГЕИ). В точке 8044 (51°29'2,7" сш, 57°24'5,0" вд) по 12 замерам получены 2 кластера. По-видимому, исследованные цирконы являются ксеногенными и характеризуют докембрийский субстрат, формирование которого предшествовало раннекембрийскому рифтогенезу. В одном кластере по трем точкам получен конкордантный возраст 1847±24 млн. лет. Короткопризматические и длиннопризматические цирконы в кластере имеют равномерно темно-серую окраску без признаков зональности. Значение 1847 млн. лет, согласно [18] примерно соответствует времени образования Балтики при коллизии группы континентов. Близкий возраст имеют метаморфические породы Тараташского блока Башкирского антиклинория [15]. Другой кластер в т. 8044 из 8 замеров в зернах с осциляторной магматической зональностью дал вариации в пределах позднего рифея (661-935 млн. лет). При этом по пяти замерам конкордантный возраст равен 753±13 млн. лет. В комплексах протоуралид этот уровень соотвевтствует каратавию, представленному осадочными породами [11]. Для магматических пород Урала не отмечаются возраста, аналогичные этому кластеру. Условно можно лишь сослаться на данные о возрасте габбро-сиенит-гранитного комплекса, на севере Тимана, который прорывает терригенные породы и имеет абсолютный возраст от 1100 до 600 млн лет [1].

Вулканогенные верхнекембрийские образования известны в единственном блоке, в структуре верхнедевонского олистострома. Обнажение этих пород расположено в 2 км к север-северо-востоку от станции Рысаево. В структуре олистострома здесь присутствуют так же блоки кремней O_{2-3}, кремней и базальтов D_{1-2}. Фрагмент кембрийского разреза представлен массивными базальтами с долеритовой структурой. На выровненной поверхности базальтов полого (10-15°) залегают тонкослоистые алевролиты палевого, зеленоватого и розоватого цвета. Видимая мощность алевролитов 2,0 -2,5 м. Алевролиты содержат обильные верхнекембрийские конодонты Phakelodus sp. (определения Т.Ю. Толмачевой, ВСЕГЕИ). Таким образом, подтверждены ранее опубликованные данные В.Н. Пучкова о позднекембрийском возрасте конодонтов и вмещающей толщи в этой точке [10].

Состав вулканитов $Є_1$ Южного Урала варьирует в основном от базальтов-андезибазальтов до трахибазальтов и трахиандезитов (Рис.2). Кислые породы представлены риолитами.

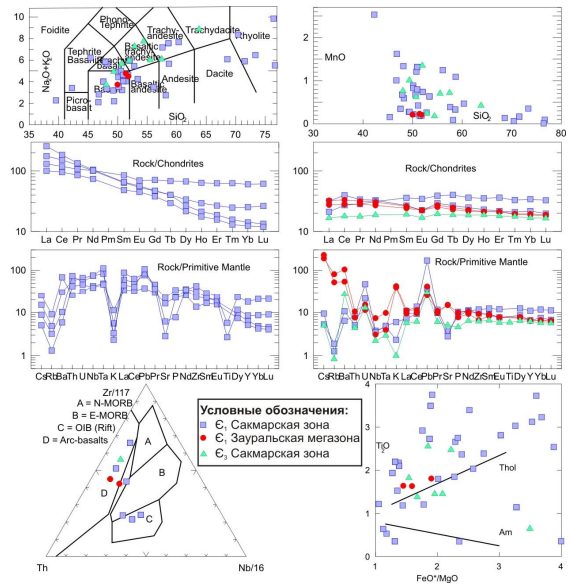


Рис. 2. Петро-геохимические диаграммы для кембрийских вулканических пород Южного Урала

Породы основного и среднего составов принадлежат к известково-щелочной и толеитовым сериям. Для них характерна повышенная щелочность натриевого типа, Al_2O_3 12-17% и повышенные содержания TiO_2 - 1,5-2,7%. Отличительная черта вулканитов Сакмарской зоны – повышенные содержания MnO, которые могут достигать 4,2%. Mn, по-видимому, входит в состав ильмено-рутила и стильпномелана, и, возможно, карбоната. Карбонат не только отражает изменения первичных минералов, но чистые его разности выполняют интерстиции между плагиоклазами и темноцветными минералами. По распределению РЗЭ породы основного и среднего состава разделяются на две группы. Первая обогащена легкими лантаноидами и имеет нисходящий характер графика, типичный для базальтов океанических островов. У этих пород отсутствуют Ta-Nb минимумы, а на дискриминационных диаграммах точки группируются в поле базальтов рифтов и океанических островов, имея при этом более низкие содержания Rb, Ba, Cs, Sr и Ti. Другая группа имеет субгоризонтальные плоские графики распределения РЗЭ, имеющие сходство с N-MORB и E-MORB. В этих породах проявлены Ta-Nb минимумы. На дискриминационных диаграммах точки находятся в полях островодужных базальтов. Базальтоиды $Є_3$ имеют сходство с породами 2-й группы. Учитывая состав вулканитов и ассоциацию их с кварцевыми и аркозовыми песчаниками, можно предполагать, что их формирование происходило в рифтогенной обстановке на окраине континента с трансформацией рифта в спрединговый бассейн. Не исключено, что бассейн развивался в надсубдукционной обстановке.

Аналогичные нижнекембрийские комплексы спорадически распространены в Урало-Южно-Тянь-Шаньской складчатой системе. В палеозоидах Казахстана лишь $Є_1$ балкыбекский комплекс имеет некоторое сходство по составу с описанными $Є_1$ вулканитами.

На Южном Тянь-Шане в горах Тамдытау, Бельтау и Ауминзатау выделяется олистостромовая формация (O_{1-2}), с глыбами известняков венда-нижнего кембрия [9]. В Туркестанском хребте и в предгорьях Алайского хребта в структуре присутствуют олистостромы, которые формировались вплоть до C_2, содержащие олистолиты известняков $Є_{1-2}$, расслоенных туфами основного состава [2; 4]. Формирование нижнекембрийских известняков с базальтоидами в палеозоидах Южного Тянь-Шаня, согласно В.С. Буртману [3], происходило при эволюции Туркестанского океанического бассейна, отделившего Алай-Таримский сиалический блок от Восточной Гондваны.

В северных частях Урала присутсвие вулканогенного кембрия можно предполагать по косвенным признакам. В южной части Полярного Урала выделяется дзеляюский метагипербазит-метагаббро-норитовый комплекс, ассоциирующий с глаукофановыми сланцами, содержащими метабазальты и яшмоиды. В целом, эта ассоциация рассматривается как офиолитовая. Для нее принят вендский возраст. Кластер замеров по цирконам имеет конкордантный возраст 578±11 млн. лет [19]. Однако, в этой же точке отмечается кластер, конкордантный возраст которого 510 млн. лет. В составе комплекса описана так же метаморфизованная дайка (?), возраст протолита которой оценен как 501 ±

9.7 млн. лет. Таким образом, в этих офиолитах датируются события средне-позднекембрийского возраста.

Рассматривая докембрийские комплексы, формирование которых предшествовало раннекембрийскому рифтогенезу, необходимо обратиться к данным, доказывающим существование вендских магматических образований на Южном Урале. Это лушниковский вулканогенно-осадочный комплекс Эбетинской антиформы – южного продолжения зоны Уралтау и гранитоиды, распространенные как в Эбетинской антиформе, так и в зоне Уралтау. Лушниковский комплекс несогласно перекрывается осадочными породами тремадока. Вулканиты комплекса представлены двумя сериями [13]. Первая – известково-щелочная базальт-андезит-дацит-риолитовая. Вторая – толеитовая с базальтами и андезибазальтами. По-видимому, ко второй серии относятся риолиты с калий-натриевым типом щелочности, которые слагают обширную полосу на восточном крыле антиформы. Субвулканические диориты, принадлежащие первой серии, имеют возраст 590±4 млн. лет [13]. Гранитоиды, образующие вместе с риолитами широкую полосу на востоке антиформы, имеют возраст 577,8±8,6 млн. лет. Близкие по составу гранитоиды на юге зоны Уралтау имеют возраст 543,2±4 млн. лет [14]. Вулканические и плутонические образования этого района по составу и возрасту коррелируются с комплексами Тимано-Печорского региона и Приполярного Урала, где, как считается, ранние комплексы свулканитами дифференцированной серии отражают развитие активной континентальной окраины, а поздние, с вулканитами контрастной серии, ее рифтогенную деструкцию [6; 16]. Наиболее молодые возраста гранитоидов, относящихся к этапу деструкции варьируют в диапазоне среднего-позднего кембрия.

Можно сделать вывод, что нижний кембрий Южного Урала сформирован при рифтогенной деструкции континентальной окраины, которая до этого испытала переработку в эпоху тиманского тектогенеза. За рифтогенезом последовало раскрытие бассейна с океанической корой. Верхнекембрийский вулканический комплекс является наиболее ранним проявлением начального развития собственно уралид. Кремнисто-базальтовые комплексы, сопровождающиеся комплексом параллельных даек имеют широкое распространение на уровне среднего ордовика [12].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов структур подвижных поясов и платформ».

Литература

1. *Андреичев* В.Л. Изотопная геохронология интрузивного магматизма Северного Тимана. Екатеринбург: УрО РАН. 1998. 91 с.
2. *Бискэ Ю.С.* Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во С.-Петербургскогоуниверситета. 1996. 192 с.
3. *Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия: Тектоника и геодинамика в палеозое. М.: ГЕОС. 2006. 216 с. (Труды Геологического института. Вып. 570)
4. *Ванина Л.В.* О тектонической позиции нижнепалеозойских отложений в герцинидах Южного Тянь-Шаня (на примере Восточного Карачатыра и смежных районов Алайского хребта) // Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1987. С. 119-139
5. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука. 1974. 230 с.
6. *Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др.* Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Часть 1. Протоуралиды, тимниды и доордовикские гранитоидные вулкано-плутонические ассоциации севера Урала и Тимано-Печорского региона // Литосфера, 2006, № 4, с. 3-22
7. *Мамаев Н.Ф.* Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. Свердловск: Институт геологии Уральского филиала АН СССР. 1965. 170 с. (Труды Института геологии Уральского филиала АН СССР. Вып. 73).

8. *Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т. и др.* Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 218 с.
9. *Мухин П.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С.* Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент: Фан. 1991. 148 с.
10. *Пучков В.Н.* Тектоника Урала: современные представления // Геотектоника 1997. № 4. С. 30–45.
11. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
12. *Рязанцев А.В, Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А.* Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника№5. 2008. С. 49-78
13. *Самыгин С.Г., Федотова А.А., Бибикова Е.В., Карякин Ю.В.* Вендский надсубдукционный вулканизм в Уралтауской зоне (Южный Урал) // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 1. С. 81–85.
14. *Самыгин С.Г., Белова А.А., Рязанцев А.В., Федотова А.А.* Фрагменты вендской континентальной окраины на Южном Урале // Доклады РАН. Т. 432. № 5. 2010. С. 644-649
15. *Синдерн С., Ронкин Ю.Л., Хетцель Р. и др.* Тараташский и Александровский метаморфические комплексы: Р-Т ограничения // Ежегодник–2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 322–330.
16. *Соболева А.А.* Вулканиты и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 147 с.
17. *Чибрикова Е.В., Олли В.А.* Экзотические блоки в разрезах палеозоя Южного Урала и Северного Кавказа // Ежегодник-1997. Информационные материалы. Уфа: УНЦ РАН, 1999. С.21–25.
18. *Bogdanova S.V., Page L.M., Skridlaite G. et al.* Proterozoic tectonothermal history in the western part of the East European Craton: $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronological constraints // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. 39–66.
19. *Remizov D., Pease V.* The Dzela complex, Polar Urals, Russia: a Neo-Proterozoic island arc // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D.G. Gee, V. Pease (eds.). Geol. Soc. London. Memoirs. 2004. V. 30. P. 107-123.

С

Содержание:

Савельев Д.Е.
РОЛЬ ДЕФОРМАЦИЙ В ПЕТРО- И РУДОГЕНЕЗЕ (НА ПРИМЕРЕ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ) 1605

Савельев А. В., Давлетов М. И., Кравченко Ю. П.
ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИБОРА ИГА-1 ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОДИНАМИКИ ТРАСС МАГИСТРАЛЬНЫХ ГАЗОПРОВОДОВ, ПРИ ПРОЕКТИРОВАНИИ И ПОДГОТОВКЕ ПЛОЩАДОК ПОД СТРОИТЕЛЬСТВО 1609

Савельев Д.П.
ПРОБЛЕМА МИГРАЦИИ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ 1613

Сакулина Т.С., Верба М.Л., Иванов Г.И., Тихонова И.М.
ОТСУТСТВИЕ ПРИЗНАКОВ СУБДУКЦИИ В СТРОЕНИИ КУРИЛЬСКОГО ГЛУБОКОВОДНОГО ЖЕЛОБА (ПО ДАННЫМ МОВ-ОГТ НА ОПОРНОМ ПРОФИЛЕ 1-ОМ) 1616

Саломатин В.Н.
ОЦЕНКА ОПАСНОСТИ ЭКСПЛУ АТАЦИИ ТРАНСМАГИСТРАЛЬНЫХ ГАЗОПРОВОДОВ ПО ИМПУЛЬСНОЙ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЙ ЭМИССИИ ГОРНЫХ ПОРОД 1622

Саломатин В.Н.
КОМЛЕКСНОЕ РЕШЕНИЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ С ПОМОЩЬЮ МЕТОДА ЕИЭМПЗ НА ВОДОХРАНИЛИЩЕ БЕНИНАР В ИСПАНИИ 1626

Саломатин В.Н.
ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ОПАСНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПОДЗЕМНЫХ ГОРНЫХ ВЫРАБОТКАХ РАЗНОГО НАЗНАЧЕНИЯ 1630

Самыгин С. Г.
ТАЙМЫР В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ: ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ 1633

Сандула А. Н.
ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ В СТРОЕНИИ КАРБОНАТНЫХ (КАЛЕЙДОВЫХ) ФОРМАЦИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОГО КОНТИНЕНТА 1639

Сащенко А.В., Зайцев А.В.
ЛИТОЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПАКЕРОРТСКО-КУНДАСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОРДОВИК) СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛИТЫ 1642

Светов С.А., Смолькин В.Ф., Парамонов А.С.
КОРОВАЯ КОНТАМИНАЦИЯ – КАК ФАКТОР ИНИЦИАЛИЗАЦИИ ЛИКВАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В СИЛИКАТНЫХ СИСТЕМАХ 1647

Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н.
ИНТЕРВАЛЫ (3.05-2.68 МЛРД.ЛЕТ) МЕЗОАРХЕЙСКОГО АДАКИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА В ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ ВОДЛОЗЕРСКОГО БЛОКА (В. ФЕННОСКАНДИЯ) 1652

Светова Е.Н., Светов С.А., Степанова А.В., Парамонов А.С.
РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КВАРЦЕ АРХЕЙСКИХ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАРЕЛИИ (ПО ДАННЫМ LA-ICP-MS) 1657

Свешников К.И.
ПЕТРОГРАФО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТРЕНДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ РАЗНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК 1661

Свешников К.И.
СВЯЗЬ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ВОРОНЕЖСКО-УКРАИНСКОГО ГЕОБЛОКА С ГЛУБИННЫМИ ТЕТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ 1667

Свиточ А.А., Макшаев Р.Р.
НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА МАНЫЧСКОЙ ВПАДИНЫ 1673

Севинян К.Т.
ВЛИЯНИЕ ГОРЯЧИХ ТОЧЕК НА ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА 1677

Седьмов Н.А., Залуцкий А.А.
МАГНИТНЫЕ МИКРОЧАСТИЦЫ ИЗ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД, ПОЧВ И АТМОСФЕРНОЙ ПЫЛИ 1679

Сеитов Н.
ВЕДУЩАЯ РОЛЬ МЕТОДОЛОГИИ В РЕШЕНИИ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ 1683

Сеитов Н.
ЛИТОСФЕРА КАК ЦЕЛЬНАЯ И НЕДЕЛИМАЯ ОБОЛОЧКА ЗЕМЛИ 1688

Сеитов Н., Жунусов А.А.
ХАРАКТЕР РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ КАЗАХСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ КАК РЕПЕРНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ 1694

Сейтмуратова Э.Ю., Сайдашева Ф.Ф., Аршамов Я.К., Жакупова Ш.А., Парфенова Л.П.
МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНО -ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ КАЗАХСТАНА 1699

Сейтмуратова Э.Ю., Жакупова Ш.А., Сайдашева Ф.Ф., Аршамов Я.К., Парфенова Л.П.
ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА КАЗАХСТАНА 1704

Сидоров А.А., Чехов А.Д., Волков А.В., Алексеев В.Ю.
ТРИ ТИПА ЛИТОСФЕРЫ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ 1710

Сим Л.А., Брянцева Г.В.
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЛИЯНИИ СПРЕДИНГА В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ И АРКТИКЕ НА НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ СЕВЕРА ЕВРАЗИИ 1713

Сиротин В.И.
ДОАРХЕЙСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ: ЭТАПЫ И ЗАРОЖДЕНИЕ ЛИТОГЕНЕЗА 1718

Ситенков Д.В., Зарщиков А.А.
СТРУКТУРА КРУПНОГО ОПОЛЗНЕВОГО ТЕЛА В ГВИНЕЙСКОМ ЗАЛИВЕ ПО ДАННЫМ 3D СЕЙСМОРАЗВЕДКИ 1723

Скринник Л.И., Рыбин В.М.
ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РЯДЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ АКТИВНЫХ ОКРАИН И ИХ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ (НА ПРИМЕРЕ ДЖУНГАРСКОГО АЛАТАУ) 1725

Слабунов А.И.
ДОСТИЖЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ: ПО МАТЕРИАЛАМ 5-ОГО МЕЖДУНАРОДНОГО СИМПОЗИУМА ПО АРХЕЮ 1730

Славинский В.В.
ОБРАЗОВАНИЕ И ОХЛАЖДЕНИЕ ДРЕВНЕЙШЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ 1735

Смирнов В.Н.
КАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ И АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ 1740

Соболев Н.Н., Нелюбин В.В.
СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ УСТЬ-ЕНИСЕЙСКОГО И ХАТАНГСКОГО БАССЕЙНОВ 1744

Соболев П.О.
КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ЦИФРОВОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ РОССИИ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ 1751

Соболев П.О.
ОЦЕНКА КАЙНОЗОЙСКОГО ВОЗДЫМАНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ 1756

Соколова Н.В.
О ПЛАСТИЧНЫХ СИСТЕМАХ АДАПТАЦИИ ЗЕМЛИ К ИЗМЕНЯЮЩИМСЯ ВНЕШНИМ УСЛОВИЯМ 1760

Соколова Е.Ю., Баглаенко Н.В.,Бай Д., Варенцов И.М., Голубцова Н.С., Израиль М., Пушкарев П.Ю., Рыбин А.К., Рабочая группа NARYN
ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ ФРОНТАЛЬНЫХ И УДАЛЕННЫХ ЭФФЕКТОВ ИНДО-ЕВРАЗИЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ 1764

Соколов С.Ю.
МАРКЕРЫ ДЕЙСТВИЯ РАЗНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В АТЛАНТИКЕ: АНОМАЛЬНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ПЛОТНОСТЬ РАЗЛОМОВ И ДРУГИЕ ДАННЫЕ 1767

Соловьев А.В., Рожкова Д.В., Акинин В.В., Хисамутдинова А.И.
ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ 1771

Сомин М.Л.
ТЕКТОНИКА БОЛЬШОГО КАВКАЗА: РЕВИЗИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ, НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ СЛЕДСТВИЯ 1776

Спивак А.А.
ОЦЕНКА ЖЕСТКОСТИ РАЗЛОМНЫХ ЗОН ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ 1780

Степанова А.В., Самсонов А.В., Шаповалов Ю.Б., Степанов В.С.
НИЗКО-TI ТОЛЕИТЫ MORB-ТИПА КАК ИНДИКАТОР РАССЕЯННОГО СПРЕДИНГА НЕОАРХЕЙСКОЙ КОРЫ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ В СРЕДНЕМ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ 1784

Стогний Г.А., Стогний В.В.
РЕГИОНАЛЬНЫЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ: ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АСПЕКТ 1788

Столбов Н.М.
МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ ПЛЮМА ЗЕМЛИ ФРАНЦА-ИОСИФА 1792

Страховенко В.Д.
ГЕОХИМИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОЗЕР И ПОЧВ ИХ ВОДОСБОРНЫХ ПЛОЩАДЕЙ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) 1796

Суворова Е.Б., Фефилова Л.А.
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ СЕРПУХОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПЕЧОРСКОГО МОРЯ 1800

Сучков А.В., Милеев В.С.
ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПЕРВОГО ЭЛЕМЕНТА РИТМА ТАВРИЧЕСКОЙ СЕРИИ ГОРНОГО КРЫМА 1803

Сушкин Л.Б.
ОСОБЕННОСТИ КРУПНЫХ МЕЗО - КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОЧАГОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СИХОТЭ - АЛИНЯ 1806

Сушкин Л.Б.
О МЕТАЛЛОНОСНОСТИ ВЕРХОВЬЯ р. КУН-МАНЬЁ (ВОСТОЧНЫЙ СТАНОВИК) 1812

Сущевская Н.М., Беляцкий Б.В., Лайба А.А.
СПЕЦИФИКА И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА В ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЕ (ОТ КАРУ-МОД ДО КЕРГЕЛЕНА) 1817

Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И.
ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ 1822

Сычев С. Н., Куликова К. В.
СООТНОШЕНИЕ ХРУПКИХ И ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЗОНЕ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ХАРАМАТАЛОУСКОГО БЛОКА, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ). 1829

Сушкин Л.Б.
ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ КРУПНОЙ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ХАБАРОВСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ («ДЕРСУ») 1834

РОЛЬ ДЕФОРМАЦИЙ В ПЕТРО- И РУДОГЕНЕЗЕ (НА ПРИМЕРЕ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ)

Савельев Д.Е.

Институт геологии УНЦ РАН, г.Уфа, Россия
(savl71@mail.ru)

Фрагменты вещества верхней мантии геологического прошлого широко представлены в современных складчатых поясах в виде альпинотипных (офиолитовых) гипербазитов. Внутри массивов выделяются участки существенно однородного строения, представленные лерцолитами и гарцбургитами с редкими телами дунитов, которые чередуются с участками полосчатого строения – так называемым «полосчатым дунит-гарцбургитовым комплексом». В последнем наблюдается частая перемежаемость полос перидотитового и дунитового состава. Для первых характерна полиминеральность (оливин + ортопироксен ± клинопироксен ± хромшпинелид), дуниты и ассоциирующие с ними хромититы сложены ассоциацией оливин+хромит.

В настоящее время отсутствует единая концепция генезиса хромитовых концентраций в офиолитовых ультрабазитах, которая бы непротиворечиво объясняла все наблюдаемые в природе закономерности их строения. Магматическая гипотеза не может объяснить «эпигенетичность» рудоносной дунит-хромитовой ассоциации по отношению к гарцбургитам, ее многоуровневое положение в массивах. Метасоматический подход развивался как противовес магматическому, делая упор именно на указанной «эпигенетичности», но в то же время не ясными остаются механизмы растворения-отложения и агенты переноса хрома в бедных флюидами мантийных породах.

В последние годы исследователи наиболее часто прибегают к комбинированным моделям, которые предполагают участие в петрогенезисе различных процессов и источников вещества, полигенность и полихронность, в связи с чем они являются во многом гипотетическими. Ни одна из них не может объяснить, каким образом происходит концентрирование хрома в дунитах в диапазоне от 10 до 100 раз по сравнению с акцессорными значениями (0,5%), причем масштабы данного процесса в пределах небольших блоков могут варьировать в весьма значительном диапазоне – от сегрегаций вкрапленного хромита весом в несколько грамм до уникальных тел с запасами до 200 млн. тонн.

Анализ обширного фактического материала позволяет констатировать следующие закономерности строения офиолитовых массивов и связанных с ними месторождений хромитовых руд. В ультрабазитах отсутствуют кумулятивные, но повсеместно развиты деформационные структуры. Вместо магматической расслоенности повсеместно наблюдается метаморфическая полосчатость. Хромитовые скопления всегда связаны с дунитами. Объемные соотношения хромитит – дунит очень сильно варьируют. В массивах лерцолитового типа преобладают мелкие месторождения полосчатых и бедновкрапленных руд в телах табулярной формы, залегание структурных элементов в рудных телах согласно с залеганием таковых во вмещающих дунитах и перидотитах. В массивах гарцбургитового типа встречаются разнообразные по размерам и морфологии месторождения: Наибольшие запасы связаны с месторождениями сложной морфологии залежи которых представлены большим числом сближенных пологозалегающих линз и субвертикальных жил в дунитовой оболочке. Богатые руды часто залегают на границе дунит-гарцбургит, гарцбургиты служат экраном для хромитов. Во многих случаях отмечается рост крупности зерна хромшпинелидов от периферических частей

рудных тел к центру и от бедновкрапленных руд к густовкрапленным и массивным. Гарцбургиты и хромититы пересекаются многочисленными маломощными дунитовыми «дайками», «жилами»

Таким образом, хромитовое оруденение в альпинотипных гипербазитах вмещается наиболее мобильными и, вместе с тем, наиболее тугоплавкими членами реститового комплекса – дунитами. Подобная картина может наблюдаться только в том случае, если рудообразующий процесс был связан с течением ультрабазитов в кристаллическом состоянии, а избирательная концентрация хромшпинелидов в дунитах обусловлена различиями в реологических свойствах трех минералов – оливина, ортопироксена и хромита.

Различие между твердым телом и жидкостью заключается в том, что жидкость начинает течь уже при бесконечно малых сдвигающих напряжениях, то есть сопротивление сдвигу жидкости равно нулю. Пластическое течение твердого тела начинается только после того, как будет достигнуто некоторое критическое значение касательных напряжений. В экспериментах показано, что перидотиты верхней мантии «текут» в геологическом масштабе времени [5].

Данные петрографических исследований ультрабазитов свидетельствуют о том, что оливин проявляет большую «пластичность» по сравнению с ортопироксеном, он легко фрагментируется, в то время как пироксен сначала сопротивляется деформации, а затем следует хрупкое разрушение минерала, сопровождающееся разделением зерна на 2-3 крупных фрагмента. Освободившееся пространство заполняет агрегат оливина. На широкое распространение в мантийных перидотитах данного явления первой указала С.В.Москалева [4], но ей оно было истолковано, как реакционное замещение оливином ортопироксена. Против подобной интерпретации свидетельствуют нетипичные для реакционного замещения направления в кристаллах (периферия зерен или трещины спайности), отсутствие в этих же участках комплементарных оливину более кислых компонентов и хромшпинелидов. Направления, вдоль которых происходит развитие оливина внутри зерен ортопироксена, более всего соотвествуют трещинам скола и отрыва (рис.1).

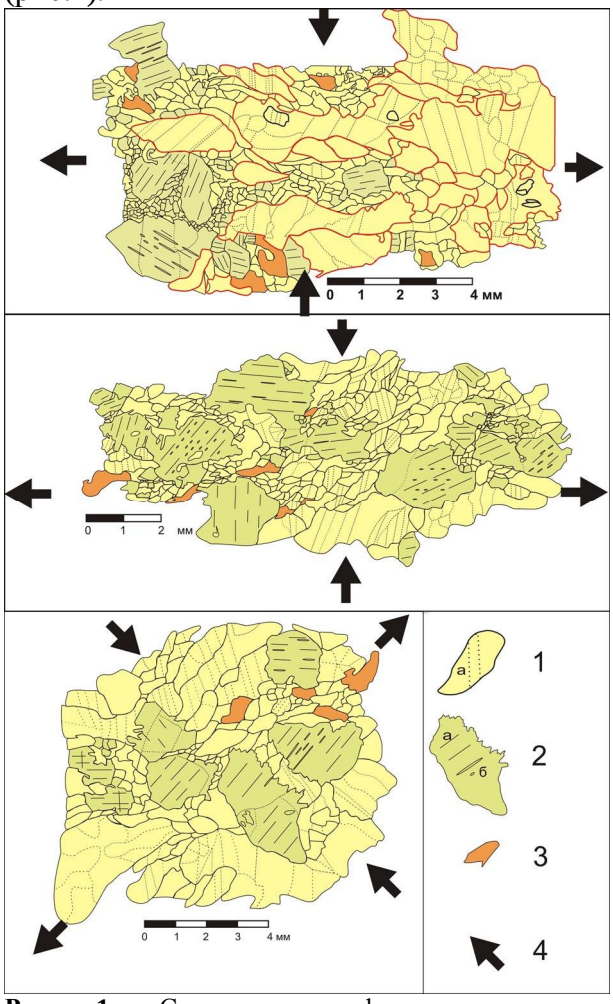


Рис. 1. Совместная деформация оливина, ромбического пироксена и шпинелида в альпинотипных гипербазитах.
Условные обозначения: 1 – зерна оливина (а – субграницы, разделяющие фрагменты зерен, разориентированные на величину 1-10°), 2 – зерна пироксенов (а – трещины спайности, б – ламмели клинопироксена в ортопироксене), 3 – участки, сложенные сегрегациями шпинелидов и плагиоклазов, 4 – направление тектонических напряжений. На верхнем рисунке красным цветом выделены крупные зерна оливина с фрагментированной структурой

В ультрабазитах часто можно наблюдать сильно удлиненные зерна оливина со ступенчатыми границами, для него характерна фрагментация одновременно по всему объему зерен, быстрая «перестройка границ» (рис.1). Напротив, для зерен ортопироксена

характерны изометричные зерна либо угловатых очертаний, либо округлой, «обтекаемой формы», создающие впечатления «окатанности» при транспортировке внутри потока. Причина подобного поведения оливина и ромбического пироксена при совместной деформации связана с различиями внутреннего строения минералов. Известно, что пластической деформации способствуют простота состава минерала, более высокая симметрия, наличие нескольких систем скольжения, а препятствуют – фазовая неоднородность, наличие примесей и «специальных границ» (например, двойниковых) [3]. Оливин имеет островную структуру (состоит из изометричных кластеров), несколько систем скольжения, состав его в офиолитовых гипербазитах приближается к чистому форстериту (на 99% сложен Mg, Fe, Si, O, в небольшом количестве присутствует примесь никеля). Для ортопироксена характерна цепочечная структура (удлиненные кластеры) и единственная система скольжения, состав минерала сложнее (Mg, Fe, Si, O, Al, Ca, Na, Cr), часто наблюдается фазовая неоднородность, выраженная в наличии ламеллей диопсида.

Петрографические данные также свидетельствуют об аналогии совместной деформации в парах оливин – ортопироксен и кварц – полевые шпаты [6], в последнем случае имеют место сходные с рассмотренными выше различия во внутреннем строении минералов. Кроме того, для оливина, как и ранее для кварца [9], в экспериментах было установлено наличие «гидролитического ослабления» [10]. Суть данного явления заключается в резком падении вязкости геоматериала при насыщении его водой.

Деформационная природа дифференциации вещества в последнее время находит свое подтверждение в прямых экспериментах с геоматериалами. В частности, Б.М.Чиковым [7] приводятся данные о твердофазовой сортировке материала гранитного катаклазита при деформации в условиях «обжатие – стресс». В осевой зоне модели произошло остеклование, а вокруг возникли «… цилиндрические зоны сепарационной полосчатости с концентрацией минеральных зерен различного состава и размерности». Полученный в эксперименте результат хорошо согласуется с наблюдаемой зональностью внутри массивов альпинотипных гипербазитов, когда в одних и тех же участках совмещены продукты частичного плавления (габброидные комплексы) и реститовые полосчатые дунит-гарцбургитовые комплексы, вмещающие хромитовое оруденение.

Данные петрологии и геофизики свидетельствуют о том, что вещество верхней мантии представляет собой неоднородную, кристаллическую, иерархически построенную, динамически подвижную среду, которая в различных условиях и на различном структурном уровне может проявлять свойства твердого тела (уровень отдельных зерен); гранулированной среды (агрегаты зерен, «слои» дунита, гарцбургита, хромитита); вязкой жидкости (крупные объемы пород).

Основной вид деформации гранулированной среды – сдвиг, реализующийся в сравнительно узкой зоне без возникновения пластичности в соседних участках. В пластическом потоке гранулированной среды могут идти два противоположных процесса: перемешивание и сегрегация. Природа этих процессов в настоящее врямя является предметом пристального изучения в технических отраслях (химические технологии и т.д.). Из основных эмпирических закономерностей известно, что в природных процессах преобладает сегрегация. которая представляет собой классификацию частиц по их плотности, размеру, шероховатости и другим физико-механическим свойствам.

В общем случае, частицы, отличающиеся от частиц среды большим размером и меньшей плотностью должны «всплывать» на периферию потока, а частицы меньшего размера и более высокой плотности – погружаться в его внутренние части [8]. В качестве основной причины

разделения в сдвиговом потоке частиц с разными свойствами рассматривается возникновение на границах напряжений контактовой природы [1, 2], а главными движущими силами процесса сегрегации являются силы трения и гравитации [8].

Одним из вероятных «пусковых механизмов» сдвиговой деформации мантийных пород может являться декомпрессия, связанная с образованием рифтогенных структур. Растяжение в хрупкой среде, которая представлена земной корой, реализуется путем образования зон трещинноватости. В нижележащей мантии образование субвертикальных ослабленных зон вызовет вязкий отклик, который ведет к началу подъема ультрабазитого вещества и к его частичному плавлению. Подъем мантийного диапира, обладающего поликристаллическим и многофазным составом, ведет к дифференциации вещества внутри него. Частицами среды в ультрабазитах являются агрегаты оливина, составляющие от 70 до 90% объема. Зерна ортопироксена отличаются от «частиц среды» большим размером и поэтому «всплывают» к периферии наиболее мобильных дунитовых зон, а более мелкие и плотные зерна хромшпинелидов «погружаются» в их внутренние части. В итоге образуется полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс с чередованием слоев с различным содержанием ортопироксена, а рудные минералы образуют сегрегации в участках наиболее интенсивного течения - дунитах.

Литература

1. Алимов В.Ю. Деформационный механизм формирования хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах // Рудогенез (Мат-лы международной конференции). Миасс-Екатеринбург, 2008. с. 4-7.
2. Алимов В.Ю. Механизм дифференциации вещества при сдвиговых деформациях зернистых сред (в приложении к хромитообразованию) // Ежегодник—93 / ИГиГ УрО РАН. Свердловск, 1994. С. 64-65.
3. Кайбышев О.А., Валиев Р.З. Границы зерен и свойства металлов. М.: «Металлургия», 1987. 214 с.
4. Москалёва С.В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
5. Николаевский В.Н. Трещинноватость земной коры как ее генетический признак // Геология и геофизика, 2006, т.47, №5. с. 646-656.
6. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.
7. Чиков Б.М. Проблемы геологической интерпретации сейсмоочаговых систем земной коры (геомеханика и тектонофизический анализ) // Геодинамика и тектонофизика, 2010, Т.1, № 3. с. 231-248.
8. Шубин Р.А. Кинетика процессов разделения и перемешивания при сдвиговом течении зернистых материалов. Дис. ... канд. техн. наук. Тамбов, 2006. 119 с.
9. Griggs D.T. Hydrolytic weakening of quartz and other silicates // Geophys. J. R. Astr. Soc., 1967, V . 14. P . 19-31.
10. Karato S., Paterson M.S., Fitz Gerald J.D. Rheology of synthetic olivine aggregates: influence of grain-size and water // J. Geophys. Res., 1986, V . 91, P . 8151–8176.

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИБОРА ИГА-1 ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОДИНАМИКИ ТРАССМАГИСТРАЛЬНЫХ ГАЗОПРОВОДОВ ПРИ ПРОЕКТИРОВАНИИ И ПОДГОТОВКЕ ПЛОЩАДОК ПОД СТРОИТЕЛЬСТВО

Савельев А. В., Давлетов М. И., Кравченко Ю. П.

Уфимский государственный авиационный технический университет, г. Уфа (gmkristo@rambler.ru)
ООО « Коинот» г. Уфа (mara-d@yandex.ru)
Медико-экологическая фирма Лайт-2 г. Уфа (astra.47@mail.ru)

Исследования тектонических разломов земной коры, карстовых и геодинамических процессов, в том числе на трассах магистральных газопроводов, для диагностики и предсказания техногенных катастроф в настоящее время проводятся с большим объемом оборудования, требующего многочисленного персонала, подвижного носителя и сложной математической обработки.



Фото 1. Прибор ИГА-1 (индикатор геофизических аномалий).

Актуальность данной тематики заключается в том, что в настоящее время нет портативных и надежных приборов позволяющих определить расположение аномалий грунта, и отсутствуют какие-либо методики оценки степени влияния этих аномалий на возводимые строительные конструкции и их текущее состояние в будущем. В период 1990...2010 г. были разработаны и опробованы ряд модификаций приборов ИГА-1 (фото 1) для измерения сверхслабых электромагнитных полей естественного поля Земли и искажений этих полей вносимых от поглощения и переизлучения различными объектами. Приборы, представляют из себя селективные приемники электромагнитных полей в диапазоне 5...10 кгц, с вычислением интеграла фазового сдвига на измеряемой частоте (http:// www.iga1.ru). Принцип действия прибора ИГА-1 похож на радиоволновые миноискатели, только нет излучателя, которым является естественный фон Земли и более низкий диапазон частот. ИГА-1 фиксирует искажение электромагнитного поля в местах неоднородностей грунта и при наличии в геологическом разрезе каких либо предметов, и предназначен для поиска геологических разломов, пустот, водяных жил, трубопроводов по изменению фазового сдвига на границе перехода сред. Глубина обнаружения трубопроводов, пустот - до 20 метров, человеческих тел и малоразмерных предметов до 3 метров, водяные жилы обнаруживаются на глубине до 60 метров, карстовые образования до 300 м

В качестве выходного параметра прибора используется интеграл фазового сдвига на частоте приема, величина которого изменяется на границе перехода сред (грунт-труба, грунт-пустота). Прибор выполнен в виде переносного измерительного датчика с визуальной индикацией. Питание прибора осуществляется от аккумулятора. Вес всей аппаратуры в чемодане не превышает 5 кг, вес измерительного датчика не более 1 кг.

Фирмой "Лайт-2" организовано производство приборов ИГА-1 на базе оборонного предприятия. С помощью прибора ИГА-1 можно определять трубопроводы, пустоты, подземные ходы, геофизические аномалии и дефекты

подземного грунта естественного и антропогенного происхождения.

Недостатками известных способов для поиска нарушений и неоднородностей грунта [6] являются низкие функциональные возможности и ограниченная сфера применения, поскольку они имеют активный характер (наличие излучателя), что имеет низкую точность вследствие небольшой глубины проникновения зондирующих радиоволн сверхвысоких частот и высокую стоимость (например, американский георадар стоит около 100 тыс. долларов).

Разработанный способ основан [1-8] на способности геофизических либо антропогенных неоднородностей разрывного характера (трещины, пустоты, водяные жилы), независимо от времени их образования, искажать фазовые характеристики фонового электромагнитного поля, имеющего характер шума с распределенным непрерывным спектром в диапазоне сверхдлинных радиоволн на определенных фиксированных частотах. Эти искажения превышают, как правило, на несколько порядков искажения поля от непрерывных неоднородностей грунта, что позволяет достаточно легко дифференцировать их друг от друга по уровню вносимых ими фазовых искажений. Это обеспечивает высокую помехозащищенность способа, недостижимую любыми другими известными из литературных источников способами, основанными, как правило, на амплитудных, а не на фазовых измерениях. Что позволяет в свою очередь, в значительной мере увеличить общее усиление и повысить чувствительность до предела, при котором без труда обнаруживаются различия в характеристиках полевого фона вблизи аномалий. Высокой помехозащищенности способа способствует также тот факт, что прием шумовых сигналов осуществляют по их электрической, а не магнитной компоненте за счет предложенных операций способа. Это позволяет достаточно точно прогнозировать текущее состояние будущих конструкций, что не позволяет производить ни один из известных способов. Стабильное различение сигнала на фоновом уровне при этом отмечалось всякий раз при нахождении объектов поиска на глубине до 5 м и более. В результате этого появляется сигнал интеграла разности фаз, который продолжает изменяться вплоть до насыщения интегрирующего устройства, что легко фиксируют известными индикаторными устройствами. Повторяя операции поиска многократно, фиксируют контур аномалии при необходимости, при этом следующее новое перемещение антенны в сторону дефекта производят в направлении ортогональном к его контуру или близком к нему.

Результаты использования данного способа измерений, запатентованного в России [1-6] подтверждено следующими примерами:

Пример 1

Результат исследования трассы магистрального газопровода с помощью прибора ИГА-1 в районе Уральских гор, где показано совпадение карстового образования в районе газопровода и водного потока пересекающего газопровод в месте произошедшей аварии 20.01.2006 г.

Протокол исследований ООО «Диаконт» и фотографию разрыва магистрального газопровода можно посмотреть на сайте http:// www.iga1.ru .

Пример 2

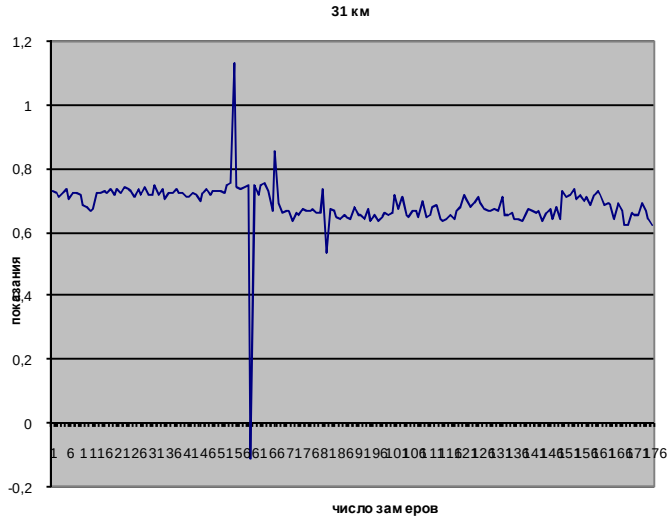
Было проведено обследование с помощью модификации прибора ИГА-1 путем применения его предложенным способом площадки под строительство нового трамплина в черте г. Уфы. Обнаружена проходящая через проекцию площадки геологическая трещина с фиксацией её контуров. Однако эта информация не была принята во внимание, и план застройки изменён не был, а в 2003 г. в месте прохождения обнаруженной водяной жилы произошло обрушение готовой конструкции в процессе строительства. План местности участка обследования можно посмотреть на сайте http:// www.iga1.ru .

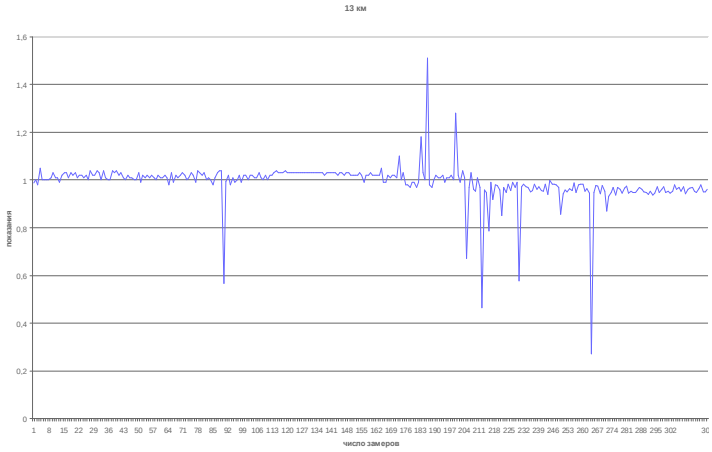
Исследования тектонических разломов земной коры, карстовых и

геодинамических процессов, в том числе на трассах магистральных газопроводов, с помощью приборов ИГА-1 проводились в процессе инженерных и градостроительных изысканий в ОАО ПГП "Тула-недра" , «Уфа-Архпроект», ООО «Диаконт» (Баштрансгаз), кафедрой трубопроводов УГНТУ (г. Уфа), НПО ЭИТЕК (работают с Кавказтрансгазом), г. Москва , Западно-Сибирским филиалом НИИ Геологии нефти и газа СО РАН, г.Тюмень. Получены результаты полевых исследований, которые позволяют определить наиболее опасные участки, где могут иметь место просадка зданий и сооружений, а также может произойти механическое повреждение, повышенный износ и стресс-коррозия газопроводов. Приборы ИГА-1, выпускаемые с 1994 г. в варианте трассоискателя имели стрелочный индикатор, по нему фиксировали границу аномалии. По просьбе ряда организаций, проводящих исследования тектонических разломов земной коры, карстовых и геодинамических процессов, в том числе на трассах магистральных газопроводов, приборы ИГА-1 для геологов, кроме стрелочной индикации, фиксирующей границу аномалии, были доработаны под цифровую индикацией фона электромагнитного поля. Это позволяет проводить некоторую идентификацию исследуемых аномалий.

Пример 3

ООО ДИАКОНТ (Баштрансгаз). Результаты полевых исследований трассы магистрального газопровода в районе г. Белорецка с прибором ИГА-1 в режиме вывода информации естественного электромагнитного фона Земли на цифровую индикацию. Во время визуального осмотра трассы газопровода, проведено обследование индикатором геофизических аномалий ИГА-1 на предмет обнаружения геофизических аномалий связанных с нарушениями однородности структуры грунтов в районе прокладки участка газопровода и выявление наиболее опасных мест возможного изменения динамики грунтов, что может привести к нарушению целостности газопровода на данном участке. Прибор ИГА-1 был установлен на велосипед. Цифровая индикация фона выводилась параллельно на цифровой накопитель, запись через 4,5 метра (один оборот колеса). В результате обследования обнаружены участки газопровода, где предположительно могут находиться нарушения целостности структуры грунта.





Со всеми исследовательскими организациями поддерживается связь, участие в испытаниях, устранение замечаний и доводка аппаратуры, результаты в дальнейшем будут опубликованы.

Литература

1. А.С. N 1809367, МКИ G 01 N 5/00, ВО6 В 1/06, 1993.
2. А.С. (СССР) N 321662с - 1990 г. Способ исследования электростатических полей поверхностей Кравченко Ю.П. и др.
3. А.С. (СССР) N 1828268 от 13.02.1990 г. Способ исследования электростатических полей поверхностей, Кравченко Ю.П. и др.
4. Патент РФ N 2080605 от 27.05.1997 г. Способ исследования электромагнитных полей поверхностей, Кравченко Ю.П. и др.
5. Полезная модель N 2448 от 16.05.1997 г. Устройство для электромагнитной разведки, Кравченко Ю.П., Савельев А.В. и др.
6. Патент РФ N 2119680 от 27.09.1998 г. Способ геоэлектромагнитной разведки и устройство для его реализации. Кравченко Ю.П., Савельев А.В. и др.
7. Кравченко Ю.П. ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИБОРОВ ИГА-1 ДЛЯ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ПОДЗЕМНОЙ РАЗВЕДКИ. Тезисы докладов Международного семинара "Геодинамика и сейсмичность Средиземноморско-Черноморско-Каспийского региона", Евро-Азиатское Геофизическое общество, Краснодарское краевое отделение ЕАГО, г.Геленджик, 2006г.
8. Кравченко Ю.П. Савельев А.В. Использование приборов ИГА-1 для геоэкологии, предотвращения ЧС и антитеррора. Материалы международной научно-технической конференции НАУКА, ОБРАЗОВАНИЕ, ПРОИЗВОДСТВО В РЕШЕНИИ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ, г.Уфа, УГАТУ, ЭКОЛОГИЯ-2006

ПРОБЛЕМА МИГРАЦИИ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Савельев Д.П.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия
(savelyev@kscnet.ru)

Курило-Камчатская островодужная система имеет достаточно сложное строение, отличное от большинства современных островных дуг. Одна из ее особенностей – наличие двух параллельных вулканических поясов близкого возраста – Центрально-Камчатского (вдоль Срединного хребта) и Восточно-Камчатского (ВКП), включающего вулканы Центрально-Камчатской депрессии (ЦКД). В современных геодинамических моделях такое размещение вулканических центров объясняется субдукцией Тихоокеанской плиты под Срединный хребет в миоцене и перескоком зоны субдукции в современное положение в результате причленения Восточных полуостровов (Кроноцкой палеодуги) [2, 3]. Другая особенность дуги проявлена в расположении вулканитов Восточной Камчатки севернее широты Кроноцкого п-ова: северный сегмент ВКП имеет две ветви – плиоцен-эоплейстоценовый вулканизм в хр. Кумроч (тумрокский комплекс – $\mathbf{N_2\text{-}Q_E tm}$) и голоценовые вулканоструктуры в пределах ЦКД (Ключевская и Северная группы вулканов - $\mathbf{Q_H}$) (рис. 1). Еще более усложняет картину наличие моногенных базальтовых конусов позднеплейстоцен-голоценового возраста вблизи побережья Камчатского залива (ажабачский комплекс – $\mathbf{Q_{3\text{-}4}az}$) [6]. Изменение параметров вулканических центров на широте около 56^0 с.ш. выглядит так (L – расстояние от оси глубоководного желоба, H – глубина до поверхности субдуцируемой плиты): Ключевская группа вулканов – L=200-210 км, H=140-160 км, тумрокский комплекс – L=150-170 км, H=95-110 км, ажабачский комплекс – L=130-140 км, H=55-70 км (рис. 1). Эти комплексы имеют геохимические параметры, отвечающие островодужным магмам. Несколько южнее, в районе Кроноцкого перешейка, известны миоценовые лавы с внутриплитными геохимическими характеристиками [4, 5], для них L=140 км, H=70 км (βN_1 на рис. 1). Современные петрологические и геодинамические модели объясняют расположение и геохимические особенности четвертичных вулканитов ЦКД [1, 10], в частности, Г.П. Авдейко с соавторами [1, 2] показал, что глубина до зоны субдукции под современным вулканическим фронтом достаточно стабильна для всей Восточной Камчатки и Курильской дуги (105-115 км). Однако существующие модели не объясняют резкого изменения пространственного расположения вулканических центров во времени.

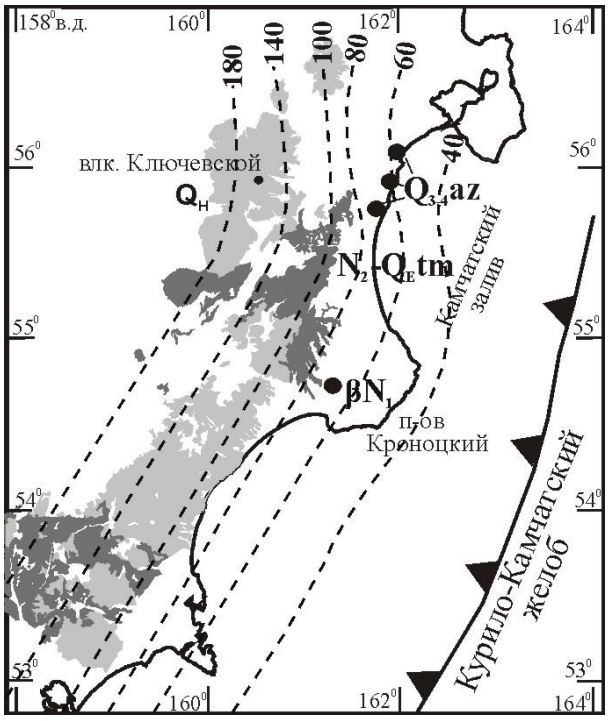


Рис. 1. Расположение плиоцен-четвертичных вулканических комплексов Восточной Камчатки. Примечание: прерывистыми линиями показаны глубины до субдуцируемой Тихоокеанской плиты по [8].

Расположение островодужных вулканических центров зависит от

нескольких параметров – угла наклона погружающейся плиты, скорости погружения плиты и ее возраста (с которым связана температура и мощность слэба). По данным E.M. Syracuse и G.A. Abers [11], которые обобщили информацию по 839 вулканическим центрам, глубина от них до верхней поверхности сейсмофокальной зоны меняется от 65 до 130 км. Авторы пришли к выводу, что положение вулканического фронта связано не с определенной глубиной дегидратации, а с температурной структурой мантийного клина и геометрией слэба.

Для рассматриваемого северного сегмента Восточно-Камчатского вулканического пояса геометрические параметры зоны субдукции не могли существенно измениться в достаточно короткий промежуток времени. Угол наклона субдуцируемой плиты, скорость ее погружения и возраст можно принять постоянными для каждого конкретного поперечного сечения зоны субдукции. Следовательно, причиной поперечной миграции вулканических центров должен быть другой параметр, который достаточно быстро может меняться во времени. Таким параметром может быть температурная структура субдуцируемой плиты, поскольку в рассматриваемом сегменте субдуцируемая под Камчатку Тихоокеанская плита осложнена поднятием Обручева (северным фрагментом Гавайско-Императорской подводной вулканической цепи).

Одним из вариантов объяснения наблюдаемой картины может быть наличие магматических очагов в составе субдуцируемой плиты. Именно они могут быть причиной температурной неоднородности слэба. Недавно Н. Хирано с соавторами [9] показал, что вблизи зоны субдукции на расстоянии более 400 км от нее на древней (достаточно мощной) океанической плите могут формироваться небольшие щелочнобазальтовые вулканы, возникающие за счет декомпрессионного плавления в астеносфере в зоне изгиба плиты при приближении к желобу. Такие вулканы могли формироваться на Тихоокеанской плите, движущейся к Камчатке, в те моменты, когда к зоне деформаций подходили участки с увеличенной мощностью. Первым таким моментом могло быть приближение к Камчатке Кроноцкой палеодуги (в пассивном состоянии в составе Тихоокеанской плиты) (в соответствии с моделью М.Н. Шапиро и А.В. Ландера [7]). Щелочной магматизм небольшого объема проявился 10-15 млн. лет назад на западном склоне Кроноцкой палеодуги в обстановке подводного терригенного осадконакопления (в Тюшевском бассейне). Впоследствии Кроноцкая дуга была причленена к Камчатке [7], а выходы щелочных лав оказались между образованиями Кроноцкой палеодуги и Восточно-Камчатским вулканическим фронтом. Т.е., в соответствии с моделью автора данного доклада, щелочные базальты Кроноцкого перешейка не связаны с современной зоной субдукции, а сформировались на Тихоокеанской плите до причленения Кроноцкой палеодуги к Камчатке. Для Камчатки такой тип вулканизма можно назвать предколлизионным.

После причленения Кроноцкой палеодуги начал развиваться Восточно-Камчатский вулканический пояс, связанный с современной зоной субдукции [2]. В плиоцен-эоплейстоценовое время под Камчатку погружалась Тихоокеанская плита обычной (не увеличенной) мощности, этому времени соответствует вулканизм известково-щелочного типа (тумрокский плиоцен-эоплейстоценовый комплекс, возраст – около 2 млн. лет по палеомагнитным данным). Магматизм, с которым связаны моногенные конуса ажабачского комплекса вблизи побережья Камчатского залива, можно объяснить погружением в зону субдукции гипотетических магматических очагов, существовавших на субдуцируемой Тихоокеанской плите. Это наименее обоснованный элемент в модели автора, поскольку мы не знаем характеристик субдуцировавшей части плиты, и не можем сказать, несла ли она на себе более северные фрагменты Гавайско-Императорской цепи, повышавшие ее

мощность. Если такие фрагменты были, то при приближении к зоне субдукции при изгибе плиты могли образоваться небольшие щелочные вулканы (их следы могут присутствовать в современной аккреционной призме Камчатки, а магматические очаги погрузились в зону субдукции в составе плиты). Такая модель позволяет объяснить не только сам факт формирования вулканов в аномальной близости к глубоководному желобу (и в 55-65 км над поверхностью субдуцируемой плиты), где невозможен обычный островодужный вулканизм, но и некоторые петрогеохимические особенности комплекса. В частности, высокая магнезиальность базальтов ажабачского комплекса может быть обусловлена высокими степенями плавления мантии (субдуцировавшие магматические очаги служат «горелкой», которая подогревает нависающий мантийный клин), а повышенная калиевость пород связана с обогащением калием флюида, поднимающегося из этих очагов. С существованием разогретых участков в субдуцировавшей Тихоокеанской плите может быть связан и аномально высокий объем голоценового вулканизма ЦКД.

Выводы:

- щелочные базальты Кроноцкого перешейка образовались на западном склоне Кроноцкой палеодуги до ее причленения к Камчатке в результате декомпрессионного плавления астеносферной мантии;

- поперечная плиоцен-четвертичного вулканизма Восточной Камчатки связана с температурными неоднородностями субдуцируемой Тихоокеанской плиты;

- образование магнезиальных базальтов ажабачского комплекса на побережье Камчатского залива связано с погружением в зону субдукции гипотетических магматических очагов в структуре Тихоокеанской плиты;

Приведенные рассуждения основаны, прежде всего, на данных о возрасте и размещении вулканических комплексов, поскольку геохимические данные для древних комплексов недостаточны и не позволяют восстановить геодинамические параметры палеозоны субдукции.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН (проект № 09-III-А-08-428) и гранта РФФИ-Восток № 09-05-98591.

Литература

1. *Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А.* Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология, 2006, Т. 14, № 3, С. 249 – 267.
2. *Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Тектоническоеразвитие и вулкано-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника, 2002, № 4, С. 64-80.
3. *Константиновская Е.А.* Геодинамика коллизии островная дуга – континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника, 1999, № 5, С. 15-34.
4. *Супруненко О.И., Марковский Б.А.* Щелочные вулканиты полуострова Кроноцкого (Камчатка) // ДАН СССР, 1973, Т. 211, № 3, С. 682-685.
5. *Тихомирова С.Р.* Позднекайнозойские тешениты Восточной Камчатки // Докл. АН, 1994, Т. 335, № 5, С. 626-629.
6. *Успенский В.С., Шапиро М.Н.* Позднечетвертичный ареальный вулканизм хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Вулканол и сейсмол., 1984, № 3, С. 57-65.
7. *Шапиро М.Н., Ландер А.В.* Формирование современной зоны субдукции на Камчатке // Очерки геофизических исследований: К 75-летию Объединенного института физики Земли им. О.Ю.Шмидта. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 338 – 344.
8. *Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez G., Gordeev E.* Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // Journal of Geophysical Research, 1997, V. 102(B8), pp. 17883-17898.
9. *Hirano N., Takahashi E., Yamamoto J. et al.* Volcanism in Response to Plate Flexure // Science, 2006, V. 313, pp. 1426-1428.
10. Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G. et al. Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction // Geology, 2005, V. 33, N 1, pp. 25-28.
11. Syracuse E. M., Abers G. A. Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2006, V.7, N5, Q05017, doi:10.1029/2005GC001045.

ОТСУТСТВИЕ ПРИЗНАКОВ СУБДУКЦИИ В СТРОЕНИИ КУРИЛЬСКОГО ГЛУБОКОВОДНОГОЖЕЛОБА (ПО ДАННЫМ МОВ-ОГТ НА ОПОРНОМ ПРОФИЛЕ 1-ОМ)

Сакулина Т.С., Верба М.Л., Иванов Г.И., Тихонова И.М.

Федеральное государственное унитарное научно-производственное предприятие по морским геологоразведочным работам "Севморгео", Санкт-Петербург, Россия
(sakoulina@sevmorgeo.com)

Введение

Курильская островная дуга и сопряженный с ней одноименный глубоководный желоб являются своеобразным геодинамическим полигоном, результаты изучения которого существенно влияют на формование не только общих представлений о развитии Тихоокеанского региона, но в значительной мере и глобальных концепций эволюции планеты в целом. Вследствие этого каждое новое пересечение этой классической тектонопары представляет интерес, выходящий далеко за пределы региональных потребностей. Этот интерес вызван в немалой степени тем обстоятельством, что Курильский желоб в ряде широко известных публикаций, в частности, принадлежащих О.Г.Сорохтину, рассматривается в качестве показательного примера проявления субдукционных процессов [3].

Опорный профиль 1-ОМ, отработанный в Охотском море в 2008 – 2009 годах в рамках общенациональной программы регионального изучения по сети опорных профилей глубинного строения Российской Федерации, помимо решения главных задач в задуговой области принес новые данные о глубинном строении островной дуги и примыкающего к ней отрезка глубоководного желоба (рис. 1). Полученные данные позволяют с новых позиций рассмотреть структуру и эволюцию этой эталонной в геодинамическом отношении области. Изложению этих новых данных посвящено настоящее сообщение.

Геофизические наблюдения в этой части профиля 1-ОМ были проведены методом МОВ-ОГТ, выполненных с применением мощного пневматического источника упругих колебаний и многоканального приёмного устройства, обеспечивающего приём отраженных волн во временном интеравле до 16 с. Обработка полученных данных позволила осветить разрез земной коры обеих геоструктур на всю мощность, расчленить его на ряд сейсмокомплексов и дать каждому из них амплитудно-частотную и кинематическую характеристику (рис. 2).

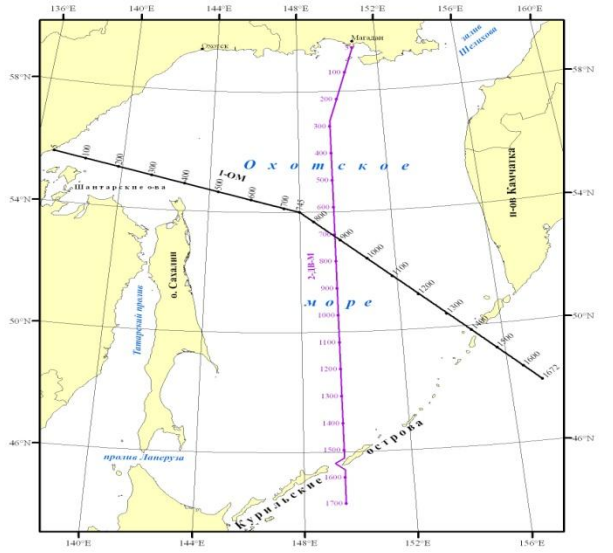


Рис. 1. Схема расположения опорного профиля 1-ОМ в Охотскомморе

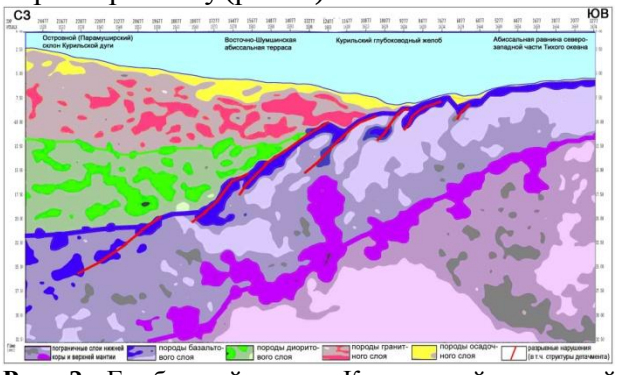


Рис. 2. Глубинный разрез Курильской островной дуги по профилю 1-ОМ

На этом рисунке виден осадочный слой, консолидированная кора, в которой местами уверенно прослеживаются границы раздела отдельных коровых слоёв, и подкоровый субстрат, отделяющийся слабо выраженной поверхностью, сопоставляемой с границей М. Общей чертой выделенных структур является их асимметричность в перечном сечении и существование латерального тренда в свойствах различных слоёв коры, придающего этим чертам асимметрии закономерную упорядоченность.

В геоморфологическом отношении северо-западный (островной) и юго-восточный (океанский) склоны желоба заметно различаются. Островной склон представляет собой почти равномерно наклонённую поверхность, расчлененную непротяженными, но довольно четко выраженными террасовидными уступами на несколько более крутосклонных отрезков. Глубины моря возрастают от первых сотен метров на вершине Курильской гряды (до максимальной величины 7880 м в осевой зоне желоба. Террасы фиксируются на глубинах 3250; 4350; 5000; 5400; 5800; 6780 и 7300 м. Наиболее широкие террасы приурочены к глубинам 5400 – 5800 м и объединены в Восточно-Шумшинскую террасу, которая служит симметричным аналогом абиссальной равнины, расположенной на такой же глубине к ЮВ от желоба. На глубинах 3250 и 6780 м террасы имеют обратный уклон, присущий оползневым структурам, смещенным по листрическим сбросам.

Уклоны морского дна в верхней части склона (выше Восточно-Шумшинской террасы) колеблются в пределах 4˚÷4˚50′, и соответствуют предельным (в субаквальных условиях) углам естественного откоса для терригенных пород псаммитовой размерности. Ниже по склону они возрастают до 10˚10′, отражая преобладание более плотных пород. Рельеф океанского склона более расчлененный. Глубины моря меняются от максимальных в оси желоба до 5000 м на расстоянии 50 км от неё. Наклон поверхности уменьшается в том же направлении от 2˚45′ до 1˚30′, а на непротяженных участках повышаются до 12÷14˚. Эти крутосклонные уступы ограничивают две однотипных депрессии рельефа, которым в тектоническом отношении соответствуют грабены. Один из них образует центральную часть глубоководного желоба, а другой осложняет его юго-восточный борт.

Центральный грабен имеет ширину 15 км, глубину около 500 м и асимметричный поперечный профиль. Плоское дно грабена шириной около 6 км располагается на глубине 7790 - 7800 м. В средней части дно грабена осложнено провалом глубиной около 80 м и протяжностью 2 км, который в тектоническом отношении также является грабеном, а в морфологическом – дном всего желоба. Крутосклонные поверхности, ограничивающие центральный и малый грабены, падают навстречу друг другу и, видимо, соответствуют граничным разломам.

Второй грабен, находящийся мористее, имеет ширину 7 км и глубину ~260÷280 м. Он также асимметричен, но северо-западный борт здесь более крутой, чем юго-восточный (соответственно 30÷35˚ и 14÷15˚). Дно грабена в СВ части осложнено таким же провалом, как и центральный грабен.

Грабены обладают масштабным самоподобием: они имеют одинаковое отношение глубины к протяженности, равное ~0,040÷0,045, что можно считать указанием на однотипность тектонического механизма. Морфологические свойства грабенов указывают на преобладание режима растяжения при их формировании.

Рельеф абиссальной равнины, прилегающей к желобу, более пологий и простой. В двух местах выявлены уступы высотой ~50÷70 м, видимо отражающих наклонные сбросы, плоскости которых падают в сторону желоба.

Осадочный разрез островного склона характеризуется слабой выдержанностью всех параметров, тогда как разрез абиссали, напротив, сохраняет свои черты почти на всем отрезке профиля мористее желоба. Граница между этими разнотипными разрезами проходит по оси желоба, где на двухкилометровом отрезке морского дна

осадки присутствуют в мощностях порядка 100 м.

В сейсмофациальном отношении разрез островного склона характеризуется преобладанием хаотичной сейсмической записи, на фоне которой местами видны признаки клиноформной макротекстуры. Наличие косослоистых фаций уверенно связываются с отложениями, основным способом транспортировки которых является сальтация. Мощность осадочного разреза в верхней части островного склона составляет 3÷3,5 км, в пределах террасы сокращается до 1,0÷1,5 км, а в нижней части склона колеблется в пределах 2,2÷2,5 км. Величина пластовых скоростей в осадочных породах постепенно повышается от 1,9 км/с на поверхности дна до значений 5,1 км/с у подошвы. Градационное нарастание скорости с глубиной указывает на преобладающий терригенный состав пород и относительно низкую степень их метаморфизма и/или дислоцированности.

В пределах *океанического борта* Курильского желоба и примыкающей к нему абиссальной равнины осадочный слой выдержан по мощности, которая постепенном нарастает от первых десятков метров у оси желоба до 500 м. Эту картину дополняют спокойные условия залегания. Для разреза характерны горизонтально слоистые сейсмофации с выраженными признаками облекания неровностей кристаллического ложа. В нем прослеживаются три пачки пород, которые уверенно корелируются с разрезом скв. 192 проекта DSDP, расположенной на своде возвышенности Обручева в 225 км от оси Курильскогожелоба.

Верхняя пачка мощностью около 130÷140 м характеризуется набором горизонтальных высокоамплитудных отражений, синфазно прослеживаемых по всей длине склона желоба и периферии абиссальной равнины. Сопоставление этой картины с разрезом скв. 192 позволяет полагать, что разрез данной пачки представлен в основном неуплотненными диатомовыми и тонкоалевритистыми илами. Материалы донного опробования, выполненного во время 15-го рейса НИС "Каллисто", показывают, что осадки такого состава широко развиты на морском дне в этой части Тихого океана [1]. С учетом этих данных рассматриваемая пачка датируется плиоцен-четвертичным возрастом. Скорость осадконакопления оценивается этими авторами примерно в 30 мм/1000 лет.

Ниже без признаков несогласия располагается *слоистая пачка*, мощность которой нарастает в мористом направлении от 160 м в верхней части борта желоба до 370 м в абиссальной равнине. Она состоит из чередования сильных горизонтальных отражений, образующих пачки мощностью 60÷90 м, и полупрозрачных интервалов со слабо выраженной слоистостью. На отдельных участках наблюдается косая слоистость с падением клиноформ в сторону океана, что указывает на снос терригенного материала с северо-западного направления. На борту желоба слоистость становится менее заметной, появляются волнистые фации, мощность пачки заметно сокращается и в осевой зоне желоба она не выделяется. Подошвой здесь служат породы верхней части консолидированной коры, тогда как в пределах абиссальной равнины она подстилается нижележащей пачкой осадочных образований.

В пределах обоих грабенов в разрезе этой пачки выделяются два однотипных участка прослеживания серии ровных наклонных сейсмофаций, падающих в сторону оси желоба. В разрезе скв. 192 рассматриваемой пачке соответствуют уплотненные глинистые и глинисто-диатомовые илы, состоящие на 75% из терригенного и на 25% из биогенного материала, отнесенные к миоцену. Мощность миоценовых илов в скважине 362 м, что хорошо совпадает с сейсмическими данными, полученными на профиле 1-ОМ. Скорость осадконакопления оценивается в 40÷45 мм/1000 лет [1].

Основание осадочного разреза слагает пачка отложений, менее выдержанная по простиранию, чем вышележащие. На склоне желоба она полностью выпадает из разреза, а в абиссальной равнине представлена серией отрывочных, неровных, наклонных, местами хаотичных отражений, в целом

похожих на рассмотренные выше сейсмофации островного склона. Мощность пачки растет в юго-восточном направлении, достигая на конце профиля 170÷190 м. В скв. 192 этой пачке соответствует интервал разреза мощностью 132 м, сложенный известковыми осадками, которые залегают непосредственно на базальтовом фундаменте и датируются широким возрастным диапазоном от нижнего маастрихта до верхнего эоцена и, возможно, олигоцена. Внутри этого интервала выделено стратиграфическое несогласие, вызванное перерывом в осадконакоплении длительностью 15 млн лет, охватившем конец маастрихта, весь палеоцен и, возможно, часть раннего эоцена. Выше несогласия вскрыты мелководные фации среднего и верхнего эоцена. В разрезе, освещенном профилем 1-ОМ, признаков этого предэоценового несогласия не замечено, разрез выглядит непрерывным и, вероятно, поэтому он на 60 м мощнее (за счет отсутствующих в скважине палеоценовых отложений). Подошву пачки образует пакет сильных неровных отражений, которые отнесены к фундаменту.

Таким образом, полученный сейсмический разрез показал, что подошва осадочного комплекса диахронна и омолаживается по направлению к желобу. На удалении 50 км от оси желоба на базальтовом ложе залегают маастрихтские отложения, а в осевой зоне желоба – отложение не древнее плиоцена. Из этого следует, что на этом расстоянии возраст подошвы слоя осадков уменьшается на 65 *Ma*.

Консолидированная кора освещена профилем на всю мощность, но информативность полученных данных в этой части разреза заметно ниже и ограничивается выделением зон повышенной гетерогенности, или мутности по Н.А. Караеву [4]. Прослеживание зон с повышенной мутностью по профилю позволило наметить несколько границ раздела, из которых верхняя достаточно уверенно сопоставляется с кровлей консолидированной коры (кристаллическим фундаментом), а нижняя - с поверхностью М. Толщина консолидированной коры, закономерно сокращается по линии профиля от 24÷30 км под островной дугой до 12÷14, под желобом и 7÷9 км под абиссальной равниной.

Вместе с утонением коры закономерно меняется и её структура. Под островной дугой внутри консолидированной коры в интервале глубин 17÷23 км намечается две слабых, «теневых» границы, нижняя из которых условно сопоставляется с кровлей базитового слоя коры, а верхняя – столь же условно - с разделом между верхним, гранитно-метаморфическим и средним, диоритовым слоем (рис. 2). На рисунке видно, что по мере приближения к оси Курильского желоба все выделенные зоны повышенной мутности закономерно воздымаются, а граница, сопоставляемая с кровлей базитового слоя, поднявшись почти до поверхности морского дна, прослеживается далее вполне уверенно под чехлом осадков как кровля консолидированной океанической коры. Глубина залегания этой границы постепенно меняется от 16÷18 км под Восточно-Шумшинской террасой до 8÷10 км под желобом. Все вышележащие слои коры с приближением к оси желоба утоняются и выклиниваются. Таким образом, профиль показывает переход толстой многослойной коры континентального типа, наблюдаемой под островной дугой, в тонкую двухслойную кору океанического типа под абиссальной равниной. На относительно коротком отрезке профиля, где этот переход наиболее резок (под Восточно-Шумшинской террасой и глубоководных желобом) данная граница отличается неровным волнообразным рельефом, образуя поднятия и депрессии амплитудой 1,5÷2,0 км и шагом между экстремумами 7÷9 км.

Наклонное залегание этой коровой границы, приуроченность неровностей её рельефа к зоне сочленения апикальной части островного склона со склоном желоба, а также наличие признаков дихотомирования границы на участках, где она образует депрессии, позволяет говорить

о значительном вкладе тектонической расслоенности в формирование наблюдаемой волновой картины. В таком случае неровности рельефа рассматриваемой коровой границы можно связать с явлениями детачмента по серии наклонных регмагенных границ, рассекающих нижний слой земной коры.

Поверхность М на всем протяжении профиля отражается полосой повышенной мутности и полого воздымается в направлении от островной дуги к океану. С учетом вышесказанного глубинная структура Курильского желоба и его ближайших окрестностей разделяется на три отрезка. Западный представлен структурами Парамуширского островного склона, консолидированная кора которого имеет мощность 30-32 км и состоит из полного набора слоёв, свойственных континентальному типу. Осадочный слой достигает толщины 5 км, верхний слой консолидированной коры имеет мощность около 15 км, а на долю нижнего слоя приходится 10-12 км. Общей тенденцией перечисленных слоёв выступает постепенное сокращение их мощности с приближением к глубоководному желобу.

Центральный отрезок профиля составляет собственно глубоководный желоб, кора которого фактически однослойная представлена базальтовым слоем, перекрытым маломощным (около 100 м) чехлом плиоцен-четвертичных отложений. Третьим фрагментом является окраина абиссальной равнины северо-западной части Тихого океана с типично океаническим типом земной коры, возраст которой увеличивается по мере удаления от оси желоба.

Итак, общей чертой всех перечисленных составных частей структуры глубоководного желоба является доминирующий геодинамический режим растяжения, который выражается в морфологии грабенов и отсутствии признаков коллизионного смятия осадочных отложений. Глубинная структура желоба, детально исследованная в смежном районе [2], также не содержит прямых свидетельств сжимающих напряжений. При отсутствии прямых признаков субдукционных процессов остается заключить, что закономерная приуроченность эпицентров землетрясений к плоскости, именуемой зоной Вадати-Заварицкого-Беньофа, обусловлена не погружением океанической литосферной плиты под континентальную, а встречным движением – всплытием пластичного субстрата нижней коры и верхней мантии из-под вышележащих, сравнительно жестких слоев коры островной дуги. В пользу этого вывода говорит относительная молодость глубоководного желоба, о чем можно судить по наличию признаков сальтационного сноса терригенного материала в абиссальную равнину Тихого океана с западного направления, транзитом минуя современную структуру желоба. Аналогичный вывод был сделан ранее на основании анализа состава глинистых минералов неогеновой осадочной толщи возвышенности Обручева и одновозрастной осадочной толщи Командорской котловины Берингова моря [1]. Эти авторы отметили, что снос кластитов с Азиатского континента был бы невозможен, если в то время существовали бы седиментационные ловушки в виде Курило-Камчатского и Алеутского желобов и если возвышенность была бы в то время удалена от континента примерно на 800 км, как это следует из построений, основанных на допущении механизма субдукции в зоне Курило-Камчатского желоба со скоростью 7,5 см/год.

Литература

1. *Васильев В.И., Путинцев В.К., Удинцев Г.Б.* Геологическое строение Северо-западной части Тихого океана и проблема субдукции // Проблемы расширения и пульсации земли М.: Наука. 1984. с. 141 – 149.
2. *Санина И.А., Низкоус И.В., Гонтовая Л.И., Кисслинг Э.* Структура Камчатской зоны субдукции по результатам сейсмической томографии // Доклады АН, 2005, том 404, 3 5, с. 678 – 683.
3. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Развитие Земли М.Изд-во МГУ.2002. – 560 с.

4. Исследования литосферы в работах петербургских геофизиков (развитие идей академика Г.А. Гамбурцева) // Под редакцией Н.А. Караева, М.Л. Вербы, А.Д. Павленкина и Г.Я. Рабиновича. С-Пб: ВИРГ-Рудгеофизика – ВНИИОкеангеология, 2003, 224 с

ОЦЕНКА ОПАСНОСТИ ЭКСПЛУАТАЦИИ ТРАНСМАГИСТРАЛЬНЫХ ГАЗОПРОВОДОВ ПО ИМПУЛЬСНОЙ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЙ ЭМИССИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Саломатин В.Н.

Национальная академия природоохранного и курортного строительства, г. Симферополь, (maksota @ mail.ru)

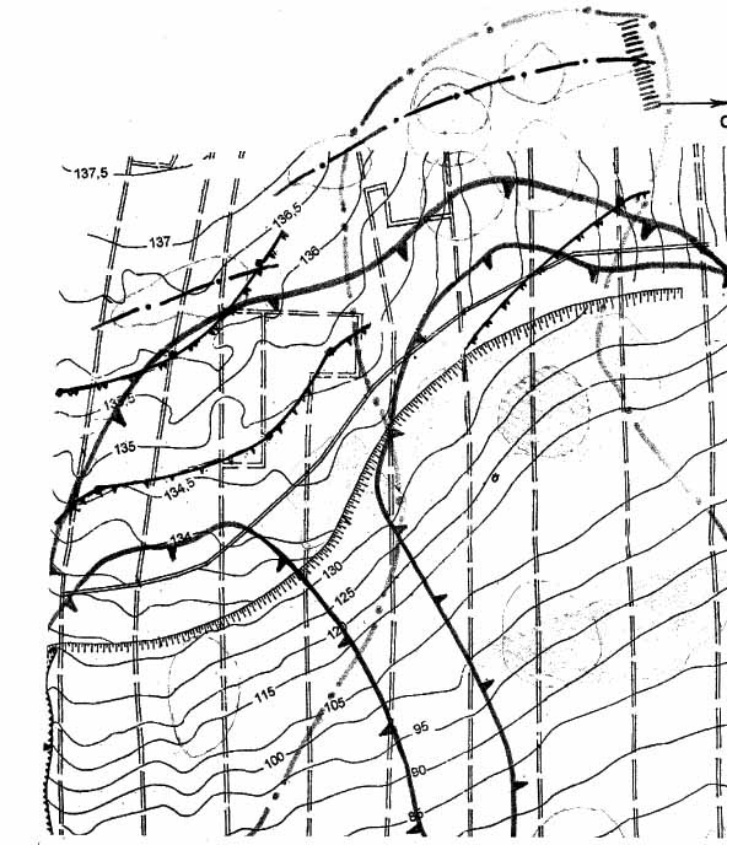
Основным элементом газотранспортной системы являются магистральные и распределительные газопроводы, имеющие огромную протяженность в разных регионах России и Украины. Пересекая различные климатические пояса и формы рельефа, геодинамически активные зоны, трубопроводы подвергаются механическим и химическим воздействиям, деформациям и разрывам. В последнее десятилетие участились случаи разрывов магистральных газопроводов, что создает чрезвычайно опасную ситуацию для жизни людей, нарушает стабильную поставку газа потребителям и угрожает экологической безопасности. Причиной этому является, с одной стороны, физический износ трубопроводов, с другой стороны активное проявление современных экзогенных геологических процессов – оползней, карста, суффозии, просадок и т.д. В местах пересечений активных тектонических нарушений, особенно первого и второго порядка, трубопроводы подвергаются агрессивному химическому воздействию эманирующих газов, подземных вод, грунтов, а также механическим перемещениям, изгибам, кручению[3].

В инфраструктуре топливно-энергетического комплекса Украины особую роль играет система газоснабжения. Через территорию Украины проходят более 35000 км магистральных и распределительных газопроводов, из них 2000 км требуют капитального ремонта. С каждым годом увеличивается опасность возможных разрывов газопроводных ниток что может привести к крупным катастрофам. Имеющиеся в настоящее время разработки методические и аппаратурные, а также накопленный за многие годы опыт исследований в разных регионах Украины и России позволяют предложить решение этой важной государственной проблемы. Она, безусловно, касается не только газопроводов, но и других трубопроводов, подземных хранилищ газа (ПХГ), компрессорных станций (КС), каналов, тел плотин и прочих ответственных сооружений.

Нитки газопроводов пересекают, нередко, оползневые и оползнеопасные склоны. Оползни тяготеют часто к зонам динамического влияния разрывных нарушений и являются результатом перераспределения напряжений в породном массиве. Напряжения передаются конструктивным элементам и трубам. Оценка напряженно-деформированного состояния (НДС) пород является одним из важнейших вопросов при прогнозировании устойчивости склонов и трубопроводов. Импульсная электромагнитная эмиссия, возникающая на самых ранних стадиях изменения напряженного состояния минералов-диэлектриков и содержащих их горных пород в условиях естественного залегания является прогностическим критерием развития микро-макродеформаций, нарушения сплошности массива и его подвижек [1,2,4].

Исследования, проводимые в течение ряда лет на участке КС в Голятине и на территории Богородчанского ПХГ Ивано-Франковской области, при реконструкции газопроводов « Моздок – Тбилиси, ДУ -700» и «Северный Кавказ – Закавказье, ДУ – 1200», на территории Ставропольского ПХГ и правом оползневом склоне р. Камы, где проходят 9 ниток газопроводов Ямбург-Помары-Ужгород (Ужгородский коридор) в районе

г. Сарапул и в других регионах выявили сложную структуру полей напряжений, динамику опасных геологических процессов.



Условные обозначения:

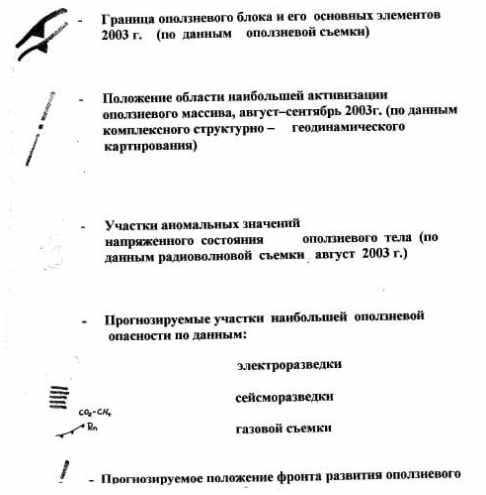
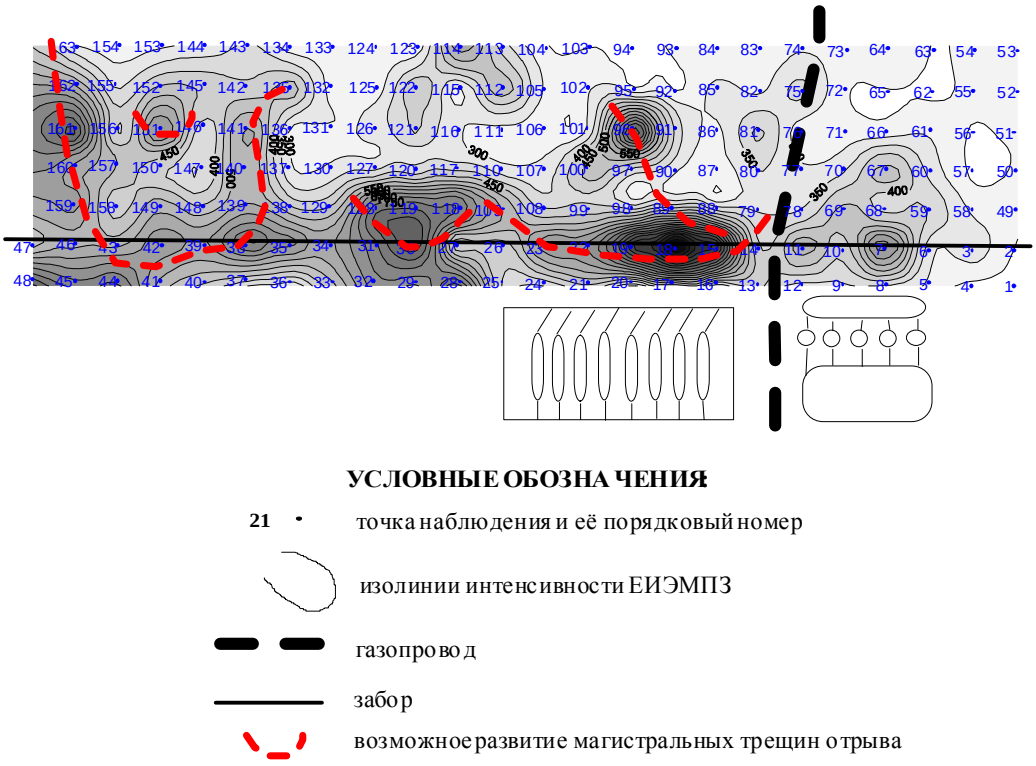


Рис. 1 Карта оползневой опасности на правом берегу р. Кама

Карта-схема интенсивности ЕИЭМПЗ



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

21 • точка наблюдения и её порядковый номер

изолинии интенсивности ЕИЭМПЗ

газопровод

забор

возможное развитие магистральных трещин отрыва

2

Рис. 2 Карта-схема интенсивности ЕИЭМПЗ на участке Голятин в Ивано-Франковской области

По материалам комплексных исследований, проведенных на многих объектах Газпрома в разных регионах Украины и России, можно сделать вывод, что наибольшую опасность для газотранспортных систем представляют гравитационные процессы. Они, в свою очередь, являются результатом перераспределения напряжений в массиве горных пород. Перераспределение напряжений связано с разными факторами, как эндогенными (неотектонические движения, землетрясения, ротационные движения Земли), так и экзогенными (оползни, эрозия, суффозия и др.). Определяющими, при этом, являются геолого-гидрогеологические условия и рельеф. Исследование физических полей с помощью геофизических методов- старых традиционных и новых, сравнительно недавно разработанных и признанных, модифицированных дает возможность на качественно новом уровне решать задачи по прогнозу природно-техногенных (экологических) катастроф.

Учитывая специфические особенности трансмагистральных газопроводов и других подобных сооружений (огромная протяженность, пересечение разных геодинамических активных зон, орогидрографические условия и т.д.), предлагаются следующие рекомендации:

Работы необходимо проводить поэтапно.

ПЕРВЫЙ ЭТАП- трасса газопровода разбивается на отдельные региональные отрезки, по которым изучаются фондовые материалы об инженерно-геологических изысканиях, опубликованные материалы по геологии, тектонике, геоморфологии. На данном этапе следует просмотреть и продешифрировать аэрофотоснимки вдоль трасс. Особенно полезную информацию дают разновременные снимки одной и той же территории, т.к. на них четко прослеживается динамика экзогенных геологических процессов.

ВТОРОЙ ЭТАП - рекогносцировочное обследование участков со сложными инженерно-

геологическими условиями, выявление опасных геологических процессов и масштабов их проявлений, описание состояния трубы. Желательно эти работы проводить совместно с линейными наблюдателями-обходчиками.

Одновременно анализируются условия для постановки того или иного геофизического метода. Это важный момент, т.к. природные условия, наличие техносферных помех могут препятствовать применению какого-либо метода. Получаемые результаты могут быть недостоверными, что исказит их интерпретацию. Особое внимание следует уделять таким процессам и явлениям, как оползни, обвалы, сели, эрозия, суффозия, карст, просадочность [5].

ТРЕТИЙ ЭТАП– комплексные повторные исследования на опасном для газопровода участке. Сначала проводится морфометрическая съемка, картируются на топооснове м-ба 1:500-1:1000 трещины, пустоты и другие морфоэлементы, разбиваются профили, точки наблюдений для разных методов в соответствии с их методическими требованиями. Повторные исследования характеризуют активность процессов, а по наблюдаемым изменениям оконтуриваются границы их возможного дальнейшего развития Интенсивность электромагнитной эмиссии по количеству поступающих сигналов в единицу времени является надежным критерием изенения НДС.

Результирующим документом является карта опасности, на которой показываются современные активные процессы и явления и места потенциально возможных их проявлений (рис.1,2).

На этом этапе в заданных точках бурятся наблюдательные скважины, в которых устанавливаются антенны-датчики для регистрации на разных глубинах, например, импульсного электромагнитного излучения, глубинные реперы или поверхностные марки-маяки для фиксации смещений, уровнемеры для воды и т.д. Все регистрируемые параметры с помощью современных технических средств могут обрабатываться и передаваться на центральный пункт приема и окончательной обработки данных. По существу это и есть аппаратурно-методический комплекс (АМК) пространственного и временного прогноза развития опасного процесса.

Литература

1. Воробьев А.А. О возможности электрических разрядов в недрах Земли. Изв. Ан СССР, геол. и геоф., 1970, №12, 3-14с.
2. Воробьев А.А. Прямое преобразование механической энергии в электрическую на основе дефектной структуры твердого тела Ч II. Деп.ВИНИ Томск, 1976. 158с.
3. Рудько Г.И., Саломатин В.Н. Оперативный контроль состояния магистральных трубопроводов в Карпатах бесконтактными методами. В сб. материалов научно-практическая конференция «Экологические проблемы и перспективы развития магистральных трубопроводов». Ужгород, 1997г. с. 55-58.
4. Саломатин В.Н., А.А.Воробьев Постановка метода изучения естественного импульсного электромагнитного поля при искусственной активизации оползневого процесса. Разведочная геофизика: теория, метод. результаты. Киев, 1984, с.120-127.
5. Трофимов В.Т., Зилинг А.Г. Экологическая геология. М., ЗАО «Геоинформмарк», 2002г. 415с.

КОМЛЕКСНОЕ РЕШЕНИЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ С ПОМОЩЬЮ МЕТОДА ЕИЭМПЗ НА ВОДОХРАНИЛИЩЕБЕНИНАР В ИСПАНИИ

Саломатин В.Н.

Национальная академия природоохранного и курортного строительства, г. Симферополь, (maksota @ mail.ru)

Метод естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ), основан на явлении генерирования электромагнитных импульсов минералами-диэлектриками и содержащими их горными породами в переменном поле механических напряжений. Теоретические и практические основы его были заложены в 50—70 –х годах прошлого столетия профессором из Томска А.А.Воробьевым и руководимой им школой[1]. Метод ЕИЭМПЗ был включен в СНИП б. Союза (справочное приложение 1.02.07-87). В настоящее время в Украине он включен в ДБН А.2.1-1-2008 (официальное издание) и применяется по шести различным направлениям:

- -инженерной геологии;
- -горном деле;
- -поисковой и разведочной геологии;
- -структурной геологии;
- -в строительном деле;
- -при медико-биологических исследованиях.

Наибольшее применение метод получил при решении инженерно-геологических задач и, в частности, на гидротехнических объектах. Емкость современных водохранилищ достигает десятков и сотен миллионов кубических метров. На территории СНГ эксплуатируется в настоящее время более 1000 крупных водохранилищ общей емкостью около 830 млрд.м^3. Высота многих плотин достигает 300 и более метров. Возведение таких плотин - сложная инженерная задача, требующая получения полных и надежных сведений об инженерно-геологических условиях участка строительства с прогнозированием опасных геологических процессов, которые могут возникнуть при эксплуатации плотин.

По свидетельству президента испанской фирмы TIHGSA Carlos M. Ordones Peres в Испании насчитывается 1000 крупных плотин из железобетона и естественных материалов. Располагаясь в сложных инженерно-геологических условиях многие из них требуют постоянного контроля за состоянием тел плотин, склонов водохранилищ, конструктивных элементов.

В 2009г по договору с фирмой были проведены исследования на плотине и склонах водохранилища Бенинар в провинции Альмерии. Водохранилище и плотина находятся на южном склоне горного массива Сьерра Невада Иберийской Кордильеры. В геологическом строении принимают участие пермь-триасовые мраморовидные известняки, конгломераты и филлиты. Филлиты листоватые, чешуйчатые с обилием мусковита и серицита использовались при сооружении плотины как противофильтрационный материал, напорное укрепление сложено известняками и намывными четвертичными отложениями. В обнажениях отчетливо видна тектоническая раздробленность отложений, ожелезненность и обохрренность по трещинам известняков и мраморов

Плотина работает с 1988г, его объем составляет 70 кубических гектометров. Необходимо было решить следующие задачи:

- оценка напряженно-деформированного состояния (НДС) тела плотины и зон примыканий;
- оценка НДС оползневого правого склона;

- оценка напряженного состояния подземных галерей;
- зондирование скважин;
- обнаружение возможных утечек в теле плотины и на дне водохранилища.

Благодаря оперативности метода все задачи были решены в сравнительно короткий, месячный срок.

Первоначально было проведено рекогносцировочное обследование участка, выбраны нуль-пункты и произведена разбивка и привязка профилей. При измерении ЕИЭМПЗ применялся хорошо известный в геофизике способ многоотсчетного профилирования. Профили располагались по гребню и бермам, а также вдоль склона. Точки измерений ЕИЭМПЗ размещались на профилях на расстоянии 5 м друг от друга. Для измерений импульсов ЕИЭМПЗ использовался прибор типа «Адонис-32М», опытная серия которого выпущена в 2001 г. в НАПКС. Прибор является новой модификацией, имеет объем памяти 32 Кб, подключается к компьютеру для последующей обработки данных. Предшествующая модификация прибора «Адонис-32» прошла аттестационные испытания в 2000г на полигонах Великобритании. На каждой точке наблюдений производилась серия отсчетов из 7 значений. Параметры регистрации (время дискретизации, диапазон чувствительности, направленность антенны) во время всей работы на конкретном участке оставались одинаковыми. Направленность антенны определялась на нуль-пункте путем круговой развертки вне активных помех [4]..После обработки материалов были построены графики интенсивности ЕИЭМПЗ по профилям. Всего на плотине исследования проводились по 9 профилям. При более высокой чувствительности прибора позднее были проведены повторные исследования вдоль гребня и в областях примыканий. Точки регистрации ЕИЭМПЗ размещались, при этом, через 10м.

Аномалии выделялись по превышению значений интенсивности поля относительно фоновых, а по разработанной в 1987г. классификации оценивалось напряженно-деформированное состояние пород в массиве [3]. Подобная оценка является косвенной, но достаточно информативной. Исходя из особенностей механизмов генерирования электромагнитных импульсов, проводится интерпретация полученных результатов.

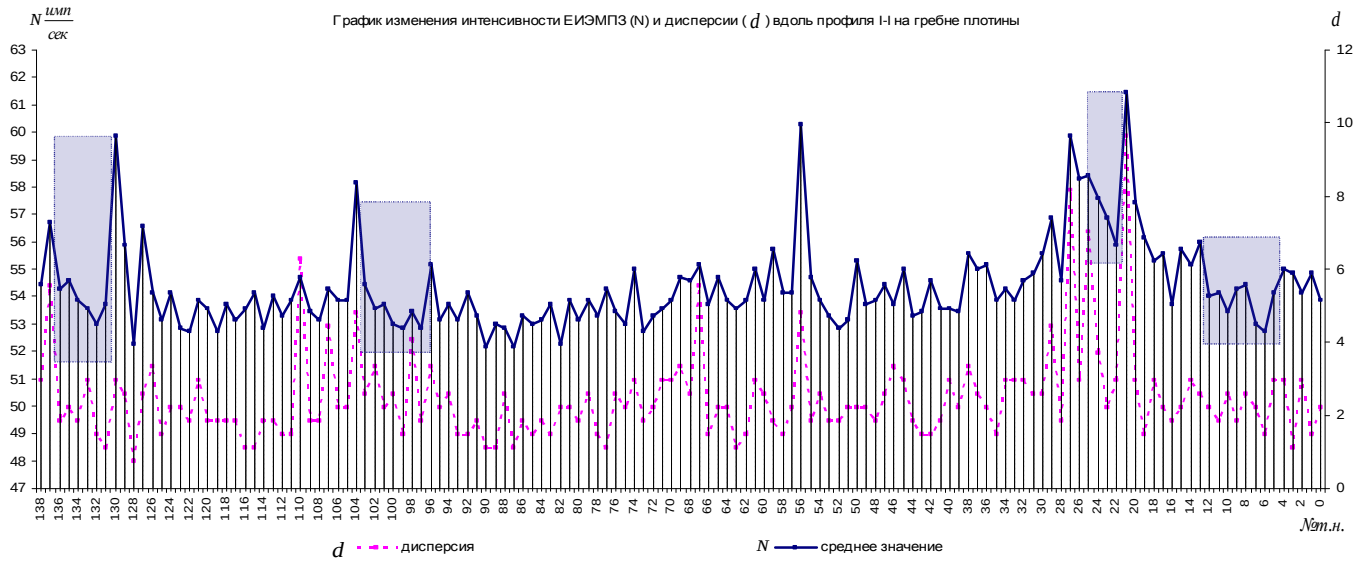


Рис. 1 График изменения интенсивности ЕИЭМПЗ вдоль гребня плотины.

На плотине наблюдается дифференцированный характер электромагнитного импульсного излучения (Рис1). Глубина залегания центра вертикально намагниченной сферы определяется по формуле - $x = 2x_э = 2 \times 20 = 40м$. Она соответствует глубине залегания основного возмущающего очага электромагнитного импульсного поля.

Бермы в верхнем бьефе имеют сходный дифференцированный характер, но более контрастный при приближении к воде. Чередование положительных и отрицательных аномалий связано с наличием напряженных и с релаксированными напряжениями участков. Последние приурочены к трещиноватым, высокопроницаемым зонам, по которым происходит фильтрация воды. Плотина выполнена филлитами, способными к быстрому выветриванию и образованию тонкочешуйчатого материала. При взаимодействии с водой они образуют суглиноподобный или супесчаный материал, чередующийся с крупными глыбами. Все это создает большую неоднородность в строении плотины, формирование сложных полей напряжений. На напряженное состояние плотины оказыают влияние и набросные глыбы известняков разных размеров, тектоническое и гидродинамическое поля напряжений.

На нижнем бьефе плотины напряженность увеличивается снизу вверх. Характерно, что на самой высокой берме увеличивается разброс значений ЕИЭМПЗ. В средней части плотины напряженность заметно увеличивается.

При повторном исследовании в зонах примыканий и на гребне подтвердилась ранее установленная закономерность в распределении напряжений. Наиболее напряженной является правосторонняя зона. Вероятно, это связано с наличием здесь сбросных сооружений. Склон вдоль сбросного лотка находится в устойчивом и нормальном поле напряжений, соответствующим фоновым значениям. Менее напряженной является левосторонняя зона и примыкающий ступенчатый склон. Гребень характеризуется изменчивым полем напряжений, сменой аномально напряженных зон и зон с релаксированными напряжениями.

Анализируя наиболее напряженные участки, приходим к выводу, что тело плотины находится на момент исследований в ненапряженном состоянии. В основном напряжения носят релаксированный характер, изобилуют трещиноватыми зонами, способными при полном заполнении водохранилища к фильтрации воды.

В зонах примыканий породный массив и конструкции плотины находятся в слабонапряженном или умеренно напряженном состоянии.

На оползневом склоне наблюдается сложная очаговая структура поля напряжений. Оползневыми очагами поражены дороги, подпорные стены, здания и сооружения. Ниже существующей автодороги на склоне развиты открытые зияющие трещины до 0,5м шириной и достаточно большой глубины. В оползневое смещение вовлечены блоки известняков, щебенисто-суглинистых отложений, конгломератов. Стенки срыва достигают высоты 7-10м. По деформациям можно предположить о регрессивном характере оползневого процесса. Его активность увеличивается при заполнении и сработке водохранилища. В это время происходит подъем уровня грунтовых вод, увеличивается гидродинамическое поле напряжений, ослабевают прочностные связи пород.

В акватории водохранилища были выявлены зоны повышенной фильтрации, очевидно, связанные с трещиноватыми мраморовидными известняками.Зондирование осуществлялось с помощью герметичного специального электромагнитного зонда Результаты коррелировались с инклинометрическими наблюдениями.

Ряд высоконапряженных зон были выявлены при исследовании галерей. В таких зонах возможны деформации,

связанные с проявлениями горного давления.

Литература

1. Воробьев А.А. О возможности электрических разрядов в недрах Земли. Геология и геофизика. 1970, № 12. С 3-13.
2. Саломатин В.Н., Васильев И.Н., Мастов Ш.Р. Опыт регистрации естественного импульсного электромагнитного поля при обследовании Ялтинского гидротонеля. Инж. Геол.,№5, 1989. С. 93-98
3. Саломатин В.Н Закономерности геологических процессов и явлений, их связь с импульсной электромагнитной эмиссией. Докторская диссер., Симферополь, 1987. 412с.
4. Саломатин В. Н., Мастов Ш. Р., Защинский Л. А. Методические рекомендации по изучению напряженного состояния пород методом регистрации естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ). КИПКС, Симферополь, 1991, 88 с.

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ОПАСНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПОДЗЕМНЫХ ГОРНЫХ ВЫРАБОТКАХ РАЗНОГО НАЗНАЧЕНИЯ

Саломатин В.Н.

Национальная академия природоохранного и курортного строительства, г. Симферополь, (maksota @ mail.ru)

Структура любого твердого тела является несовершенной. Особенно это касается естественных природных соединений-минералов и горных пород, представленных в подавляющем большинстве диэлектриками, содержащими всевозможные примеси, заряженные дислокации, поры и прочие дефекты. Внешний источник энергии и поглощение её вызывают возбуждение структуры. Она выходит из равновесного состояния, а избыток энергии может излучаться. Переход структуры из одного состояния в другое происходит при различных преобразованиях, среди которых особый интерес представляют механоэлектрические. В переменном поле механических напряжений происходит возбуждение кристаллической решетки. Минеральный скелет в полускальных и скальных породах первым начинает участвовать в механоэлектрических преобразованиях. В глинистых породах, кроме раскалывания и деформации частиц минерального скелета, в формировании импульсных электромагнитных полей принимают участие и двойные электрические слои (ДЭС). Интенсивная фильтрация жидкости в капиллярах, порах и других полостях также сопровождается поляризацией и возникновением ЕИЭМПЗ. Физическая сущность явлений, формирующих импульсные поля весьма разнообразна. Это и сухое трение, адгезионные и когезионные явления, пиропьезоэффекты при фазовых переходах. Импульсные электромагнитные поля, окружающие человека, имеют и техногенную природу. Особенно сильно они распространяются от всевозможных искрящих устройств и радиостанций, работающих на этих же частотах, что и природные естественные поля.

Современные представления о природе импульсных электромагнитных явлений были разработаны профессором А.А. Воробьевым в 50-70гг. прошлого столетия [1]. Им было введено в петрофизике понятие естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ), хотя оно упоминалось ранее А.П. Краевым [4]. Естественное импульсное электромагнитное поле Земли создается источниками, располагающимися непосредственно в литосфере и доступно наблюдению на удалениях от них, от первых десятков метров до сотен километров. Источниками ЕИЭМПЗ являются массивы горных пород, в которых под действием механических напряжений разнообразного происхождения происходят необратимые деформации зерен минералов-диэлектриков или капилляров, заполненных электролитом (природной влагой). А.А. Воробьев рассматривал два типа механизмов возмущения электрического состояния геологической среды в источнике: либо её электрическую поляризацию (возникновение избыточного дипольного момента), либо электризацию (появление избыточного заряда).

Поскольку в природных диэлектриках избыточный электрический заряд одного знака индуцирует возникновение заряда другого знака, избыточный дипольный момент возникает всегда, и состояние поляризации является общим свойством источника ЕИЭМПЗ.

Поляризация является главным электрическим свойством диэлектриков. Возникновение электрических дипольных моментов в кристаллах-диэлектриках обусловлено смещением в разных направлениях положительных и отрицательных ионов кристаллической структуры. Во многих случаях

поляризация кристаллических веществ сохраняется без дополнительного влияния внешних полей, т.е. они являются электретами. В спокойных условиях электрет на поверхности нейтрализуется за счет притягивания противоположных по знаку зарядов. В случае быстрой смены поляризации под действием теплового или механического полей электрет не успевает нейтрализоваться и будет обладать на какой-то определенный момент времени стационарным полем. Таким образом, при определенных условиях в твердых диэлектриках могут накапливаться объемные заряды, которые способствуют появлению локальных электромагнитных полей.

Поскольку в природных диэлектриках избыточный электрический заряд одного знака индуцирует возникновение заряда другого знака, избыточный дипольный момент возникает всегда и состояние поляризации является общим характерным свойством источника электромагнитной энергии. Интенсивность её зависит от энергии кристаллической решетки твердого тела и степени её возбуждения тем или иным полем. Отсюда можно оценивать величину преобразования одного вида энергии, например, механической в энергию электрического или электромагнитного поля в дефектной структуре твердого тела.

Механоэлектрические преобразования, происходят в твердой фазе пород и на границе её с жидкостями. Все это является источником импульсного электромагнитного излучения (ЭМИ) и формирующимся естественным импульсным электромагнитным полем Земли. Исходя из основных положений механоэлектрических преобразований в горных породах, вытекают предпосылки для возможного локального прогнозирования геодинамических процессов. Глубокое понимание взаимосвязанных явлений невозможно без рассмотрения теории трещинообразования в горных породах, как в твердых телах. Процесс трещинообразования, приводящий к разрушению горных пород и в целом всего массива, может рассматриваться на основе принципов кинетической теории прочности, сформулированных С.Н. Журковым и др.[3]

В силовом поле в породах в результате механического внешнего воздействия происходит ускоренное движение элементарных частиц. Оно вызывает электрические, электродинамические и магнитные силы, выводящие из условия равновесия. Нарушение устойчивого равновесия в электростатистической системе зарядов создает поле. По Я.И. Френкелю, помимо кристалла в существующем двойном электрическом слое, суммарные концентрации дефектов, несущих разноименные заряды, могут быть неодинаковыми. Для соблюдения электронейтральности кристалла эти концентрации компенсируются зарядом противоположного знака в соседней фазе.

С увеличением механического нагружения естественно возрастает движение атомов, молекул и напряженность поля. Неразрывно вопросы электрической теории кристаллических решеток связаны с прочностью твердых тел.

Геологическая среда благодаря развитию в ней механоэлектрических процессов и явлений является мощным источником электромагнитных возмущений, Особенно ярко это проявляется и используется при исследовании подземных горных выработок. На протяжении многих лет метод успешно применялся в Ялтинском гидротоннеле, пассажирских шахтолифтоподъемниках и штольнях в Ялте, Кореизе, Жуковке, Инкермане, тоннелях Севастополя. Полученный положительный опыт нашел затем применение во всех тоннелях трассы БАМ, в выработках разного назначения на руднике «Таштагольский», известного проявлениями горного давления в виде мощных горных ударов, стреляниями и сдвижениями. Во всех исследованиях непосредственное участие принимал автор [6].

При повторных измерениях в Ялтинском гидротоннеле позднее была

установлена трансформация напряжений, особенно со стороны южного портала, что связано с неотектоническими движениями, землетрясениями и другими геодинамическими явлениями. На основе анализа общих закономерностей в распределении напряжений в массиве горных пород и интенсивности импульсной электромагнитной эмиссии вдоль оси тоннеля нами выделяются четыре зоны.

Анализ полученных результатов показывает, что деформация тоннеля во многих местах связана с проявлениями горного давления, которое определяется, в основном, тектоническими нарушениями. Тектоническая расчлененность горного сооружения хорошо согласуется с графиком средних значений ЕИЭМПЗ.

В трещиноватых зонах, вдоль линий сместителей в результате разгрузки напряжений наблюдается снижение интенсивности электромагнитной импульсной эмиссии. На участках, прилегающих к сместителю - повышение дисперсии напряженности. Как выяснилось на многих экспериментах и при наблюдениях в других выработках, это связано с процессами накопления и релаксации напряжений в таких зонах. Тектонические элементы характеризуются максимумами средних значений интенсивности поля, а ширина экстремумов, чаще всего, соизмерима с их размерами .Импульсное электромагнитное поле, его интенсивность зависит, прежде всего, от масштабов нарушения, степени его активности, от состава и свойств пород. В сильно трещиноватых породах скорость счета импульсов ощутимо снижается. Отдельные крупные макротрещины отбиваются минимумами на графике средних значений интенсивности поля.

В гидротоннеле неоднократно отмечались интенсивные деформации. Раскрытие трещин в бетонной обделке стен достигает 25-30мм и больше, обрушение свода, на локальных участках протяженностью до 40м происходит пучение почвы и взламывание бетонного лотка. После неоднократного ремонта деформации возобновляются, что подтверждает активность происходящих в массиве процессов изменения напряженно-деформированного состояния. Деформации приурочены к тектоническим дизъюнктивным нарушениям. Потери воды по таким нарушениям превышают во много раз количество воды, поступающей за счет водопритоков.

Шахтные стволы Н.Капитальный, Сибиряк глубиной свыше 800м на Таштагольском руднике, лифтоподъемники на южном берегу Крыма глубиной до 100м за годы эксплуатации стали испытывать деформации направляющих, обделки. Исследования носили специфический характер (круговая развертка через 1-5м) и позволили выявить главные причины деформаций: аномальное проявление горизонтальных напряжений, действие гидродинамических сил. На сложную пространственную структуру поля напряжений, в которых построены шахтные лифтоподъемники в Крыму, накладывают отпечаток древние временно стабильные и современные активные оползни.

Литература

1. Воробьев А.А. О возможности электрических разрядов в недрах Земли. Изв. Ан СССР, геол. и геоф., 1970, №12, 3-14с.
2. Воробьев А.А. Прямое преобразование механической энергии в электрическую на основе дефектной структуры твердого тела Ч II. Деп.ВИНИ Томск, 1976. 158с.
3. Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А. и др. О прогнозировании разрушения горных пород. Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1977, № 6, с.11-18.
4. Краев А.П. Основы геоэлектрики. Л., Недра, 1965, 587с.
5. Саломатин В.Н., А.А.Воробьев Постановка метода изучения естественного импульсного электромагнитного поля при искусственной активизации оползневого процесса. Разведочная геофизика: теория, метод. результаты. Киев, 1984, с.120-127.
6. Саломатин В.Н., Мастов Ш.Р, Защинский Л.А. и др. Методические рекомендации по изучению напряженного состояния пород методом регистрации естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ). КИПКС, Союз НИО Крыма, Симферополь, 1991. 88с.

ТАЙМЫР В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ: ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Самыгин С. Г.

Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия
(la_sadovskaya@mail.ru)

В Центральной зоне Таймырского позднегерцинского складчатого пояса широко распространены докембрийские образования. Среди них присутствуют в разной степени метаморфизованные блоки континентальной коры, комплексы островной дуги, строматолитового рифа и задугового бассейна, на которых резко несогласно залегают неизмененные осадки позднего венда – среднего палеозоя. Соотношения между древними толщами лучше всего сохранились на северо-востоке Центрально-Таймырской зоны, где значительная часть территории имеет допоздневендскую покровную структуру.

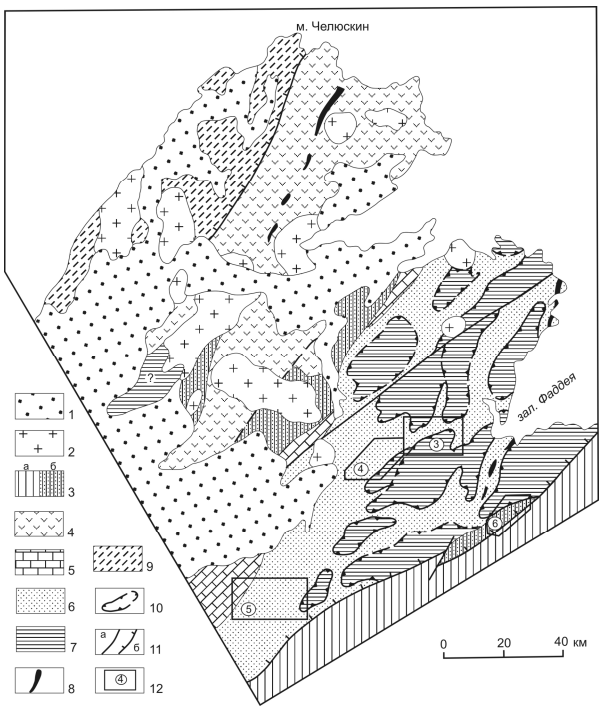


Рис. 1. Тектоническая схема Северо-Восточного Таймыра.
1 – чехол J-KZ; *2* – гранитоиды PZ_3; *3* – неоавтохтонный комплекс, сложенный осадками O-D (*а*) и V_2-D_2 (*б*); *4-8* – доV_2 комплексы Центрально-Таймырской зоны: *4* – островодужный, *5* – рифовой гряды, *6* – задугового бассейна, *7* – Фаддеевского массива, *8* – офиолиты в основании островодужного и задугового комплексов; *9* – флишоиды R_3-$Є_3$ Северо-Таймырской зоны; *10* – границы вендских покровов; *11* – основные разломы PZ_3(*а*), в том числе надвиги (*б*); *12* – контуры рисунков 3-5.

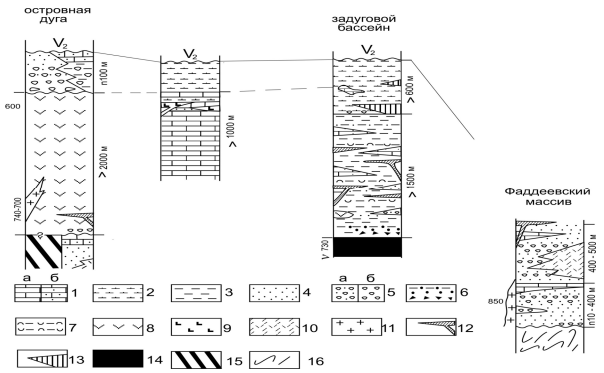


Рис. 2. Допоздневендские комплексы Центрально-Таймырской зоны.
1 – карбонатные породы (а), в том числе обломочные (б); 2 – пестроцветные сланцы; 3 – углеродисто-глинистые сланцы; 4 – песчаники; 5 – гравелиты (а), конгломераты (б); 6 – эдафогенные конглобрекчии, песчаники, алевролиты; 7 – туфогенно-кремнистые осадки; 8-10 – вулканиты: 8 – дифференцир. островодужные, 9 – субщелочные основные, 10 – кислые; 11 – граниты; 12 – силлы и дайки диабазов; 13 – олистоплаки; 14 – офиолиты; 15 – аккреционная призма; 16 – кристаллиникум.

Континентальные блоки являются фрагментами Фаддеевского массива. Они имеют различные размеры и форму и повсеместно тектонические границы (рис. 1). Их слагают высокометаморфизованные и гранитизированные породы фундамента мезо- или палеопротерозойского возраста и сохранившиеся местами карбонатно-терригенные отложения чехла, которые стали накапливаться с позднего рифея в наземных и мелководных условиях. Несколько позже появилась ассоциация надсубдукционных кислых вулканитов и гранитов, последние датированы 850 Ма [1] (рис. 2). В конце позднего рифея на краю Фаддеевского массива и на фронтальной аккреционной призме (с пластинами офиолитов) заложилась островная дуга, которая была магматически активна с интервала 740-700 до 600 Ма [1, 3]. Дуга с внутренней

стороны сопровождалась карбонатной рифовой грядой со строматолитами R_3[2], прорванной субщелочными породами. В тылу островной дуги возник окраинный бассейн, изолировавший ее от Фаддеевского массива. Задуговой бассейн был выполнен двумя толщами (см. рис. 2), содержащими акритархи R_3-V. Нижняя толща – черносланцевая – надстраивает редуцированный разрез офиолитов с возрастом габбро 730 Ма и состоит из углеродисто-глинистых сланцев с подчиненным количеством кремнистых осадков, карбонатных турбидитов, вулканокластики, кварцитообломочного и аркозового материала; встречаются небольшие ареалы вулканитов островодужного типа. К этой толще приурочен протяженный пояс силлов и даек основного состава. Вышележащая толща – пестросланцевая – сложена более мелководными осадками, которые накапливались в однообразной обстановке, лишенной магматических проявлений. Преобладают рассланцованные ленточно-слоистые аргиллиты, алевролиты и тонкозернисые песчаники, часто известковистые. К подошве толщи тяготеют оползневые грубообломочные горизонты и пачки, а также продукты их размыва. Эти образования изначально находились на Фаддеевском массиве, составляя его чехол. На западе верхняя часть пестроцветной толщи налегает на доломиты рифовой гряды и вмещает их крупные олистолиты.

Блоки Фаддеевского массива представляют собой смятые тектонические пластины, находящиеся в аллохтонном залегании на толщах задугового бассейна. Границы пластин под разными углами срезают элементы их внутренней структуры. Вдоль границ наблюдаются сильный катаклаз, милонитизация и низкотемпературный диафторез. Вблизи контактов с чернослацевыми отложениями последние хаотически разбиты многочисленными зонами рассланцевания и милонитизации на небольшие клинья с редкими фрагментами складок; в них местами вмяты кристаллические породы массива (рис. 3).

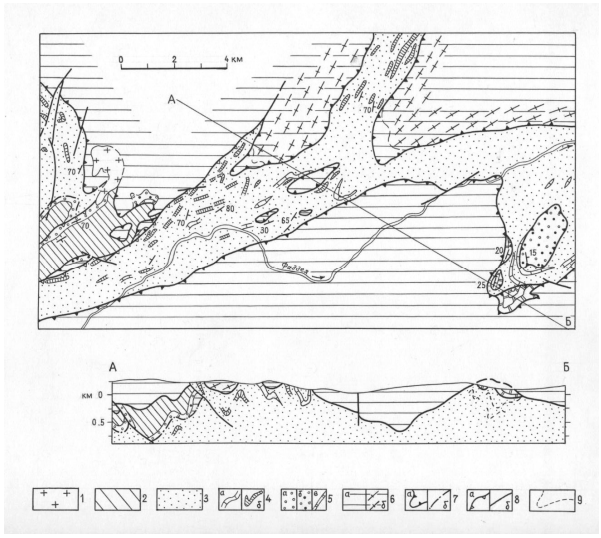


Рис. 3. Геологическая схема среднего течения р. Фаддея.
1 – гранитоиды PZ_3; *2-4* – комплекс задугового бассейна: *2* – пестросланцевая, *3* – чернослацевая толщи, *4* – калькаренитыы (*а*), силлы метадиабазов (*б*); *5*, *6* – Фаддеевский массив: *5* – породы чехла in situ и в аллохтонном залегании грубообломочные(*а*), песчаники, реже гравелиты (*б*), карбонаты (*в*), *6* – кристаллический комплекс (*а*) с гранито-гнейсами (*б*); *7* – подошва тектонических покровов (*а*) и олистоплаков (*б*); *8* – надвиги и взбросы (*а*), прочие разломы (*б*).

На осадках верхней пестросланцевой толщи часто залегают клиппы и пластины кристаллиникума, иногда с базальной частью его карбонатно-терригенного чехла. Более верхние горизонты этого чехла были отслоены и в виде протяженного олистоплака сползли в смежный глубоководный бассейн, предваряя накопление пестросланцевой толщи. Олистоплак маркирует сдвоенную по надвигу синклиналь, запрокинутую к северо-западу (рис. 3). Он имеет резкую подошву и достигает мощности 250-280 м. Внизу это разногалечные, вплоть до валунных, конгломераты с хорошо окатанными обломками метапсаммитовых кварцитов, часто в сочетании с хуже окатанными карбонатами, гранитоидами и кристалл. сланцами. Цементом служат разнозернистые кварцевые и кварц-плагиоклазовые арениты. Ближе к основанию встречаются маломощные потоки гематитизированных кислых лав. Конгломераты выше сменяются

кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом, а затем доломитами, содержащими зерна кварца. Завершается разрез олистоплака известняками, которые согласно перекрываются пестроцвет. филлитами. О чужеродности пород олистоплака свидетельствует их предельно мелководный характер в отличие от подстилающих и перекрывающих осадков. Кроме того, только в разрезе олистоплака находятся красноцветные кислые лавы, которые изливались в субаэральных условиях и нигде не известны среди бассейновых фаций.

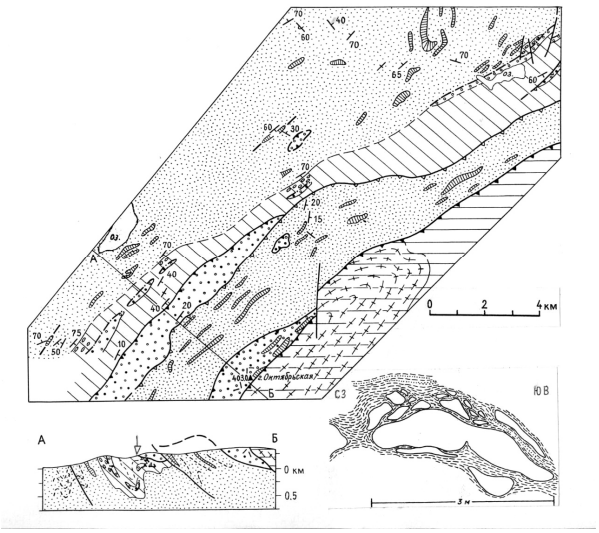


Рис. 4. Геологическая схема района оз. Трех Сестер и оз. Бутылка.
Условные обозначения см. на рис. 3. Стрелкой на профиле показано место зарисовки.

Отмеченная синклиналь протягивается далеко на юго-запад (рис. 4). Юго-восточное крыло складки там частично перекрыто тектоническим покровом, сложенным кварцитовид. песчаниками, гравелитами и порфироидами по кислым туфам. Все эти породы составляли часть чехла Фаддеевского массива. Возле подошвы покрова местами обнажается олистостромовый горизонт, возникший при обрушении фронтальной части сползавшего в бассейн покрова. Горизонт состоит из разнообразных глыб и мѐньших обломков светлосерых грубозернистых кварцитовидных аренитов, которые погружены в темную алеврито-глинистую массу со слойками мелко-среднезернистых кварцевых песчаников (зарисовка на рис. 4). Ниже среди зеленых филлитов с прослоями темных калькаренитов, относящихся к пестросланцевой толще, распространены оползневые складки с замками, обращенными на запад. Вдоль северо-западного крыла синклинали среди филлитов на одном стратиграфическом уровне прослеживается серия подводно-оползневых горизонтов, очень близких по составу к покровной пластине, надвинутой на юго-восточное крыло, от которой они отделились несколько раньше. Ниже серии олистоплаков обнажается базальная пачка пестросланцевой толщи. Отличительный ее признак – хорошо окатанная галька и валуны уплощенной формы различных метапсаммитовых кварцитов, реже гранитов, погруженных в сланцевый матрикс. Внизу матрикс обильный, вверху, где сосредоточены наиболее крупные валуны, матрикса мало. Мощность этой пачки микститов и степень ее насыщенности обломками уменьшаются в юго-западном направлении. Появление базальной пачки было вызвано перемывом и продольным разносом по бассейну грубообломочного материала, слагающего северо-восточнее крупный олистоплак, который был отслоен от чехла Фаддеевского массива.

На правобережье р. Ленинградская недалеко от крайне юго-западного тектонического останца кристаллиникума ситуация в целом повторяется (рис. 5). Наиболее крупная пластина-отторженец его бывшего чехла залегает в основании пестросланцевой толщи. Состав и строение этой пластины идентичны олистоплаку на левом берегу р. Фаддея (см. рис. 3). Тут внизу пластины среди кварцитовидных песчаников распространены мелко-среднегалечные конгломераты с разно окатанными обломками метапсаммитовых кварцитов, кислых вулканитов, различных карбонатов, иногда амфиболитов. Ближе к подошве встречаются развалы субвулканических плагиофиров. Вверх по разрезу размер обломочного материала постепенно уменьшается, появляются мелкозернистые вулканомиктовые песчаники кислого состава, которые

перекрываются пестро окрашенными филлитами с тонкими прослоями алевролитов. Выше среди филлитовой толщи в северной части района залегают менее мощные и протяженные олистоплаки обломочных кварцитовидных пород, которые по сравнению с разрезом главной пластины ранее залегали ближе к основанию континентального чехла. На западе находился источник иных экзотических для филлитового разреза включений – крупная рифовая постройка строматолитовых доломитов позднего рифея. Доломитовые олистолиты залегают в виде вытянутых и изометричных тел сложной формы. Они раздроблены на блоки разного размера, слоистость внутри которых не совпадает с их контурами. Это обвальные образования строматолитового рифа, служившего западным бортом задугового бассейна.

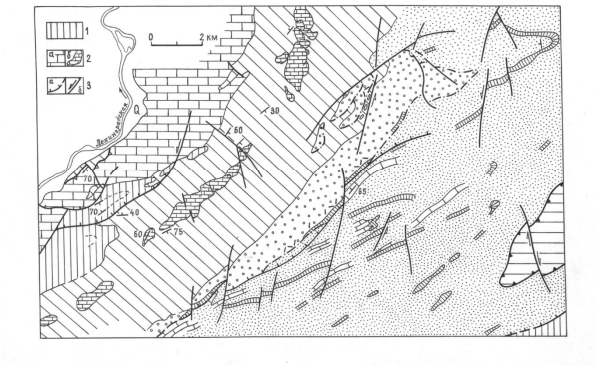


Рис. 5. Геологическая схема правобережья р. Ленинградская.
1 – нижнепалеозойские отложения; 2 – доломиты верхнего рифея (а) и их олистолиты (б); 3 – позднепалеозойские взбросы и надвиги (а), сдвиги (б). Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

Первоначальные соотношения чехла с фундаментом Фаддеевского массива сохранились в единичных случаях. Нередко породы фундамента располагаются структурно выше, будучи надвинуты на отслоившиеся и сползшие в окраинный бассейн фрагменты своего чехла. Так, в тектоническом полуокне на правобережье среднего течения р. Фаддея (рис. 3) амфиболиты и кристаллические сланцы перекрывают пачку доломитов, полого залегающую на черных кварцево-слюдистых алевритовых сланцах с горизонтами калькаренитов. Рядом среди этой толщи находится также останец метапсаммитовых кварцитов и биотит-хлорит-альбитовых сланцев. Останец сложен породами, которые относятся к основанию чехольного комплекса, тогда как пачка доломитов составляла вышележащую его часть. Показательным примером является район горы Урванцева (рис. 6). Здесь вблизи основного поля развития палеозойских отложений картируется слабо нарушенная линейная антиклиналь. Ее ядро имеет синформное строение: сравнительно маломощная пачка сливных с очень скудным цементом грубообломочных осадков аркозового и полимиктового состава (обломки и зерна кварцитов, амфиболитов, сланцев, редко гранофиров), вверху сменяющихся карбонатами, подстилает комплекс кристаллических сланцев и гнейсовидных гранитов. Вдоль контакта подстилающие породы сильно рассланцованы, карбонаты перемяты и мраморизованы. Вывод один: в ядре антиклинали гранитизированные и неоднократно измененные породы залегают на венчавшем их ранее карбонатно-терригенном чехле.

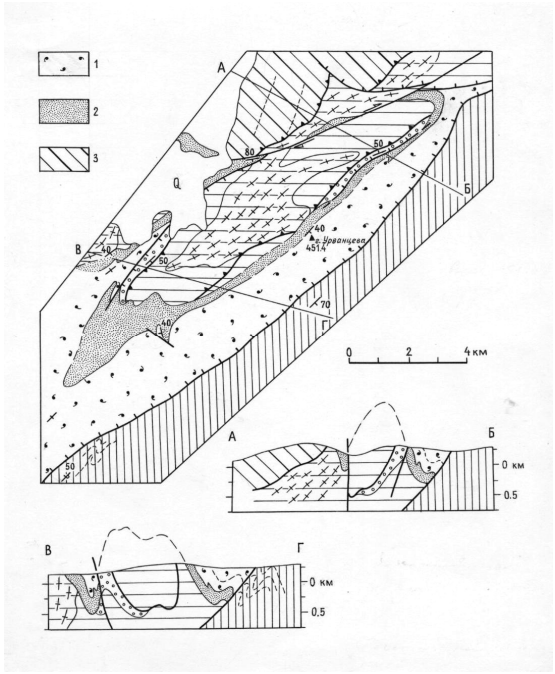


Рис. 6. Геологическая схема района горы Урванцева
1, 2 – отложения V_2: *1* – глинисто-алевритовые сланцы с прослоями карбонатов, *2* – доломиты и известняки; *3* – амфиболиты кристаллиникума. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

Крылья антиклинали сложены верхневендскими доломитами и известняками, которые выше и частично по латерали замещаются глинисто-тонкотерригенными сланцами с маломощными прослоями известняков. Эта толща с базальными известковистыми гравелитами, местами валунниками и фосфатными брекчиями «запечатала» в качестве неоавтохтона смятую в синформу шарьяжную структуру, определив верхний предел времени ее возникновения.

Надвигание кристаллических масс на соседний бассейн происходило в современных координатах с востока на запад. Оно началось после отложения черносланцевой толщи и максимального углубления задугового бассейна. Выдвижение пластин сопровождалось их дроблением, обрушением и вдавливанием мелких блоков кристаллиникума в уже консолидированную толщу прибортовых участков бассейна, которые при этом интенсивно дислоцировались. Следом полого залегавший чехол расслаивался на ряд пластин, которые сползали с наклонившихся крупных блоков в область продолжавшейся седиментации. В ходе оползания эти пластины частично разрушались, в результате устойчивые к разрушению породы разносились по бассейну подводными потоками.

Интенсивное поступление больших объемов продуктов оползания и размыва со стороны надвигавшихся масс привело к сокращению и обмелению окраинного бассейна. В его осевой части, которая сместилась ближе к западному борту, черносланцевый разрез сменился пестросланцевым с многочисленными отторженцами континентального чехла и обильным обломочным материалом, образовавшимся при их разрушении. Фрагменты кристаллиникума были шарьированы на отчленившиеся пластины своего чехла, а наиболее продвинутые покровы надвинулись на осевую зону, маркируемую пестросланцевой толщей, и далее на более западную часть бассейна (см. рис. 1, 3). Это привело в середине венда к полному закрытию окраинного бассейна. В процессе закрытия породы внизу окраинноморского разреза были протрудированы серпентинитами и метаморфизованы. По данным [1], базальты офиолитового основания около 600 млн. лет назад были превращены в гранатовые амфиболиты.

Вероятная причина рассмотренного тектонического процесса – уменьшение со временем угла наклона зоны субдукции, над которой в конце позднего рифея – начале венда развивалась островная дуга. Выполаживание субдукционной зоны привело к прекращению расширения задугового бассейна и к постепенному отмиранию этой зоны. На исходе действия механизма субдукции сильно возросли силы трения, особенно в основании Фаддеевского континентального массива, оказавшегося над конечным отрезком полого падавшей зоны. Это вызвало интенсивное сжатие кристаллического фундамента, его утолщение с сокращением поперечных размеров и относительно быстрый подъем. Поднятие Фаддеевского массива сопровождалось наклоном многих блоков и эпизодическим соскальзыванием с них в задуговой бассейн фрагментов мелководного чехольного комплекса. Усиление тектонического сжатия привело к надвиганию кристаллических масс на смежный бассейн, прекращению там осадконакопления и к приповерхностным деформациям. Более глубокие горизонты были динамически метаморфизованы. Завершающая фаза байкальского тектогенеза охватила всю территорию Центрально-Таймырской зоны. Байкалиды примкнули к Сибирскому кратону, образовав новую его окраину, на которой с позднего венда стали формироваться осадочные склоновые комплексы.

Литература

1. *Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. С.202.
2. *Мальцев Ю.М., Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю.* Стратиграфия и палеонтология верхнедокембрийских

отложений Таймыра // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982. С.79-105.

3. *Pease V., Persson S.* Neoproterozoic island arc magmatism of northern Taimyr // Proceedings of the Fourth International Conference on Arctic Margins. Anchorage, 2006, pp.31-49.

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ В СТРОЕНИИ КАРБОНАТНЫХ (КАЛЕЙДОВЫХ) ФОРМАЦИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОГО КОНТИНЕНТА

Сандула А. Н.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия (sandula@geo.komisc.ru)

На северо-восточном ограничении Европейской платформы в палеозойских отложениях Елецкой структурно-формационной зоны [5], по А. И.Елисееву [6, 7], с раннего ордовика до ранней перми прослеживаются три трансгрессивно-регрессивных цикла, фиксирующих колебательные движения пассивной континентальной окраины: ордовикско-раннедевонский, среднедевонско-турнейский и визейско-раннеартинский. В каждом из этих циклов происходит закономерная смена формаций (семейств формаций), образующих последовательный вертикальный ряд:

— терригенная олигомиктовая (фалаховая);

— карбонатная или терригенно-карбонатная открытого шельфа (платамовая);

— карбонатная депрессионно-мелководная закрытого шельфа (калейдовая).

Наиболее сложное геологическое строение и, соответственно, историю образования имеют карбонатные формации из семейства калейдовых: силурийско-раннедевонская, среднефранско-турнейская и верхневизейско-нижнеартинская. В качестве внутриформационных образований они могут включать в себя рифогенные, депрессионные, мелководно-шельфовые и разнофациальные грубообломочные карбонатные отложения [6, 7]. Причем перечисленные выше калейдовые формации отличаются друг от друга мощностью, строением, а также интенсивностью формирования органогенных сооружений и толщ грубообломочных карбонатных псефитолитов. Что отражает неоднозначность палеогеографического и палеогеодинамического развития седиментационнного бассейна во время их образования.

Так, например, от одного тектоно-седиментационного цикла к другому наблюдается изменение мощности и экологической принадлежности органогенных образований в составе калейдовых формаций [1]. Они распространены только на западном склоне Северного и Приполярного Урала, в то время как простые органогенные постройки имеют более широкое развитие. В составе среднефранско-турнейской калейдовой формации меняется характер органогенных образований, и сами они более распространены на территории Предуральского краевого прогиба. Среди них преобладают карбонатные банки с биогермами и микробиальными холмами, мощность которых колеблется от 70 до 600 м. В основании формации отмечается микробиально-водорослевый риф, имеющий отчетливую связь с верхними слоями подстилающей средне-верхневизейской карбонатно-терригенной (платамовой) формации. Причем наибольшую мощность (до 300 м) они имеют в восточной градации на Северном и Приполярном Урале, а в западных разрезах распространены небольшие биогермы и холмы филлоидно-водорослевые, палеоаплизиновые и мшанковые.

Ярким примером развития карбонатных псефитолитов в калейдовых формациях являются известняковые брекчии в отложениях верхневизейско-нижнеартинского возраста. Они имеют широкое распространение по всему Печорскому Уралу (от р. Уньи на юге до р. Инты на севере). Возраст этих образований охватывает значительный стратиграфический диапазон — серпуховский, башкирский и часть московского яруса. А мощность толщи с брекчиями достигает порой 300 м. Специальные исследования [9] показывают, что данные известняковые брекчии можно

подразделить на две группы: седиментационных и постседиментационных брекчий. К седиментационному типу брекчий относится большая часть известняковых брекчий карбона Печорского Урала, морфологически выраженных в виде пластовых и маломощных массивных образований. Среди которых выделяются околорифовые, обвальные, донные, прибрежно-морские разхности. В группе постседиментационных брекчий выделены тектонические брекчии с реликтами седиментационных брекчий, собственно тектонические брекчии и брекчии растворения (карстовые) [9]. Первые из них образуют мощные толщи, сложенные грубообломочным и крайне несортированным материалом. Их механизм образования заключается в тектонической переработке толщ известняков с пластами осадочных брекчий [9]. Собственно тектонические брекчии морфологически выделяются как внутрипластовые. К брекчиям растворения мы условно относим часть внутрипластовых разностей, залегающие в виде участков среди трещиноватых пятнисто-доломитизированных известняков в разрезах серпуховского яруса нижнего карбона на гряде Чернышева.

В более ранних силурийско-раннедевонской и среднефранско-турнейской калейдовых формациях северо-восточного ограничения Европейской платформы карбонатные псефитолиты менее распространены и приурочены лишь к определенным горизонтам и территориям. В силурийско-раннедевонской формации механизмы и способы образования обломочных карбонатов весьма разнообразны. Основными их образующими факторами являются штормовые процессы, дебритные потоки на континентальном склоне и в подводных каньонах, волновая абразия на рифовых отмелях субаэральное осушение в тыловой части рифов и лагун, [1, 2], оползни и обвалы, связанные с формированием Печоро-Колвинской системы внутри плитного рифтинга в верхне ордовикское время [3].

Среди генетических типов обломочных карбонатных пород среднефранско-турнейской формации выделяются брекчии осыпей и обвалов, образованные вокруг островных поднятий среди открытого мелководного моря, известняковые конгломераты волно-прибойной зоны, известняковые гравелиты и песчаники, связанные с зонами мелководья на морских отмелях или в приостровных областях [6].

Причем независимо от возраста они проявляются в одних и тех же разрезах. Так в силурийско-среднедевонской калейдовой формации брекчии развиты в разрезах рек Фомаю, Харута, М. Адак, Уса (д. Адак), Изрузьшор, Изъяю, в бассейне верхнего течения рек Косью и Кожим [4]. Карбонатные брекчии среднефранско-турнейской калейдовой формации встречаются в виде редких пропластков или линз среди известняков в разрезах рек Пымвашор, Б. Сыня, Б. Саръюга, Кымбажъю, Изъяю, Вангыр, Косью, Кожим, Б. Паток, Щугер, Подчерье, М. Печора, Унья [6]. А в верхнеевизейско-нижнеартинской — Нелыняшор, Исакъю, Фомаю, Харута, Уса (Адак), Заостренная, Шаръю, Бол. Саръюга, Еджидъю, Кымбажъю, Войпемданъю, Изъяю, Гердкыртаель, Вангыр, Бол. Надота, Бол. Инта (ср. течение), Кожим, Косью, Щугер (Нижние, Средние ворота и Верхние ворота), М. Паток, Подчерье, Илыч, Бол. Шайтановка, Мал. Печора, Унья [9].

Анализ распространения обломочных карбонатов и органогенный образований калейдовых формаций выявляет ряд закономерностей. Приуроченность брекчий к одним и тем же разрезам свидетельствует, по всей видимости, о неоднородности фундамента палеозойского карбонатного шельфа на северо-востоке Европейского континента, что обуславливало расположение мелководных и депрессионных зон и, таким образом, распределение условий формирования обломочных пород. Две из трех рассмотренных выше формаций (силурийско-раннедевонская и верхневизейско-нижнеартинская) отличаются повышенным содержанием

карбонатных псефитолитов, а также наличием в своем строении их наиболее грубообломочных разностей (мегабрекчий). В строении верхнеашгильско-нижнеэмской калейдовой формации распространены экологически наиболее развитые и наиболее мощные палеозойские рифы. Для верхневизейско-нижнеартинской формация характерны преимущественно микробиально-строматолитовые холмы, а в отложениях верхней части верхневизейско-нижнеартинской формации распространены преимущественно филлоидно-водорослевые и скелетные холмы.

Проявление условий формирования такого рода образований не несет никаких противоречий с регрессивно-трансгрессивным механизмом образования формационного ряда Елецкой структурно-формационной зоны, предложенного А. И. Елисеевым [6]. Однако существовали факторы, влиявшие не только на время и место их образования, но и на их интенсивность. Объяснение этого факта можно найти при рассмотрении тектонической истории северо-востока Европейского континента [10, 8]. Как можно заметить, что на протяжении палеозоя на этой территории геологическая история обусловлена эволюцией Уральского палеоокеана. В частности, если в раннем палеозое преобладали процессы растяжения, наиболее ярким примером проявления которых является формирование Печоро-колвинского авлакогена [8], то в визейско—ранне пермское время — процессы сжатия, послужившие причиной формирования уральской складчатости [11]. По всей видимости, растяжения способствовали развитию наиболее мощных и экологически развитых органогенных образований, а процессы сжатия наоборот препятствовали этому, при чем формирование органогенный образований заканчивалось на стадии скелетных холмов. В тоже время, разрядка напряженности, возникшей в результате сопряжения двух тектонически различных процессов (вертикальных движений карбонатного шельфа и тангенсальных перемещений континента), приводила к интенсивным блоковым подвижкам и формированию различного типа обломочных известняков [3, 9].

Исследования проводились в рамках программы ОНЗ-I РАН «Онтогенез осадочных бассейнов и формирование месторождений горючих ископаемых европейского севера России», № 09-Т-5-1028.

Литература

1. *Антошкина А. И.* Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303с.
2. *Антошкина А. И.* Типизация нижнепалеозойских обломочных карбонатов севера Урала. Мат-лы 5—го Всерос. литолог. совещ. Екатеринбург, 14—16 октября 2008 г. Том. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 25—27.
3. *Антошкина А. И.* Генезис верхнеордовикских карбонатных брекчий гряды Чернышева // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, декабрь, 2009, № 12. С. 9 13.
4. *Антошкина А. И., Першина А. И.* Оползневые брекчии нижнего силура Приполярного Урала. // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР. Ежегодник-1972. Институт геологии Коми филиала АН СССР. Сыктывкар, 1973. С. 16—20.
5. *Войновский-Кригер К. Г.* Два комплекса палеозоя на ззападном склоне Полярного Урала. // Сов. геология, №6, 1945, с. 27—44.
6. *Елисеев А. И.* Формации зон ограничения северо-востока европейской платформы (поздний девон и карбон). Л: НАУКА, 1978. 203 с.
7. *Елисеев А. И.* Семейства формаций северо-восточной пассивной окраины Европейского континента в палеозое. // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и перспективы: Материалы XII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 1999. С. 101—103.
8. *Малышев Н. А.* Тектоника, эволюлдия и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 270 с.
9. *Сандула А. Н.* Известняковые брекчии в каменноугольных отложениях Печорского Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 143 с.
10. *Тимонин Н. И.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург, 1998. 240 с.
11. *Юдин В. В.*

ЛИТОЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПАКЕРОРТСКО-КУНДАСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОРДОВИК) СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Сащенко А.В., Зайцев А.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(avsashchenko@rambler.ru)

Рассматриваемый район расположен на южном склоне Балтийского щита, где породы фундамента перекрыты чехлом, включающим в себя отложения верхнего венда – нижнего девона. Ордовикский комплекс трансгрессивно залегает на отложениях кембрийского возраста. Нижний ордовик сложен терригенными, а средний и верхний – карбонатными и глинисто-карбонатными отложениями. На крайнем северо-западе своего развития ордовикские отложения залегают на дневной поверхности, образуя так называемое "ордовикское" плато [1], узкой полосой протягивающееся вдоль южного берега Ладожского озера, Финского залива и до островной Эстонии. На побережье Финского залива и Ладожского озера это плато в рельефе образует крутой обрыв (Балтийско-Ладожский глинт). В обрыве глинта и каньонах рек, прорезающих "силурийское плато", и расположены основные выходы ордовика. В приглинтовой области отложения ордовика перекрыты маломощными четвертичными (преимущественно моренными) образованиями, на юго-западе Эстонии и в Южной Прибалтике они согласно надстраиваются нижним силуром. В остальных случаях на них с несогласием залегают терригенные породы среднего девона. Изученные разрезы охватывают стратиграфический интервал пакерортского – кундаского горизонтов (нижний-средний ордовик) и расположены на крайнем востоке Ладожского глинта (бассейны р.р. Волхов и Сясь). Ниже приводится краткая литологическая характеристика и особенности формирования изученных отложений.

Пакерортский горизонт. Отложения пакерортского горизонта сложены преимущественно мелкозернистыми кварцевыми песками с обломками и целыми створками фосфатных беззамковых брахиопод и маломощными прослоями глин, как правило подчеркивающими косую сигмоидальную или перекрестную слоистость.

Отложения раннепакерортского времени (ладожская свита) представлены хорошо сортированными (So=1,1) мелкозернистыми кварцевыми песками. Преобладающая мелкозернистая фракция (0,25–0,1 мм) составляет 96,8% породы. В составе песков фиксируется литокласты, кристаллокласты и биокласты. Литокласты сложены осадочными породами (кварцитопесчаники, песчаники и алевриты), в их состав нередко входит глауконит, а цементом является глинистое вещество. Кристаллокласты (кроме кварца) представлены биотитом и глауконитизированным хлоритом. Биокласты образованы корродированными обломками фосфатных брахиопод. С уменьшением фракции от крупнозернистой до мелкозернистой количество неокатанных зерен уменьшается от 42 до 15%. Это может быть связанно с дроблением материала в процессе переноса. Тяжелая фракция представлена циркон-коллофан-апатитовой ассоциацией, присутствие минералов с низким удельным весом (от 2,5 до 4,8) позволяет говорить об их длительном нахождении в бассейне седиментации. Все зерна хорошо или очень хорошо окатаны. Хорошая окатанность высокоустойчивого циркона может свидетельствовать о его поступлении в бассейн путем размыва более древних осадочных пород, а его исходным источником являлись метаморфические, либо из магматические породы Балтийского щита. Пески ладожской свиты накапливались в мелководно-морской обстановке, при активном воздействии

течений или приливов (что подтверждается коэффициентом асимметрии, Sk=1,1). Последние по всей видимости также поставляли с разрушаемых аккумулятивных форм рельефа (брахиоподовые банки) биокластовый материал. Приливно-отливной характер этих отложений также подтверждается наличием перекрестной косой слоистости [4]. Основным источником материала служили более древние осадочные отложения венда и раннего кембрия.

Отложения позднепакерортского времени (тосненская свита) довольно схожи с таковыми ладожской свиты. Они представлены хорошо сортированными (So=1,2) мелко-среднезернистыми песками. В их составе преобладают литокласты и биокласты, кристаллокласты практически отсутствуют. Литокласты представлены преимущественно песчаниками и кварцитопесчаниками, реже известняками. Количество неокатанных зерен максимально (98%) в крупнозернистой фракции (1–0,5 мм), значительно уменьшаясь (до 25%) в среднезернистой и вновь увеличиваясь в мелкозернистой фракции до 45%. Это может свидетельствовать о дроблении более крупных зерен до мелкопесчаной размерности в процессе их транспортировки. В составе тяжелой фракции можно выделить две ассоциации минералов: 1) характерную для осадочных пород – коллофан, сфен, рутил; 2) свойственную метаморфическим породам – циркон-ильменитовую. Зерна как правило плохо окатаны. Отложения тосненской свиты формировались в морской обстановке, в зоне приливно-отливного воздействия, что подтверждается коэффициентом асимметрии (Sk=0,6). Вероятно этому времени соответствует некоторое углубление бассейна, в связи с чем происходит приближение источника сноса, происходит поступление более грубого материала и его быстрое захоронение. Фосфатные биокласты брахиопод представлены практически полностью измельченными фрагментами, находки относительно целых створок редки. Их источником могли являться нижележащие отложения ладожской свиты, подвергавшиеся частичному перемыву.

Биллингенский горизонт. Отложения биллингенского времени представлены глауконититами. Для этого этапа характерны обстановки замедленной седиментации, с незначительным привносом слюдистого материала и кварца алевро-пелитовой размерности. Поступление карбонатного материала было незначительно и, скорее всего, имело инситный характер. Существенную роль играла механическая и биомеханическая эрозия осадка, что косвенно подтверждается групповым составом биокластов (иглокожие и остракоды). Эти отложения формировались на месте, с незначительным перемещением осадка, вымыванием легких компонентов и обогащением тяжелыми, такими, как глауконит [6]. Этот процесс происходил в мелководных условиях прибрежных отмелей внутреннего рампа.

Начало трансгрессивного этапа с карбонатным осадконакоплением на рампе соответствовало наименьшим значениям скорости седиментации в целом (биллингенское и волховское время), поэтому и суммарные гиатусы этих интервалов наибольшие. Следует отметить, что биота, существовавшая в то время в изучаемом бассейне, вообще не отличалась высокой продукцией $CaCO_3$, поэтому он постоянно испытывал дефицит карбонатного материала.

Волховский горизонт. Характерная черта нижней части волховского горизонта – наличие огромного числа поверхностей зрелого твердого дна (ТД), поскольку его породы формировались в условиях мелководья, на уровне базиса волнового воздействия, но при большом удалении от источников сноса терригенного материала. Моменты накопления осадка чередовались с остановками седиментации, причем последние явно преобладали. Возникновение ТД инициировалось биотурбацией карбонатного материала, приводившей к его дегазации и быстрой цементации. Несомненно, что на скорости этого процесса сказывалось влияние

приливно-отливных течений. Затем следовал период длительной экспозиции ТД, сопровождавшийся его разрушением (растворением, био- и механической эрозией). Далее начиналась новая фаза седиментации: ТД засыпалось рыхлым осадком, а на образовавшемся геохимическом барьере, совпадавшем с поверхностью ТД, происходил рост пирита, глауконитаили фосфатов [3].

Наиболее грубозернистым разностям пород вероятно соответствовали условия понижения уровня моря. Хорошая сортировка биокластов, а также практически полное отсутствие илистой компоненты может говорить о неоднократном перемыве осадка, после чего он подвергался длительной экспозиции, во время которой происходил рост крупных "лапчатых" зерен глауконита. Вероятно, этой экспозиции сопутствовала хорошая аэрация придонных вод, за счет чего происходило частичное растворение тонкого карбонатного материала и, в последующем, при повышении уровня моря выпадение его из поровых и придонных вод, с формированием спаритового цемента. В качестве исходного растворимого материала могли служить зеленые водоросли, обладавшие существенно магнезиальным составом скелета. В верхней части пачки "дикари" следует отметить некоторую перестройку состава биокластов, более характерную для мягких грунтов (остракоды и тилобиты). Этот интервал иллюстрирует эпизод падения уровня моря, с приостановкой седиментации и развитием многофазных ТД средней степени зрелости, на фоне вновь начавшейся медленной трансгрессии.

Для средневолховского времени характерны более глубоководные условия. Смена режима седиментации документируется сменой типов перерывов в разрезе: количество зрелых ТД заметно уменьшается, происходит их смена на обстановки мягкого дна (МД).

На рубеже средневолховского и поздневолховского времени происходит некоторое углубление, что подтверждается инситным составом фауны, представленным преимущественно иглокожими и остракодами. Этому этапу соответствует незначительное углубление, когда наряду с аутигенной биокластикой, составляющей большую часть, присутствует и аллотигенная компонента. Эти условия характерны и для начала поздневолховского времени, лишь на рубеже волховского и кундаского этапа сменяясь более мелководными обстановками, характерными также для основания волховского горизонта.

В целом, обстановки формирования пород волховского интервала довольно однообразны, на всем протяжении глинта им соответствуют ограниченно-морские условия, в верхней части сменяясь открыто-морскими. На северо-западе Эстонии этому интервалу соответствуют приливно-отливные обстановки.

Кундаский горизонт. Началу кундаского времени соответствует (отложения силлаоруской свиты) тракт низкого стояния кундаской секвенции [2]. Низкое стояния моря сопровождалось длительной субаквальной экспозицией осадка, выраженной в виде региональной поверхности зрелого ТД и, сопровождалось деградацией терригенного глинистого материала, высвобождением Fe^{3+} и его последующей локализацией в виде гетит-гидрогетитовых микроконкреций.

Подобная обстановка повторяется в середине кундаского времени (синявинское время), но имеет меньшее распространение на площади, а микроконкреции распространены только до центральной части Ладожского глинта.

Основание обуховской свиты представлено эхинодерматовым вакстоуном, иллюстрирующим условия стабилизации бассейна, после продолжительного падения уровня моря в силлаоруское время, в которое в бассейне существовали специфические геохимические и гидродинамические условия. Примерно к этому уровню приурочена смена экотипов иглокожих. Формы, приращавшие к твердым субстратам, характерные для волховского горизонта, в основании кундаского

горизонта сменяются мелкими прирастающими формами, по всей видимости прикреплявшимися к мелким твердым объектам, таким, как раковины брахиопод и т.д. Вверх по разрезу они в свою очередь сменяются формами, существовавшими на мягких грунтах [5]. Этот факт позволяет предполагать инситное происхождение биокластового материала. В пользу такого предположения также свидетельствует малое количество шламового материала и ассоциация с остракодами и трилобитами, также предпочитавшими мягкие грунты.

Средняя часть обуховской свиты слагается эхинодерматово-трилобитовыми вакстоунами, характеризующими спокойные, относительно глубоководные условия на стадии развивающейся медленной трансгрессии моря.

Вверх по разрезу количество свободного железа уменьшается, геохимическая обстановка в бассейне стабилизируется и основание симанковской свиты представляет собой нормальные пелагические обстановки седиментации привносом преимущественно глинистого вещества и немногочисленным инситным биокластовым материалом, представленным биокластами иглокожих, остракод, реже брахиопод.

Этот стратиграфический интервал не предполагает разнообразия обстановок седиментации. На протяжении практически всего разреза не происходит существенной смены ориктоценозов, что свидетельствует о стабильности и однообразности условий седиментации.

В отдельных интервалах кундаского горизонта макроостатки наутилоидей образуют значительные скопления. Как правило, эти уровни довольно значительно доломитизированы (позднедиагенетическая доломитизация) и представлены плотными кавернозными известняками с маломощными подчиненными прослоями глин, нередко со стяжениями сульфидов, реже приурочены к глинистым интервалам разреза. Наличие двух фаз доломитизации (ранне- и позднедиагенетической) и присутствие сульфидных образований позволяет предположить их образование в условиях слабой водной циркуляции и возможно обстановки частичной стагнации. Скелетные образования других групп организмов, таких как мшанки, брахиоподы, трилобиты, обладавших кальцитовым скелетом на этих уровнях сохраняются значительно лучше, хотя и подвержены частичному растворению и коррозии поверхности.

Формирование этих отложений происходило в более глубоководных условиях, преимущественно в обстановках среднего рампа в области Ладожского глинта. В средней части Северо-Эстонского глинта они сменяются на открыто-морские условия внутреннего рампа, а на северо-западе им соответствуют ограниченно-морские обстановки.

Заключение. С начала пакерортского времени в палеобалтийском бассейне наступает трансгрессивная эпоха. Формирование этих отложений происходило в морской обстановке, в зоне приливно-отливного воздействия, в обстановке прибрежной отмели внутренней части рампа. В конце биллингенского времени трансгрессия достигает максимума и замедляется. Терригенная седиментация сменяется карбонатной, происходит формирование терригенно-карбонатных и карбонатных отложений. На рубеже биллингенского и волховского времени произошла длительная приостановка трансгрессии. Этому уровню соответствует очень высокозрелое региональное ТД. В ранневолховское время трансгрессия возобновляется и продолжается на протяжении всего волховского этапа. Затем, на границе волховского и кундаского времени вновь следует резкое понижение уровня моря. Для области Ладожского глинта этому уровню соответствуют ограниченно-морские остановки. Трансгрессия продолжается и на протяжении всего кундаского времени. Для Ладожского глинта на этом этапе характерна смена обстановок от среднего рампа до верхней части внешнего рампа.

Литература

1. *Геккер Р.Ф.* На силурийском плато // М.: Наука, 1987. – 151 с.
2. *Дронов А.В.* Секвенс-стратиграфия ордовикского палеобассейна Балтоскандии: Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук – СПб., 2000. – 306 с.
3. *Зайцев А.В., Барабошкин Е.Ю.* Стратиграфические перерывы в латорпско – кундаских отложениях (нижний-средний ордовик) центральной и восточной частей Балтийско-Ладожского глинта // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. № 3. – 2006. – С. 12 – 32.
4. *Рейнек Г.Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. – М.: Недра, 1981. – 440 с.
5. *Рожнов С.В.* Развитие сообщества иглокожих в восточной части Балтийско ордовикского бассейна // Ордовикское плато (к 100-летию со дня рождения Б.П. Асаткина. Научные чтения по геологии ордовика Ленинградской области). М.:Воентехиздат, 2004. – С. 109 – 120
6. *Фролов В.Т.* Генетическая типизация морских отложений – М., 1984. – 222 с.

КОРОВАЯ КОНТАМИНАЦИЯ – КАК ФАКТОР ИНИЦИАЛИЗАЦИИ ЛИКВАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В СИЛИКАТНЫХ СИСТЕМАХ

Светов С.А.[а], **Смолькин В.Ф.**[б], **Парамонов А.С.**[а]

[а]*Институт геологии Карельского Научного Центра РАН, Петрозаводск, Россия (ssvetov@krc.karelia.ru)*

[б]*Государственный геологический музей им.В.И.Вернадского РАН, Москва, Россия (vsmolkin@sgm.ru)*

Ликвационное разделение силикатного расплава на несколько несмешивающихся фаз широко проявлено в высокомагнезиальных вулканических образованиях докембрийского возраста Балтийского щита, включая коматииты мезоархея, пикриты, ферропикриты и базальты палеопротерозоя. Наиболее детально они были изучены ранее в палеопротерозойской Печенгской и мезоархейской Койкарской структурах [1-2].

В настоящее время авторами проводятся прецизионные геохимические исследования продуктов ликвационного разделения пикробазальтового расплава на примере вулканического комплекса Ялгубского кряжа (Центральная Карелия), являющегося одним из эталонных и наиболее сохранных объектов данного типа [3-7].

В пределах Онежской мульды Центральной Карелии пикриты и пикробазальты совместно с базальтами, трахибазальтами и их туфами, а также терригенными осадками слагают суйсарскую свиту, прорываемую Кончозерским силлом с возрастом 1980 млн лет [8].

В разрезе суйсарской свиты выделяются 4 пачки общей мощностью до 400 м. Разрез Ялгубского кряжа характеризует верхнюю часть суйсарского вулканогенно-осадочного комплекса. Он сформирован мощными (от 3 до 18 м) лавовыми потоками массивных и подушечных базальтов, чередующихся с потоками плагиофировых базальтов и маломощными от 0,4 до 4,0 м прослоями основных туфов.

Для большинства лавовых потоков характерно проявление внутренней дифференциации, выраженной в наличии различных по морфологии зон ликвации, формирующих линзовидные скопления (Рис. 1) со следами остаточных течений и четко диагностируемые афанитовые зоны закалки.

Ликвационные текстуры (вариолиты, скопления вариолей, линзы контрастного состава) отмечаются в массивных и подушечных лавовых потоках и покровах различной мощности.

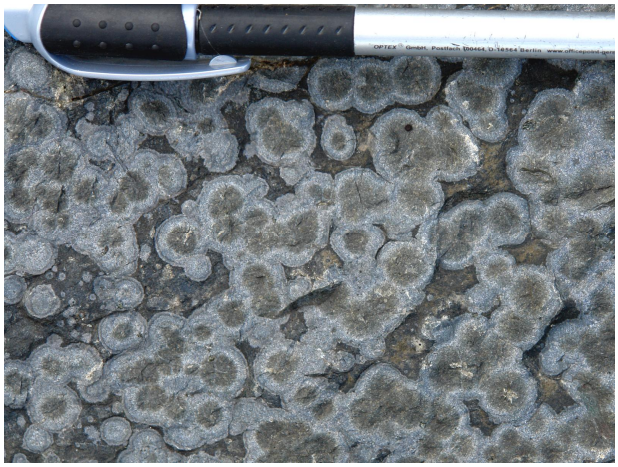


Рис. 1. Скопление зональных вариолей в кровле лавового потока.

В большинстве лавовых тел концентрация вариолей по направлению к кровле значительно возрастает, при этом в центральных и прикровельных частях потоков формируются линзовидные скопления, трассируемые в скальных выходах на десятки метров, чередующиеся с участками матрикса с единичными глобулами.

Изучение морфологии вариолитов, их внутреннего строения и структуры, состава минеральных фаз и геохимического

состава отдельных зон вариолитов проводилось на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (фирмы Tescan) с энерго-дисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (фирмы Oxford instruments) в Институте геологии КарНЦ РАН. На этом же проводилось исследование фазовых границ между несмешивающимися компонентами и мультиэлементное картирование отдельных вариолей (глобул).

По размеру, морфологии и строению выделяются следующие виды ликвационных обособлений: 1) крупные вариоли (0,5 - 5 см) (Рис. 2.) с зональным строением; 2) мелкие вариоли до 0,5 см с внутренним однородным строением, часто формирующие линзы и аморфные скопления; 3) микровариоли (0,05-0,3 см) с однородным внутренним строением; 4) крупные линзы, мощностью от 0,1 до 1,5 м, сформированные в результате слияния отдельных глобул, обусловленные процессом коалесценции; 5) пленочные обособления с четкими фазовыми границами в зонах закалки лавовых тел, мощностью 0,01 – 0,2 мм [6-7].

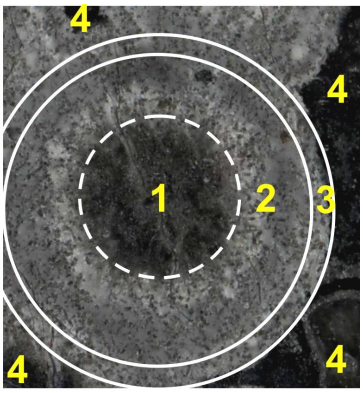


Рис. 2. Строение внутренних частей глобул 1 – ядро; 2 – краевая зона; 3 – мениск; 4 – матрикс.

Все ликвационные обособления имеют четкие, уверенно диагностируемые на макро- и микроуровне границы фазового раздела ликват-матрикс (зона внешнего контакта мениска глобулы с матриксом (зона 3 на Рис. 2)).

Ликвационные образования (вариоли) имеют как радиально-лучистые структуры, так и структуры, сформированные игольчатыми микролейстами клинопироксена – авгита в стекловатой однородной массе. Матрикс вариолита выполнен плагиоклаз-пироксен-амфибол-хлоритовым материалом и хлоритизированным, биотитизированным и эпидотизированным стеклом.

Ядра в глобулах имеют лучисто-волокнистое строение, сложены волокнами и микролитами плагиоклаза, расположенными радиально вокруг ядра. В этой же массе встречаются вкрапленники моноклинного пироксена, которые расположены внутри вариолей и в основной массе. В редких случаях в ядрах крупных глобул, размером около 2,5 см, обнаружены миндалины размером до 0,5 мм. Они сложены кварц-карбонатным материалом с включениями пирита.

Микроглобулы (<0,7 мм) выполнены стекловатой массой с игольчатыми или таблитчатыми микролейстами авгита.

По данным изучения минеральных агрегатов на микрозонде установлено, что клинопироксены в глобулах имеют внутреннюю зональность. В кристаллах от центра к краю уменьшается содержание (в масс.%) SiO_2 от 54,77 до 48,14 и MgO от 18,38 до 10,38. В краевой зоне Содержание Al_2O_3 достигает 8,43 и TiO_2 2,26 масс.%; концентрация щелочей в них минимальная и только в отдельных анализах содержание Na_2O повышается до 1,79-1,82 и K_2O до 0,5 мас.%. Химический состав клинопироксена в стекловатом матриксе подобен составу клинопироксена из центра вариолей. По классификации [9] они относятся к авгиту с величиной железистости (F) от 19,70 % до 42,40 %.

Химический состав авгита свидетельствует о сквозном его характере, кристаллизующейся до начала и непосредственно во время ликвационного разделения расплава, что отражается в его зональности, реагирующей на постепенную смену основности равновесного расплава.

Стекловатый базис в стекловатых зонах в ядрах глобул выполнен мелкокристаллическим дендритовидным, игольчатым, радиально-лучистым агрегатом калиевого полевого шпата, размер кристаллов которого менее 50-60 мкм. Его химический состав колеблется в

следующих пределах (в масс.%): SiO_2 от 62,74 до 66,29, Al_2O_3 от 16,49 до 17,98, K_2O от 13,67 до 15,39. В стекловатой массе в виде вытянутых кристаллов присутствует плагиоклаз размером до 20 мкм состава $Ab_{12.21-13.50}$; плагиоклаз сходного состава присутствует и в матриксе вариолитов.

В качестве акцессорных минералов в матриксе и глобулах встречаются эпидот, сфалерит, халькопирит, галенит, магнетит и единичные зерна самородного серебра с размером зерен до 10 мкм.

По химическому составу все выделенные разновидности ликвационных обособлений (вариоли, линзы, пленки) отвечают ряду андезитов – риолитов при доминировании в ликвате дацитовых и риодацитовых составов с кремне-кислотностью 61-75 мас.%. Большая их часть относится к известково-щелочной, реже субщелочной серии (3-5<Na_2O+Ka_2O<7-10 мас.%), и лишь часть может быть отнесена к щелочной серии.

Содержание петрогенных элементов в ликвате значительно варьирует (в масс.%): SiO_2 от 56,62 до 84,66; TiO_2 от 1,25 до 1,82; Al_2O_3 от 5,36 до 16,78; FeO (суммарное) от 2,84 до 7,40; MgO от 0,36 до 9,95; CaO от 1,53 до 11,77; Na_2O от 0,29 до 8,03; K_2O от 0,35 до 10,39. При этом повышенной щелочностью обладают краевые зоны крупных глобул.

Для микровариолей, не имеющих дифференцированное строения, вариации химического состава незначительные. По составу они близки к краевым зонам крупных глобул. Для них концентрация петрогенных элементов определена в следующих пределах (в масс. %): 58,52-60,42 SiO_2, 1,08-1,47 TiO_2, 11,43-14,34 Al_2O_3, 4,75-5,60 FeO, 2,96-6,49 MgO, 6,13-8,53 CaO, < 0,39 Na_2O и 7,97-10,63 K_2O.

В породах подвергнутых ликвационному разделению установлена неоднородность состава матрикса. Так наряду с зонами, состав которых отвечает пикриту с содержанием (в масс. %) SiO_2 42,07 ± 3,45, MgO 8,50 ± 0.63 и TiO_2 1,45 ± 0,09, выявлены небольшие зоны высоко-кремнистого типа с SiO_2 = 52-55 и с повышенным содержанием Na_2O+K_2O = 7-8.

На новом этапе изучения нами выполнено прецизионное исследование распределения трасс-элементов в ликвационных фазах (Рис. 3).

Для анализа использовался квадрупольный масс-спектрометр X-SERIES 2 фирмы Terhmo scientific и приставка лазерной абляции UP-266 Macro (New Wave research). Система UP MACRO включает в себя учетверенный по частоте лазер Nd: YAG с длиной волны 266 нм. Анализ химического состава проводился при следующих параметрах работы лазера: энергия – 0.133 mJ, скорость сканирования - 70 μm/сек, скорость повторения- 10 гц при размере пятна - 515 μm.

Для очистки возможного загрязнения поверхности исследуемого образца проводился холостой проход лазером без проведения измерений с идентичными параметрами. Количественный анализ осуществлялся по внешней калибровке (стандарт - NIST612).

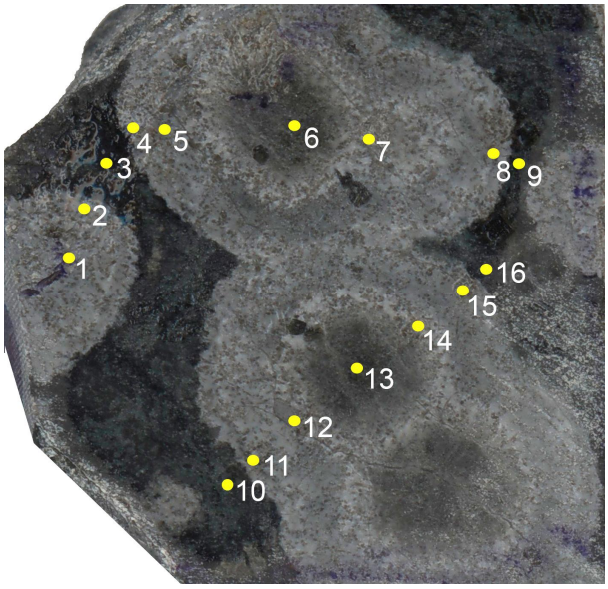


Рис. 3. Точки анализа LA-ICP-MS (зона массивных вариолитовых лав). Размер образца – 3х3 см.

Геохимический анализ матрикса подтвердил его неоднородность, что позволяет разделить его на 2 типа:

I тип характеризуется пологим распределением REE (Рис. 4, Табл. 1),

подобным N-MORB базальтам, с низким уровнем LREE, высокими концентрациями Ni (150-180 ppm), Cr (350-500 ppm). При этом данный тип матрикса имеет следы коровой контаминации, что маркируется аномально высокими содержаниями Rb, Ba, Sr, Hf и Zr. Матрикс выявлен на участках лавовых потоков с единичными крупными (до 3 см в диаметре) вариолями или скоплениями мелких (<1 см) вариолей в виде пятен и линз.

II тип выявлен в областях пленочной расслоенности и зонах скоплений микровариолей (при размере глобул <0.3 мм). Для него установлено значительное обогащение LREE (Рис. 4, Табл.), а также отрицательные аномалии по Nb, Ti; содержания Ba и Rb ниже чем в I типе; слабо фракционированное распределение HREE элементов.

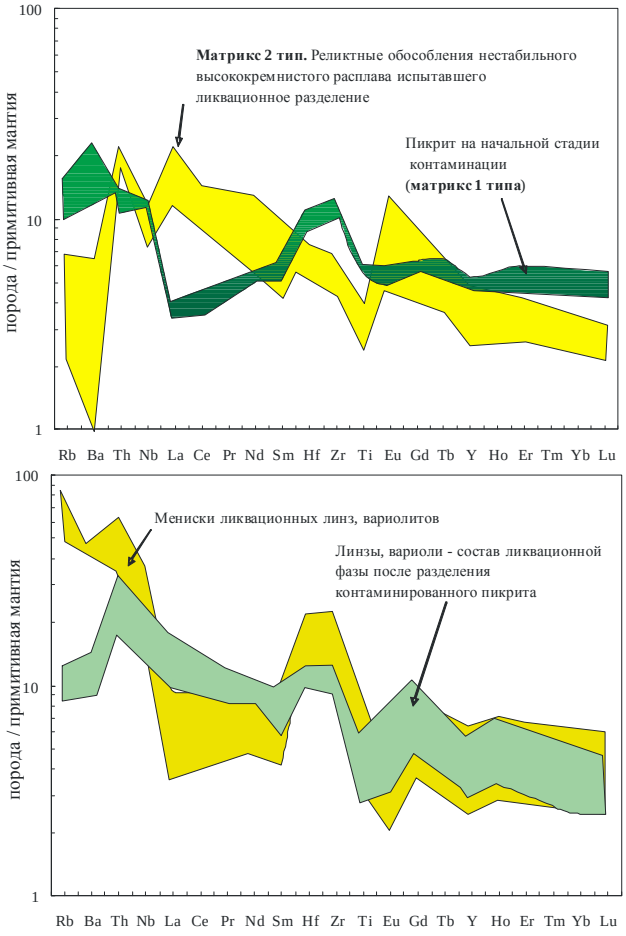


Рис. 4. Распределение редких и редкоземельных элементов между ликвационными фазами.

Судя по концентрации (в ppm) U (0,3-0,5), Hf (3,8-5,1), Y (17-22), Zr (140-150), матриксы выделенных типов имеют сходные характеристики и обогащены флюид-мобильными элементами (Be, Li, As).

По химическому составу краевые зоны – мениски вариолей, представляющие собою тонкие границы фазового раздела вариоль-матрикс толщиною от 70 до 300 микрон, более близки к матриксу II типа, о чем свидетельствует более высокий уровень содержания трасс-элементов.

Таблица. Содержание (ppm) трасс-элементов в ликвационных фазах (метод анализа LA-ICP-MS)

N:	28 М 2тип	16 М 1тип	15 МК	14 К	13 Я	27 МГ
Ni	156.2	78.7	49.7	69.6	59.2	104.1
Co	82.8	47.9	23.0	26.5	37.1	49.5
V	316.5	119	165.9	158	152	307.6
Rb	9.51	1.98	38.33	3.99	4.17	12.51
Ba	135.6	6.262	302.8	39.24	27	148.4
Sr	53.02	147.3	88.86	184.2	140.9	561.1
Nb	15.95	16.26	19.63	19.38	18.25	16.47
Zr	213.9	111	186.2	182.2	177.5	170.5
Ti	8666	5889	7785	7150	6589	9661
Y	24.19	17.75	20.84	22.23	24.96	28.51
Th	2.049	8.56	3.57	3.988	3.728	2.622
Ga	20.45	22.6	8.521	10.66	14.69	14.79
Ge	2.085	1.561	1.208	1.44	1.452	1.834
As	2.43	1.668	1.643	1.652	1.694	2.186
Li	25.57	18.53	6.712	4.51	8.435	13.25
Be	0.63	0.852	1.175	1.567	0.968	1.222
Sc	57.8	29.05	35.76	35.18	26.67	52.86
Ag	0.136	0.068	0.118	0.13	0.199	0.107
La	3.963	30.97	6.257	14.31	21.03	12.06
Ce	9.955	45.42	16.03	31.27	38.54	27.97
Pr	1.969	5.953	2.515	4.332	5.617	4.489
Nd	11.41	26.33	12.97	19.97	25.37	22.8
Sm	3.882	5.345	3.785	4.703	5.65	6.302
Eu	1.06	2.367	0.677	0.871	1.024	1.653
Gd	4.423	5.278	4.25	4.788	6.026	6.653
Tb	0.776	0.76	0.679	0.76	0.864	1.042
Dy	4.935	4.031	4.131	4.513	5.015	6.028
Ho	1.024	0.75	0.869	0.874	0.986	1.193
Er	3.059	1.688	2.313	2.344	2.52	3.069

Tm	0.404	0.208	0.328	0.321	0.341	0.437
Yb	2.631	1.289	2.045	2.035	2.049	2.423
Lu	0.43	0.194	0.331	0.305	0.317	0.395
U	0.541	0.576	0.889	0.877	0.863	0.499
Hf	5.113	3.8	5.5	5.096	5.001	4.835
Ta	1.403	1.331	1.574	1.515	1.503	1.41

Примечание: М – матрикс, МК – мениск, К – край вариоли, Я – ядро вариоли, МГ – микроглобула

Значимые отличия в системе фазового раздела наблюдаются и по содержанию Th, Rb и Ba (в мениске их концентрация возрастает в 5 раз).

По данным распределения трасс-элементов во внутренних частях вариолей установлены следующие тенденции: от мениска к краевой зоне глобул повышается содержание La, Ce, Pr и сохраняется повышенный уровень Hf и Zr; в ядре резко увеличивается концентрация Eu при сохранении низких концентраций Rb, Ba и Th.

На основе анализа полученных результатов сделаны следующие выводы:

1. Состав предликвационного расплава сохранился и соответствует пикробазальту, геохимически близкого к I типу матрикса.
2. Ликвационное фракционирование в пикритовом расплаве было инициировано контаминацией корового материла. Об этом может свидетельствовать неоднородность химического состава матрикса (I и II типы) и обнаруженные в нем реликтовые участки с повышенным содержанием двуокиси кремния и щелочей.
3. Процесс ликвационной дифференциации в системе был многоступенчатым; он мог проходить еще до излияния расплава на поверхность.
4. Конечный продукт ликвационной дифференциации изученной системы имеет близкие геохимические характеристики независимо от объема несмешивающихся фаз, что фиксирует своеобразный предел ее развития.
5. Скорость ликвационной дифференциации была значительная. Об этом свидетельствует геохимическое сходство ликвационных пленок в зонах закалки подушечных лав и крупных глобул в кровлях мощных лавовых потоков.
6. ICP-MS-геохимический анализ состава валовых проб, содержащих макро и микровариоли, дает усредненную характеристику объектов, стирая важные характеристические параметры ликвационных фаз.

Работы велись при поддержке РФФИ (Грант № 08-05-98817 р_север_а).

Литература

1. *В.Ф.Смолькин* Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука. 1992. 272 с.
2. *С.А. Светов* Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита // Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. 230 с.
3. *Ф.Ю. Левинсон-Лессинг* Избр.труды. Т.1. М.: Изд-во АН СССР. 1949. 346 с.
4. *В.А Пугин., Н.И. Хитаров* Вариолиты как пример ликвации магм // Геохимия, I980, № 4. С. 496-512.
5. *В.А. Пугин, Н.И. Хитаро*. Геохимия ряда элементов при ликвации в базальтовых магмах // Геохимия, I982, № 1, С. 35-46.
6. *С.А. Светов*. Ликвационная дифференциация в базальтовых системах (на примере суйсарских вариолитов ялгубского кряжа) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ, н. 11. 2008. С. 120-134.
7. *С.А.Светов, А.И.Светова, Т.Н.Назарова* Вариолитовые лавы Ялгубы Центральной Карелии – классический пример ликвационной дифференциации в природных силикатных системах // Электронный журнал "Исследовано в России", 2008, № 17. С. 209-218. http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2008/017.pdf
8. *В.С Куликов., В.В Куликова., В.С. Лавров и др*. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: изд. КарНЦ РАН, 1999. 96 с.
9. N., J. Morimoto, A.K. Fabries, I.V . Ferguson, M. Ginzburg, F.A. Ross. Nomenclature of pyroxenes // Canadian Mineralogist. 1989. V ol. 27. P . 143-156.

ИНТЕРВАЛЫ (3.05-2.68 МЛРД.ЛЕТ) МЕЗОАРХЕЙСКОГО АДАКИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА В ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ ВОДЛОЗЕРСКОГО БЛОКА (В. ФЕННОСКАНДИЯ)

Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н.

Институт геологии Карельского Научного Центра РАН, Петрозаводск, Россия
(ssvetov@krc.karelia.ru)

Комплексное изучение процессов формирования андезитовых ассоциации на ранней стадии развития Земли в палео- и мезоархее является ключевым методом реконструкции условий раннего корообразования. Важным объектом для проведения детальных реконструкций геодинамических режимов в этом временном интервале могут являться вулканиты адакитового ряда, которые формируются на инициальной стадии развития субдукционных комплексов [1] в ходе непосредственного плавления слэба в режиме горячего и пологого погружения. Уникальность адакитов позволяет назвать их универсальным геодинамическим индикатором существования конвергентных процессов.

В пределах Фенноскандинавского щита древнейшее проявление адакитового и сопутствующего андезитового вулканизма связано с эволюцией конвергентной системы на западном обрамлении Водлозерского блока, в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Зеленокаменный пояс содержит набор стратотектонических ассоциаций (СТА) представляющих контрастные геодинамические режимы формирования: островодужный БАДР-адакитовый (3.05-2.95 млрд. лет), океанический коматиит-базальтовый (3.05-2.95 млрд. лет) и окраинно-континентальный дацит-риолит-адакитовый (2.90-2.85 млрд. лет) комплексы [2,3].

Целью данной работы стало уточнение периодов формирования андезитовых ассоциаций в пределах конвергентной системы.

3.05-2.94 млрд.лет. Древнейшим в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе является островодужный комплекс представленный реликтами вулканических построек в пределах Хаутаваарской структуры (Хаутаваарская, Игнойльская, Чалкинская, Няльмозерская палео-вулканические постройки), сложенных дифференцированной БАДР (андези-базальт- андезит- дацит- риолитовой) ассоциацией известково-щелочного ряда относимой к адакитовой серии.

Для ассоциации ключевым объектом является Игноильская адакитовая вулканическая постройка [3], для которой получены следующие U-Pb возрасты: некка - 2995±20 млн. лет [4], лав - 2945±19 млн. лет [5] и детритовых цирконов из терригенных граувак перекрывающих постройку - 2947±13 млн [6].

Вулканиты и субвулканиты данной серии, выявленные в Хаутаварской зоне, характеризуются содержаниями SiO_2 на уровне 53 - 76 мас. %, что позволяет их классифицировать как высоко-кремнистые (HSA) разновидности с подчиненным количеством низко-кремнистых (LSA) литотипов [3]. Вариации содержания Na_2O изменяются от 2.5 до 5.6 мас.%, содержание MgO < 4 мас.% При этом адакиты характеризуются высокими содержания Sr от 260 до 800 ppm, Ba >350ppm, Zr -115-140ppm и U- 1.1-1.7ppm., при величине Sr/Y отношения на уровне 20 -123. Спектры распределения РЗЭ в адакитах характеризуются ярко выраженными отрицательными аномалиями по Nb, Ti и деплетированы HREE [3]. На классификационной диаграмме (Рис.1) фигуративные точки мезоархейских адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса попадают в область фанерозойских адакитов Центральной и Южной Америки, и эталонным комплексам Северного Эквадора – вулкан Пичинча. Мезоархейские андезитовые вулканиты прочих серий (дифференцированной БАДР,

толеитовой и высоко-Mg андезитов и др.) попадают в другое поле - островодужных известково-щелочных серий, формирующихся при плавлении метасоматизированной мантии, четко коррелируя с фанерозойскими аналогами.

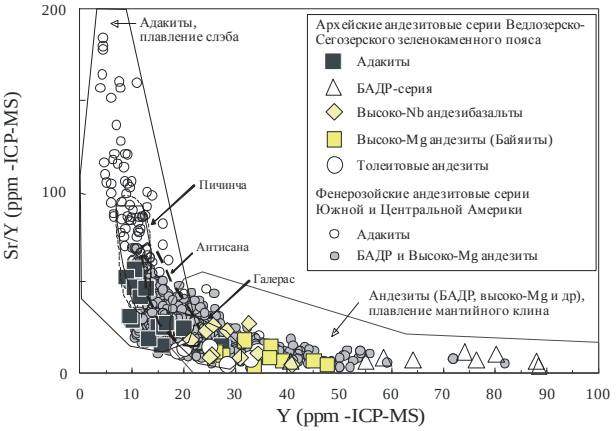


Рис.1. Диаграмма Y-Sr/Y для разделения островодужных серий

Дополнительным подтверждением существования вулканизма в этом интервале было получено при прецизионном датировании цирконов из лав толеитовых андезитов (Чалкинская палеовулканическая постройка) находящихся в разрезе БАДР-адакитового комплекса (в переслаивании с туфами адакитового состава и андезитами известково-щелочного ряда). Опробование лавового потока (проба № 111-10) позволило из пробы весом в 15 кг, выделить лишь 11 зерен цирконов. При этом в результате измерений получены две изохроны – для нескольких зерен циркона 2971±59 млн.лет (нами интерпретируется как время вулканизма) и 2804±31 млн.лет (отражение поздних магматических и метаморфических событий). При этом в цирконах отмечаются значительные вариации Th/U отношения в изученных цирконах от 0.15 до 0.97, что не позволяют однозначно интерпретировать результаты.

Дополнительно следует подчеркнуть, что вместе с адакитами, в этом временном рубеже (3.05-2.94 млрд.лет) также развиты андезиты следующих серий: Nb-обогащенная БАДР серия, высоко-Mg андезитовая (байяитовая) серия, толеитовая серия [3].

2.94-2.91млрд.лет. Следующий временной интервал средне-кислого (адакитового) вулканизма проявлен не столь значительно в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса и маркируется присутствием субвулканической фазы андезидацитового и дацитового состава. В частности, в пределах Койкарской структуры, описаны крупные субвулканические и небольшие дайковые тела, которые секут мафитовую (коматиит-базальтовую) часть мезо-архейского разреза и содержат в себе ксенолиты коматиитового и габбрового состава. U-Pb возраст (по циркону) субвулканических дацитов адакитовой серии равен 2935±20 млн. лет [7]. Подобные дайки выявлены также в прочих структурах зеленокаменного пояса, в частности в Совдозерской.

Дополнительную информацию о существовании данного уровня средне-кислого магматизма удалось получить в ходе изучение детритовых цирконов из мезоархейских осадочных пород (представленных мафитовыми туффитами и хемогенными силицитами) в лавовой пачке перидотитовых коматиитов (нижняя части коматиитового разреза Хаутаваарской структуры). С целью определения временных рубежей формирования осадочных последовательностей в разрезе коматиит-базальтовой толщи из слоя туффита мощностью 1.5м была отобрана проба (№ 6) весом 10 кг, из которой удалось выделить около 20 зерен циркона. Размер зерен от 0.35 на 0.10 – до 0.15 на 0.10 мм. Отдельные зерна выглядят слабо окатанными и корродированными. Микрозондовое изучение показало наличие включений ильменита, апатита, олигоклаза и фрагментарно сохраненное обрастание циркона каймами плагиоклаза (лабрадор-андезин). Для большинства зерен характерна магматическая зональность и хорошая сохранность ядерных частей кристаллов (Рис. 2).

В результате проведенного локального датирования цирконов на прецизионном вторично-ионном микро-

зонде высокого разрешения SHRIMP-II в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ) с магматическим обликом и Th/U отношением 0.42-1.32, получена изохрона – 2917.2±8.7 млн.лет (Рис.3).

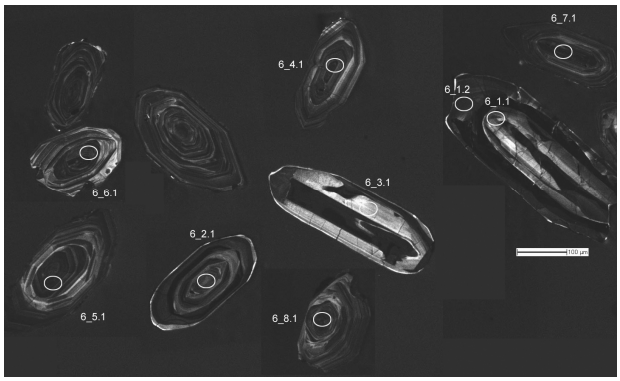


Рис.2. Морфология детритовых цирконов из мафитовых туффитов, Хаутаваарская структура.

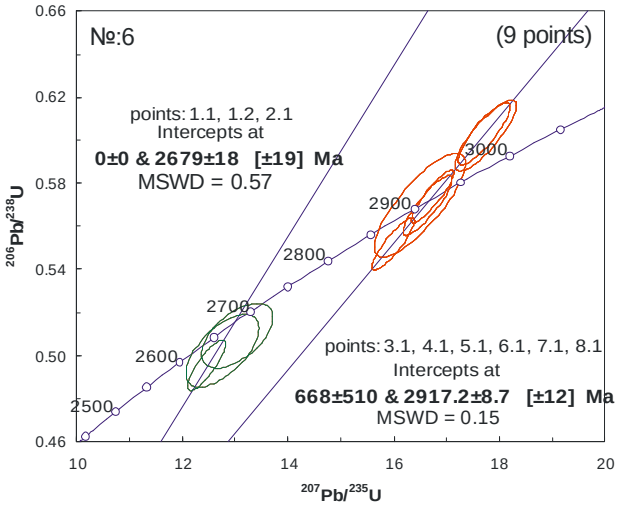


Рис 3. Изохроны для детритовых цирконов из мафитовых туффитов Хаутаваарской структуры

Полученное значение может рассматриваться как возможное древнее ограничение времени формирования высокомагнезиальной ассоциации Хаутаваарской структуры и одновременно как подтверждение существования еще одного рубежа средне-кислого магматизма в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Для второго типа цирконов, метаморфического генезиса, получена изохрона - 2679±18 млн.лет (рис.3.), которая отражает время значительных тектоно-метаморфических процессов в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

2.9-2.85 млрд.лет Данный этап магматической активности в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, маркируется палеовулканическими постройками андезидацитового, дацитового и дацит-риолитового составов, реликты которых сохранились в Масельгской, Янишской, Корбозерской, Семченской и Эльмусской вулканических структурах.

Существующие данные по реперной геохронологии ключевых объектов, позволяют корректно определить время формирования ассоциации на уровне 2.9–2.85 млрд. лет. Цирконометрия кислых вулканитов Койкарской (Янишской) палеовулканической постройки позволила получить возраст для лав – 2860±15 млн. лет [8], в Хаутаваарской структуре существуют датировки времени формирования лав дацитов – 2854±14 млн. лет [4] и дайки дацитов – 2862±45 млн. лет [5].

Наиболее полно в современном эрозионном срезе сохранилась Янишская вулканическая постройка, прижерловые фации которой представлены лавами андезидацитов, дацитов с массивными, флюидальными, брекчированными и фрагментарными текстурами и полями пирокластитов, в виде сваренных грубых туфов (агломератовые потоки), а также продуктов эксплозивных выбросов (агломератовые, лапиллиевые, псаммитовые туфы).

По геохимической характеристике вулканиты относятся к натровой серии (Ka_2O/NaO=0.2-0.4), представлены АДР-комплексом, в котором так же существенную роль играют адакитовые расплавы.

Основной областью распространения адакитов этого возраста является Семченская структура. Адакиты характеризуются аномально высокими содержаниями Ba (270-500ppm.), Sr (200-320 ppm.) и низкими концентрациями Nb (3.0-3.8 ppm.), Ti (3600-3800ppm.) и всех ТРЗЭ, при этом их общий уровень содержания значительно ниже, чем в адакитах древней островодужной системы.

Наряду с адакитовой серией в этом временном интервале так же проявлены вулканиты Nb-обогащенного типа. По содержанию SiO_2 они отвечают андезибазальтам, андезитам, дацитам, риодацитам, риолитам с нормальной щелочностью. Для вулканитов отмечаются повышенные содержания Nb (8-17 ppm), Cr (50–150 ppm), Ni (20–75 ppm), Zr (110-420 ppm), и Co, Zr, Y в поздних дифференциатах. Часть риолитов (Эльмусская и Койкарская структуры) имеют повышенные концентрации Sr (до 250 ppm), Ba (до 1100 ppm).

В связи с тем, что проведенное ранее изучение Sm-Nd систематики Nb-обогащенной АДР серии Эльмусской структуры показало, модельные возраста вулканитов (по модели [9] находятся в интервале от 3074 до 3283 млн. лет (наиболее древнее значение - 3506 млн. лет) при εNd (t) от -1 до -6, нами проведена работа по датированию фрагмента Эльмусской палеовулканической постройки, представленной породами АДР-серии известково-щелочного ряда.

Проба (S-Emm-5) была нами взята из лав вулканической постройки, ее объем составил 12 кг, при этом из пробы удалось выделить более 300 зерен циркона. Циркон характеризируется призматическим, дипирамидально-призматическим обликом с высокой степенью идиоморфизма. Ядра имеют хорошую сохранность. По результатам датирования цирконов получена изохрона - 2866±11 млн.лет, что хорошо коррелирует с временем формирования адакитов и прочих АДР-серий в структурах зеленокаменного пояса, отмечая пик магматической активности в этом временном интервале.

2.82-2.68 млрд.лет

Завершающая фаза формирования андезитовых ассоциаций в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе связана не только с формированием гранодиоритовых массивов санукитоидного ряда (в частности в Хаутаваарской структуре) с возрастом 2790±20 млн. лет [10], в Чалкинской структуре с возрастом 2745±5 млн. лет [5] но и вулканических ассоциаций андезидацитового ряда в Хаутаваарской структуре.

Вулканиты адакитового ряда представлены ограниченно в изучаемых постройках, формируя лишь отдельные дайки и туфовые прослои.

Наиболее широким распространением пользуются АДР-серии известково-щелочного ряда. С целью уточнения времени формирования вулканитов, предположительно относимых к этому интервалу, нами было проведено геохронологическое изучение породной ассоциации Масельгской палеовулканической постройки.

Для исследований нами была отобрана проба (№7) из лапиллиевых туфов дацитов прижерловой фации вулканической постройки объемом около 8 кг, выделено около 200 зерен циркона. Цирконы представлены удлиненными кристаллами торпедовидной, копьевидной, гиацинтовой формы. В отдельных зернах четко проявлена магматическая зональность. Th/U отношение значительно варьирует, от 0.03 до 0.85. В результате были получены две изохроны - 2743±12 млн. лет, что идентично времени формирования близлежащего Чалкинского массива санукитоидов и 2686±18 млн.лет (подобные значения уже отмечались ранее в цирконах из высокомагнезиального комплекса Хаутаваарской структуры, рис. 3).

Близкие возрастные значения были также получены для субвулканического некка (проба Св-05-13) у оз.Сарилампи, секущего Чалкинскую вулканическую постройку. Объем пробы составил 10 кг, при этом из концентрата выделено 28 зерен циркона. В зернах слабо выражена зональность, присутствуют включения кварца, биотита, апатита, хлорита. Th/U отношение в цирконах 0.93-1.45. По результатам измерений нами получена изохрона - 2765±13 млн.лет, для одного зерна установлено значение - 2811±12 млн.лет.

Подводя итог проведенной работе, можно сделать следующие выводы:

Андезитовый вулканизм в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса проявлялся многократно, в качестве основных пиков магматической активности могут выступать интервалы: 3.05-2.94; 2.94-2.91; 2.90-2.85; 2.82-2.68 млрд.лет.

Пики магматической активности были связаны с эволюцией конвергентной системы на западном фланге Водлозерского блока, и маркируют различные эпизоды развития зоны перехода, от древнейшего островодужного (3.05- 2.94 млрд.лет), окраинно-континентального (2.90-2.85 млрд.лет) до заключительного транспрессионно-транстенсионного (2.82-2.68 млрд.лет) этапов.

Адакитовые серии формировались на протяжении всех временных этапов, отражая важную роль субдукционных процессов в развитии конвергентной системы.

Массовое присутствие цирконов с возрастами 2.8, 2.74 и 2.68 млрд.лет (характеризуемых значительными вариациями Th/U отношений) во всех ассоциациях южной части зеленокаменного пояса позволяют предполагать значительную реактивизацию территории в интервале 2.80-2.81 млрд. лет, и особенно во время пика санукитоидного магматизма в интервале 2.74-2.67 млрд.лет.

Литература

1. *M.J. Defant, M.S.Drummond.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. №347. P.662–665.
2. *С.А.Светов* Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита // Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. 115с.
3. С.А. *Светов.* Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита // Петрозаводск. КарНЦ РАН, 2005. 230с.
4. *С.А. Сергеев* //автореф. дис. ...канд. геол.-минер.наук. 1989. 24с.
5. *Г.В.Овчинникова, В.А.Матреничев, О.А.Левченков, С.А.Сергеев и др.* U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология, т.2., №3. 1994. С. 266-281.
6. С.А.*Светов., Н.М.Кудряшов, Ю.Л.Ронкин и др.* Мезоархейская островодужная ассоциация Центрально-Карельского террейна (Фенноскандинавский щит). Новые геохронологические данные // Доклады РАН. 2006. т.406. N:3. С.370-374.
7. *Е.В.Бибикова, И.Н.Крылов.* Изотопный возраст кислых вулканитов Карелии // Докл. АНСССР.1983. Т.268, №5. С.1231-1235.
8. *А.В.Самсонов, Е.В.Бибикова, И.С.Пухтель* Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение// Тезисы докладов в кн.: Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. 1-я Международная Конференция, 8-11 сентября 1996, Санкт-Петербург. СПб.: изд. фирмы Минерал. 1996. С. 74-75.
9. *D.J.DePaolo, A.M.Linn, G.Schubert.* The continental crustal age distribution: methods of determining mantle sepa- ration ages from Sm–Nd isotopic data and application to the cordilleran Southwestern United States //J. Geophys. 1991, Res. 96. pp. 2071–2088.
10. *Е.В.Бибикова* Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М., Наука. 1989. 256с.

РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КВАРЦЕ АРХЕЙСКИХ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАРЕЛИИ (ПО ДАННЫМ LA-ICP-MS)

Светова Е.Н., Светов С.А., Степанова А.В., Парамонов А.С.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия (ensvetova@igkrc.ru)

Широкая распространенность кварца в земной коре обуславливает возможность его использования в качестве модельного объекта для решения большого круга минералогических, геологических проблем, таких как типоморфизм и генетическая информативность минералов [1,2], корреляция геологических образований, геохимическая характеристика процессов магмо- и рудообразования [3]. Основу таких исследований составляют данные о составе и содержании всегда присутствующих в кварце элементов-примесей, как изоморфно входящих в кристаллическую решетку кварца, так и рассеянных, связанных с ультрамелкими минеральными и газовожидкими включениями.

Возможность прямого экспресс-определения низких содержаний большого набора примесных элементов в твердофазных природных объектах дает современный высокочувствительный метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в сочетании с лазерной абляцией проб - LA-ICP-MS [4].

В данной работе показаны результаты изучения распределения редких и редкоземельных элементов в кварце различного генезиса, проведена его геохимическая типизация на основе анализа кварца из реперных объектов мезоархейского и палеопротерозойского возраста Центральной Карелии.

В коллекцию для исследования, в качестве ключевых, вошли следующие пробы кварца:

- хемогенного происхождения (из архейских силицитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса);
-первично-магматического генезиса из кварцевых порфиров сумийского возраста (Лехтинской структуры) и порфировых лав андезидацитов лопия (Игноильская структура);
-постмагматического кварца из миндалекаменных лав андезидацитов (Эльмусская, Семченская и Кумсинская структуры) сумийского возраста;
-кварца из гидротермальных жил (Эльмусская и Койкарская структуры);
-терригенно-метаморфического кварца из суперзрелых палеопротерозойских кварцитов Шокшинской структуры;
-кварцевых галек из ятулийских конгломератов Гирвасской структуры.

Анализ проб выполнялся на квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES-2 фирмы Terhmo scientific с приставкой лазерной абляции UP-266 Macro фирмы New Wave research (лазер Nd:YAG, длина волны излучения 266 нм, энергия импульса – 0.133 мДж, скорость сканирования – 70 мкм/сек, частота повторения импульса 10 Гц, диаметр пятна абляции – 515 мкм). Расчет концентрации производился методом внешней калибровки с использованием стандартного образца NIST 612. В ходе анализа выполнялось определение 40 рассеянных элементов. Пробоподготовка включала изготовление пластинок из кварцевых образцов размером 1×1 см, при этом для анализа выбирались гомогенные, не имеющие минеральных включений участки. Чистота кварцевых проб (отсутствие минеральных включений) контролировалась с использованием сканирующего электронного микроскопа VEGA II LSH (фирмы Tescan) с энерго-дисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (фирмы Oxford instruments).

В ходе анализа для каждой пробы проводилось измерение концентраций редких и редкоземельных элементов в пяти точках (рис. 1) для получения статистически достоверных результатов.

Прецизионный элементный анализ показал, что кварц всех изучаемых генетических групп содержит широкий набор элементов-примесей, таких как: Li, Be, Sc, Ti, V, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ag, In, Sn, Sb, Ba, Lu, Hf, Ta, Au, Th, U, REE, при этом концентрации отдельных элементов значительно варьируют в разных типах кварца.

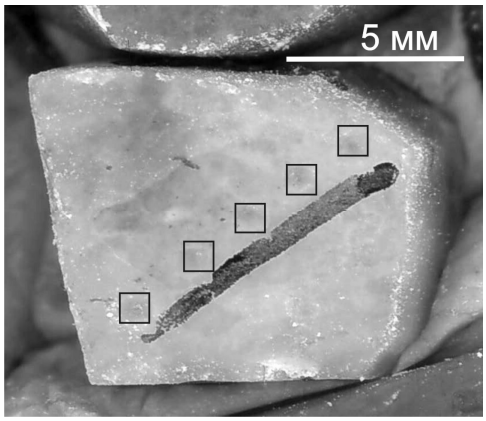


Рис. 1. Схема участков лазерной абляции на кварцевой пробе.

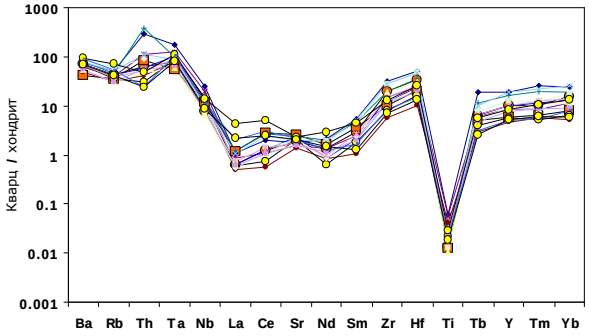


Рис.2. Спайдерграмма для кварца хемогенного происхождения

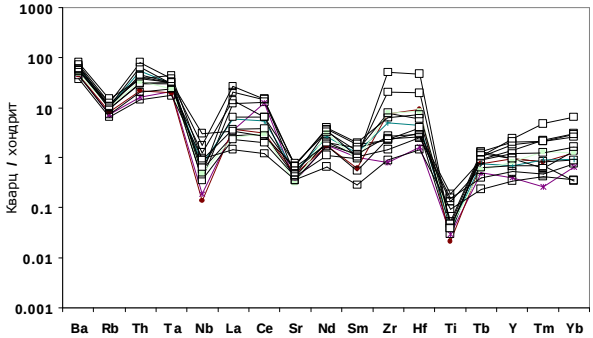


Рис.3. Спайдерграмма для кварца терригенно-метаморфического происхождения(кварциты).

Наиболее значимые отличия в концентрациях отмечаются для флюид-мобильных элементов (Be, Li, As), транзитных (Cu), высокозарядных (Sc, Y, Zr, Nb, Ti) и крупноионных литофильных элементов (Rb, Ba, Sr), что, несомненно, связано с условиями кристаллизации кварца.

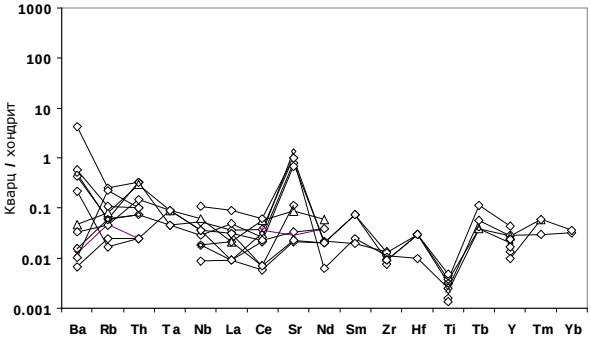


Рис.4. Спайдерграмма для кварца гидротермального происхождения

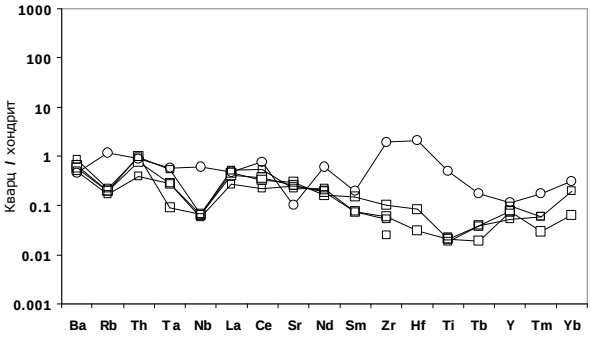


Рис.5. Спайдерграмма для кварца магматического и постмагматическогопроисхождения

На спайдерграммах (рис.2-5) исследуемых проб кварца видны значительные отличия как в топологии трендов (уровне концентрации редких, редкоземельных элементов), так и характера наблюдаемых аномалий.

Максимальные уровень содержания рассеянных элементов наблюдается в кварце хемогенного происхождения (рис.2.). В нем так же отмечаются значительные концентрации Ba, Rb, Th, Ta, отрицательная аномалия по Ti и значительное обогащение в области ТРЗЭ.

Для терригенного кварца (рис.3.) из суперзрелых кварцитов так же типичным является высокое содержание рассеянных элементов, при значительной обогащенности кварца Ba, Th, La, Ce, Zr, Hf и ТРЗЭ.

Обращают на себя внимание характерные отрицательные аномалии по Rb, Nb, Sr и Ti.

Магматический и постмагматический кварц (рис.3,4) имеет минимальные концентрации рассеянных элементов, что позволяет его легко отличать от гидротермального, для которого при близком уровне концентраций характерны положительные аномалии по Th, Sr, Sm, Hf, Tb и отрицательная по Ti (рис.4, 5).

Таким образом, проведенное геохимическое исследование показывает правомерность использования редких и редкоземельных элементов не только для классификации кварца, но и позволяет получить инструмент для реконструкции его минерагенической истории.

В качестве апробации данного метода, нами была предпринята попытка изучения по вышеописанной схеме, кварцевых галек из ятулийских полимиктовых конгломератов Центральной Карелии (район п.Гирвас) (рис.6), с целью определения источников терригенного кварцевого материала и его генетического типа.



Рис.6. Кварцевые конгломератыятулия. Центральная Карелия.

Для решения данной задачи было произведено опробование галек конгломератов (15 проб) отличающихся макроскопически (по степени прозрачности, цвету, количеству минеральных включений и т.д.).

Аналитические работы показали, что геохимический состав кварца в гальках неоднороден и соответствует разным генетическим типам (рис.7).

Сопоставление химического состава кварца из галек конгломератов с составом изученных нами ранее генетических типов кварца позволяет говорить о трех его разновидностях в составе гальки конгломератов: имеющих хемогенное, гидротермальное и постмагматическое происхождение.

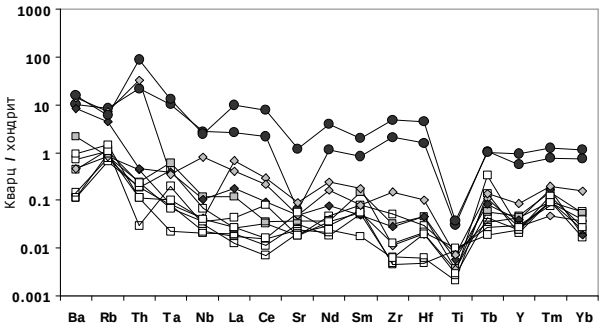


Рис.7. Спайдерграмма для кварца из ятулийских конгломератов, Центральная Карелия.

Таким образом на основе проведенных исследований могут быть сделаны следующие выводы:

1) Вариации в распределении редких, редкоземельных элементов в генетически различных типах кварца позволяют проводить его геохимическую классификацию, подтвержая представление о наследовании кварцем химических особенностей среды минералообразования.

2) Содержание элементов-примесей в кварце могут быть использованы для реконструкции его генетической истории, а в случае изучения осадочных породных комплексов позволяют диагностировать источники сноса материала.

3) Перспективным на наш взгляд является изучение геохимии кварца связанного с гидротермальными золоторудными месторождениями, с целью корректной реконструкции условий формирования рудогегерирующихсистем.

Литература

1. *В.И. Павлишин* Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных образованиях. Киев: НауковаДумка, 1983. 233 с.
2. *Г.А. Юргенсон* Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. М.: Недра, 1984. 149 с
3. *Т.Т.Ляхович* Геохимические особенности

кварца гранитоидов корового и мантийного происхождения // Геохимия, 1991. №2. С.288-291

4. *Н.Н.Адамович, С.В.Палесский, С.Л.Вотяков* Метод LA-ICP-MS в минералого-геохимических исследованиях: методические аспекты //Тезисы докладов совещания "Магматизм и метаморфизм в истории Земли". Екатеринбург. 2010. Том 1. С.32-33.

ПЕТРОГРАФО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТРЕНДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ РАЗНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Свешников К.И.

Российский университет дружбы народов, г. Москва (sveshn42@mail.ru)

Вопросы распознавания (разграничения) являются краеугольным камнем при решении всех проблем [4], касающихся закономерностей распространения и происхождения магматических ассоциаций. При решении их весьма информативной оказалась мало используемая другими исследователями треугольная диаграмма «Железо – Магний – Кальций». Достоинством последней является возможность отражения на ней точек типовых составов темноцветных породообразующих минералов, играющих важнейшую роль при процессах дифференциации ультраосновных и основных расплавов. Применительно к ультрамафит-мафическим и мафическо-салическим ассоциациям последнее подтверждается тем, что большая часть петрохимических трендов начинаются и заканчиваются в точках, соответствующих на диаграмме тем или иным темноцветным минералам. Соответственно, такие тренды можно называть не просто петрохимическими, а петрографо-петрохимическими (рис.1).

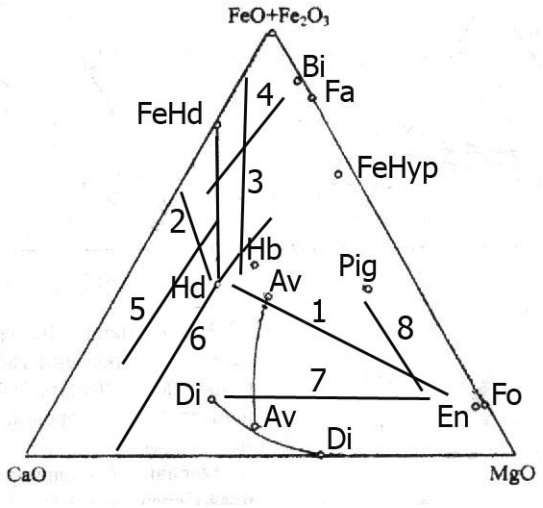


Рис. 1- Положение типовых трендов на диаграмме «Железо – Магний – Кальций».

Условные обозначения: Fo - форстерит, Fa - фаялит, En - энстатит, FeHyp - феррогиперстен, Pig - пижонит, Av - авгит, Di - диопсид, Hd – геденбергит, FeHd - феррогеденбергит, Hb – роговая обманка, Bi - биотит, A – андезит по Р. Дэли.

1 – Оливин-геденбергитовый тип трендов. Этому типу соответствуют тренды базальтов СОХ, бонинитовых серий, ультрамафитов океанов, по [11]. Среди континентальных серий ему отвечают Na-базальтовая, андезит-базальтовая, базальт-липаритовая, базальт-андезитовая формация, по [7], коматиитовые формации фундамента древних платформ, дунит-клинопироксенитовые массивы Урала. Одним из наиболее известных представителей трендов этого типа может служить Великая Дайка Родезии (Зимбабве).

2, – Геденбергитовому, (геденбергит-феррогеденбергитовому) типу трендов отвечают известковощелочные формации Аляски, Японии, Камчатки, субщелочные базальты Камчатки, вулканиты Исландии и Южно-Сандвичевых островов, щелочные базальты Атлантики, [3,11]. Близки к ним тренды 3-го типа.

3 – Тренды этого типа начинаются в точках геденбергита или авгита и «стремятся» к точке на стороне треугольника, занимающей промежуточное положение между составом феррогеденбергита и вершиной треугольника FeO*. Этому типу отвечают трапповая, сиенит-габбровая, монцонит-сиенитовая формации [7], щелочные базальтоиды Африканского рифта [5], Как видно из рисунка они субпараллельны трендам второго типа и, в целом, близки к ним по минеральному составу; в то же время между ними существует существенное отличие – тренды второго типа расположены на диаграмме слева от линии «геденбергит – феррогеденбергит», а третьего типа – справа. Другими словами. Тренды второго типа отличаются повышенными содержаниями кальция, а третьего – железа.

4 – Феррогеденбергит-биотитовому типу отвечают тренды дацит-липаритовых, липаритовых, трахилипаритовых формаций, по [7]. Им субпараллельны тренды так называемых «сиенитоидных» [9] и диорит-гранодиоритовых ассоциаций (соответственно, типы 5 и 6 на рисунке).

Тренды 7 и 8 соответственно отвечают кимберлитовым и лампроитовым ассоциациям, по [10].

Петрохимические отличия перечисленных групп трендов проявлены не менее отчетливо, чем петрографические. Тренды 1-го типа характеризуются последовательным изменением относительных количеств магния при приблизительно постоянных количественных соотношениях железа и кальция. Для трендов 2-го типа характерно изменение отношений железа к магнию при приблизительно постоянном относительном количестве кальция. Тренды 3-го типа отличаются переменным количеством относительных содержаний железа при приблизительно постоянной величине соотношений кальция и магния. Тренды 4-го, 5-го и 6-го типов отвечают примерно постоянным содержаниям магния (различным для разных трендов) и переменными соотношениями кальция и магния. Для трендов 7-го типа характерно примерно постоянное содержание железа и переменные количественные соотношения магния и кальция. Для трендов 8-го типа характерно близкое к постоянному содержание кальция и переменные соотношения железа и магния. Помимо показанных на рисунке, существует, по меньшей мере, еще один широко распространенный тип трендов, отвечающий расслоенным габброидным массивам, содержащим в качестве обязательных членов габбронориты (Бушвельдский массив и подобные ему), и плутонам габброанортозитов (Джугджурский, Адирондакский и другие подобные им). Тренды всех этих тел начинаются в разных точках на линии треугольника «железо – магний» и сходятся в области, прилегающей к вершине треугольника «кальция» (т.е., исходные точки трендов отличаются соотношениями железа и магния, а в ходе дифференциации расплавов тренды все более сближаются). Несмотря на индивидуальные отличия, каждый отдельно взятый тренд характеризуется примерно постоянными количественными соотношениями железа и магния и переменными – кальция (рис. 2)..

С точки зрения возможного практического использования полученные тренды могут оказать существенную помощь при разграничении близких по составу (например, трапповых и натриевобазальтовых формаций) или по строению (например, расслоенные габброидные массивы могут отвечать трем различным типам трендов, отличаясь одновременно и потенциальной металлоносностью). Одновременно, можно полагать, что отличия между трендами разной направленности (и, соответственно, с разными петрохимическими соотношениями железа, магния и кальция) должны отражать какие-то фундаментальные отличия в происхождении и составе исходных магматических расплавов. Известные физико-химические диаграммы, отражающие возможные пути кристаллизации таких расплавов, так же как и оценки глубины

зарождения последних, не дают достаточных оснований для объяснения установленных отличий. Например, исходные расплавы известковощелочных вулканических серий и вулканитов Исландии, по существующим оценкам, возникают на существенно различных глубинах – соответственно, 40 – 60 и 90 – 120 км [11]. Характер трендов их достаточно сходен. В то же время считается, что базальты СОХ возникают на глубинах 20 – 80 км (там же), т.е., примерно в том же интервале, что и известковощелочные ассоциации, но характер трендов их существенно отличен от вышеупомянутых.

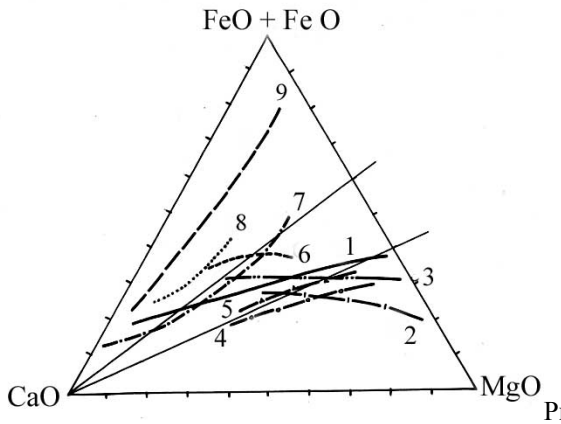


Рис. 2. Тренды расслоенных габброноритовых массивов

Массивы: 1 – таллаинского комплекса р. Витим; 2 – массив Кивакка (Карелия); 3 – Липовый Куст (Воронежский кристаллический массив); 4 – массивы Брунган и Калбак-Даг (Тува); 5 – массив г. Ханга (Тува); 6 – Рыбинский массив (Кузнецкий Алатау); 7 – массив Булкинский (Алтає-Саянская область); 8 – Якутский массив р. Витим; 9 – Чинейский массив Восточной Сибири

При рассмотрении рис. 1 обращает на себя внимание существование двух различных областей, в которых сходятся (точнее начинаются) тренды. Одна из них близка к составу магнезиального оливина и существование этой области можно объяснить преимущественно пикритовым составом, возникающих здесь мантийных расплавов. Вторая область соответствует на диаграмме полю, включающему точки составов геденбергита, авгита и роговой обманки. Этой же области отвечает и средний состав андезитов, по Р. Дэли. При этом тренды, начинающиеся в этой области, отвечают ассоциациям, возникающим, по общему мнению, в мантии, причем на разных глубинах (см. выше приведенные оценки глубины зарождения расплавов). Если для известковощелочных ассоциаций, возникающих на относительно небольших глубинах в зонах субдукции, можно предположить участие в расплавах какого-то количества корового (андезитового по составу) материала и (или) воды, то для объяснения характера трендов базальтоидов океанических островов, также начинающихся в «андезитовой» области, но являющихся производными значительно более глубинных расплавов, такое объяснение не подходит. В этой связи весьма любопытны экспериментальные данные, показавшие возможность выплавления андезитов на глубинах 100 – 150 км [8, с. 178], но дальнейшего развития эти данные не получили, и проблема соответствия части базальтоидных трендов «андезитовой» области остается открытой.

Традиционно рассматриваемые факторы – температурный режим, величина литостатического давления (глубина образования расплавов), присутствие водного флюида хорошо объясняют отличия между магматическими ассоциациями, отвечающими одному тренду (в первую очередь, количественные соотношения породных разновидностей с разным содержанием кремнезема). Такие ассоциации (например, коматиитовые, базальтовые СОХ, натриевобазальтовые континентов), зарождаясь, вероятно, на несколько различной глубине (т.е., в сходных, но

несколько различных P-T- условиях) обладают одинаковыми или сходными ведущими минеральными парагенезисами, достаточно близкими наборами петрографических разновидностей. За счет разных количественных соотношений последних составы ассоциаций оказываются как бы «сдвинуты» вдоль одной линии в область ультраосновных (вблизи точки оливина) или основных (вблизи точки геденбергита) составов. Все эти модели, однако, не могут ответить на вопрос, почему, например, дифференциация обогащенного оливиновым компонентом (пикритового?) расплава идет от точки оливина в одних случаях в сторону диопсида, в других – в сторону геденбергита, в третьих – в сторону пижонита (см. тренды 7, 1, 8 на рис.).

Сопоставление перечней ассоциаций с их геотектоническим положением показывает, что ассоциации с оливин-геденбергитовым трендом дифференциации преимущественно связаны с начальными стадиями океанического магматизма или же с начальными стадиями заложения складчатых поясов на континентах, т.е., возникали в условиях горизонтального растяжения. Ассоциации 4-го, 5-го, 6-го типов с геденбергит-биотитовыми трендами изучавшими их исследователями относятся к разным тектоническим этапам (позднегеосинклинальному, орогенному, автономной активизации), но все они имеют нечто общее - связь со структурами, несогласно наложенными на складчатое основание (вулканогенно-осадочными впадинами, вулканогенными и плутоническими поясами). Можно предположить, что при формировании этих ассоциаций доминировали контрастные вертикальные перемещения («глыбовая тектоника»). Известковощелочные ассоциации (2-й тип), по-видимому, возникают в условиях субгоризонтального сжатия. Во всех подобных случаях можно полагать, что ведущим фактором при магмообразовании служил перепад давлений в разных частях области магмообразования (т.е., процессы имели адиабатический характер). Для магмообразования в зонах СОХ такой механизм можно считать общепризнанным; вероятно, основные положения его приложимы и к другим геодинамическим обстановкам. К постановке проблемы и рассмотрению влияния градиентов P-условий близко подошли И.И. Абрамович, В.В. Груза, И.Г. Клушин с соавторами [1,2], разработавшие на примере латеральной петрохимической зональности островодужного магматизма модель «термобарического мантийного сепаратора» и показавшие различия в поведении щелочей, титана и алюминия во фронтальных и тыловых частях островодужных геодинамических систем. Различия в поведении железа, магния и кальция эти авторы не анализировали, по-видимому, за неимением адекватного метода сопоставления данных (в подобных случаях определение средних содержаний и коэффициентов корреляции между элементами, широко применявшееся указанными исследователями, оказывается мало информативным).

Построение подобных диаграмм может служить основой для сопоставления процессов дифференциации не только магматических ассоциаций разных регионов Земли, но и Земли и Луны. Рассматривая химические особенности лунных магматических образований, исследователи [6] приходят к двум, имеющим непосредственное отношение к рассматриваемой проблеме выводам: 1) наиболее информативным параметром при попытках классификации лунных пород оказывается содержание не щелочей (как принято для земных магматитов), а магния; 2) степень изученности лунных пород позволяет наметить среди них шесть магматических ассоциаций. Первая из них представлена сочетаниями пикробазальтов, оливиновых базальтов с перидотитами и оливиновыми меланогаббро. Эта ассоциация отличается однопироксеновым характером и

проявлена в лунных «морях». Для второй ассоциации характерно сочетание оливиновых и высокоглиноземистых базальтов с «полной гаммой плутонических пород, характерных для земных расслоенных интрузий – с троктолитами, шпинелевыми троктолитами, оливиновыми габбро и лейкогаббро, оливиновыми норитами и анортозитами» там же, стр. 404). По-видимому, близка к ней и шестая ассоциация двупироксеновых базальтов, приуроченных к материковой центральной части Луны. Вынесение точек составов лунных пород на диаграмму «железо – магний – кальций» показало, что здесь отчетливо могут быть обособлены два тренда, один из которых весьма близок оливин-геденбергитовому, а второй – оливин-плагиоклазовому (рис. 3).

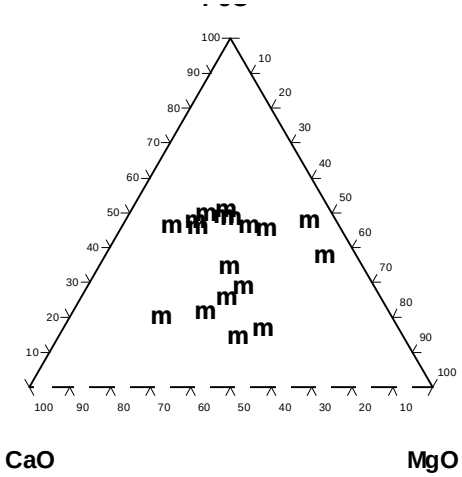


Рис. 3. Положение точек составов лунных пород на диаграмме «железо – магний – кальций»

При этом первый тренд (верхний на рисунке) явно отвечает первой из названных выше лунных ассоциаций и связан с лунными «морями» - структурами, более поздними по отношению к лунным «материкам». Соответственно, можно предположить, что лунные «моря» отвечают структурам растяжения. Второй тренд (нижний на рисунке) обладает значительным сходством с наиболее магнезиальными представителями оливин-плагиоклазовых земных трендов (см. рис. 2) и, вполне естественно, что ему соответствуют породы, однотипные породам расслоенных земных интрузий. Судя по приводимым данным [6], этот тренд отвечает породам, обнажающимся преимущественно на лунных «материках». Насколько можно судить по приведенным данным, высокоглиноземистые разновидности лунных пород проявлены преимущественно в материковых структурах, а сам фактор повышенной глиноземистости отражает главным образом величину давлений, при которых происходит дифференциация исходных магм (там же, стр. 396). К подобному выводу приводит изучение геодинамического положения земных магматических ассоциаций, наиболее глиноземистые из которых (как базиты, так и гранитоиды) оказываются связанными с зонами сжатия [12]. Скорее всего, по мере расширения наших знаний о составе лунных пород станет возможным выделение и каких-то иных петрохимических трендов. Пока же можно сказать, что два выделенных тренда отвечают условиям сжатия (или стабильного состояния?) и растяжения, проявлявшимся, соответственно, в более ранних материковых и более поздних морских структурах Луны.

Построение рассмотренных выше трендов и выделение на этой основе петрохимических закономерностей, контролирующих эти тренды, позволяет предположить, что градиенты содержаний

железа, магния, кальция в расплавах возникают в результате действия «термобарического сепаратора» и обусловливают дальнейшие отличия в направленности процессов дифференциации расплавов. К сожалению, такое предположение может быть проверено лишь при постановке экспериментальных исследований по изучению процессов плавления и кристаллизации в условиях градиентов давлений.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта №П241, в рамках реализации Федеральной целевой программы.

Литература

1. Абрамович И.И., Груза В.В., Клушин И.Г. и др. Современные идеи теоретической геологии. Л.; Недра, 1984.
2. Абрамович И.И., Клушин И.Г. Петрохимия и глубинное строение земли. Л.; Недра, 1978.
3. Бородин Л. С. Петрохимия магматических серий. М., Наука, 1967.
4. Браун Д.М. Проблема разнообразия изверженных горных пород // Эволюция изверженных пород. М., Мир, 1983. С. 15 – 23.
5. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.
6. Магматические горные породы. Основные породы / Отв. Ред. Е.В. Шарков. М., наука. 1985, 485 с.
7. Магматические формации СССР. Т. 1, 2. /Ред. В.Л. Масайтис. Ленинград, Недра, 1979.
8. Саранчина Г.М., Шинкарев Н.Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. Л., Недра, 1973.
9. Свешников К.И. Некоторые петрохимические тенденции в щелочных магматических ассоциациях // Научные работы УкрНДМИ. Сборник научных работ, Донецк, 2009, № 5, ч. II, стр. 57 – 66.
10. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В. с соавт. Карбонатиты и кимберлиты. – М.: НИА – Природа, 2005. – 540 с.
11. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М., Изд. МГУ, 1997.
12. Sveshnikov K.I. Parallelism of composition”s changeability of ultramafic-mafic and salic magmatic associations in the conditions of “tension – contraction” // Geochemistry of magmatic rocks/ Russia – Ukraine, 2010, p.191 – 192.

СВЯЗЬ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ВОРОНЕЖСКО-УКРАИНСКОГО ГЕОБЛОКА С ГЛУБИННЫМИ ТЕТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ

Свешников К.И.

Российский университет дружбы народов, г. Москва (sveshn42@mail.ru)

Фундамент Восточно-Европейской платформы состоит из структур I-го порядка - геоблоков, каждый из которых, начиная с раннего докембрия, развивался независимо от других .Воронежско-Украинский геоблок отвечает южной части фундамента платформы. Наиболее низкое стратиграфическое положение в геоблоке занимают гранулито-гнейсовые комплексы (побужская, брянская серии и их аналоги). Все прочие комплексы распространены лишь на отдельных площадях и, судя по имеющимся данным, никогда не охватывали всей территории платформы. Это позволяет выделить в строении фундамента два структурных этажа, низший из которых - гранулитовый цоколь, частично переработанный и уничтоженный более поздними геологическими процессами, имел первоначально площадное распространение, в то время как все прочие комплексы второго этажа образуют наложенные или вложенные в цоколь структуры. Среди комплексов второго этажа в возрастной последовательности выделяют амфиболито-гнейсовые (аульская, росинско-тикичская, обоянская серии), зеленокаменные (конкско-верховцевская, михайловская серии), метавулканогенно-хемогенно-терригенные (криворожская, курская серии), метатерригенные (тетеревская, кировоградская, воронцовская серии) и терригенно-вулканогенные стратифицированные комплексы (клесовская, лосевская серии, самбекский вулкано-плутонический комплекс), каждый из которых сопровождается определенным набором плутонических образований.

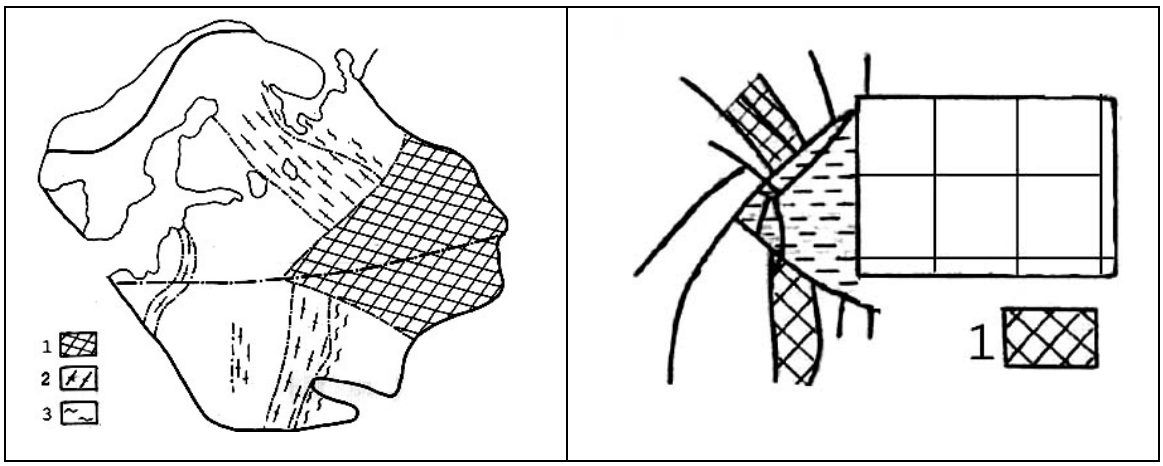
Наиболее протяженной и, вероятно, наиболее древней линейной структурой, пересекающей Воронежско-Украинский геоблок, является субмеридиональный Африканско-Лапландский линеамент, прослеживающийся от юго-восточной Африки до Кольского полуострова и пересекающий Воронежско-Украинский геоблок по линии Херсон – Смоленск [2].Земная кора к западу от линеамента является более мощной по сравнению с восточной частью геоблока, в пределах самого линеамента мощность коры минимальна для всего геоблока. С этим линеаментом совпадает осевая линия наиболее крупного из метатерригенных прогибов – Кировоградского, а в пределах последнего – ряда крупнейших из известных на рассматриваемой территории гранитоидных массивов (Вознесенского, Кировоградского, Новоукраинского, Корсунь-Новомиргородского).

Коллективом петрологов была предпринята попытка составления карты верхней мантии для территории Советского Союза [1, с. 76]. На этой карте показано, что под западной частью Украинского щита мантия отвечает графит-пироповой, под восточной – шпинель-пироксенитовой фации. Граница между мантийными фациями примерно отвечает положению линеамента. Проведенное нами сопоставление подобных по составу и геологическому положению раннедокембрийских мантийных производных показало, что все такие породы к западу от линеамента стабильно отличаются от развитых восточнее повышенной железистостью. Таким образом, рассматриваемый линеамент делит геоблок на два сегмента – Заападный с относительно железистой и Восточный – с относительно магнезиальной мантией, что находит отражение как в геофизических, так и геологических данных. Согласно радиологическим данным по Украинскому

щиту, эти отличия существовали уже в раннем архее и влияние их ощущается, по крайней мере, до конца архея. Соответственно, можно предположить, что данный линеамент должен был заложиться еще до отражения его в особенностях геологического строения, то есть, на догеологическом этапе (возможно, такие линеаменты древнейшего возраста соответствуют структурным швам между планетезималями, сохранившимися со времени аккреции планеты и периодически «просвечивающим» через «плавающие» над ними плиты)..

Следующим после вулканических излияний во время формирования гранулито-гнейсовых стратифицированных комплексов стало внедрение тел метапироксенит-перидотитов, тела которых образуют несколько субмеридиональных плутонических полос. По геофизическим данным, этим полосам отвечает увеличение глубины залегания поверхности Мохо до 50 км при глубине меньше 40 км за пределами таких полос. В пределах последних разрез земной коры на всю мощность сложен аномально плотными и аномально магнитными породами; по петрографическим данным, здесь присутствуют эклогитоподобные и гранат-дистеновые породы. Это позволяют полагать, что подобные полосы отвечают глубинным разломам, заложившимся в раннем архее и сопровождавшимся образованием коро-мантийной смеси на глубине и импрегнированием тел ультраосновного состава в верхние части зон разломов в условиях режима сжатия.

Стратиграфически выше гранулито-гнейсовых комплексов залегают амфиболито-гнейсовые. По мнению большинства исследователей, «основу» последних составляют вулканиты. В восточной части геоблока они образуют Курско-Днепровский пояс, состав вулканитов которого (аульской серии) отвечал, по-видимому, толеитовой серии, в западной – Росинско-Тикичский пояс; магматическая составляющая слагающей пояс росинско-тикичской серии отвечает известковощелочной серии. Можно полагать, что указанные отличия обусловлены соотношениями амфиболито-гнейсовых поясов с рассмотренными выше зонами сжатия, сопровождающимися телами метагипербазитов. Так, толеитовые вулканиты образуют Курско-Днепровский пояс в полосе между двумя зонами сжатия – Орехово-Павлоградской и Криворожско-Крупецкой. Известковощелочные вулканиты возникают в условиях сжатия, соответственно, осевая линия вулканитов росинско-тикичской серии совпала с Первомайско-Трактемировской зоной сжатия. В региональном плане Курско-Днепровский пояс практически под прямым углом упирается в южную границу Волго-Камского геоблока, сложенного толщами, занимающими наиболее низкое стратиграфическое положение в сводном разрезе гранулито-гнейсового цоколя фундамента Восточноевропейской платформы; контуры его достаточно близко совпадают с мантийной структурой, показанной на схеме мантийных фаций [1, с. 76]. К северу от Волго-Камского геоблока, по данным ряда исследователей, намечается продолжение емфиболито-гнейсового пояса, однотипного Курско-Днепровскому. Общее расположение структур в восточной части фундамента платформы весьма подобно положению сколовых трещин, возникающих при тектонофизическом моделировании давления жесткого тела на относительно пластичную среду в западном направлении (рис. 1).



А Б

Рис. 1. А – структурное положение гранит-зеленокаменных поясов в восточной части фундамента платформы. 1 – Гранулито-гнейсовый комплекс Волго-Камского геоблока, 2 – гранитно-зеленокаменные пояса, 3 – диафториты по гранулито-гнейсовым толщам. Прерывистыми линиями обозначены разломы. Б – результаты тектонофизического моделирования, по [6]. 1 – гранитно-зеленокаменные пояса

В пределах Курско-Днепровского пояса развиты также зеленокаменные комплексы, слагающие многочисленные ограниченные разломами впадины среди интенсивно гранитизированных толщ амфиболито-гнейсового комплекса, отчего многие исследователи называют такие структуры гранитно-зеленокаменными поясами. Возраст комплексов обоих типов считается позднеархейским. К западу от Африканско-Лапландского линеамента проявления зеленокаменных комплексов не известны. При рассмотрении расположения зеленокаменных структур в пределах Курско-Днепровского пояса также выявляется схожая с результатами тектонофизического моделирования картина, позволяющая говорить о приуроченности их к системе сколовых трещин, с той разницей, что жестким упором в данном случае служил не Волго-Камский геоблок, а Россошанско-Славгородский блок, представляющий собой выступ гранулито-гнейсового цоколя. Согласно результатам исследований О.Б. Гинтова, в Среднем Приднепровье на стадии формирования зеленокаменного комплекса преобладали сдвиговые дислокации вдоль разломов, служивших ограничениями зеленокаменных структур. Обращает внимание значительное количество поперечных к простиранию пояса разломов, также служивших ограничениями впадин. Соотношения конфигурации впадин и разломов ближе всего соответствуют механизму ромбохазма [5], приводившего к разрывам земной коры по поперечным (северо-западным) разломам и ее раздвигу. Возникающие при этом слабые участки («пустоты») заполнялись вулканическим материалом (зеленокаменным комплексом). С зеленокаменными структурами ассоциируют массивы плагиогранитоидов и двуполевошпатовых гранитов. Как правило, эти массивы тяготеют к противоположным окончаниям впадин – плагиогранитоиды в южной («украинской») части геоблока тяготеют к северным или северо-восточным ограничениям впадин, а граниты – к южным. В северной («воронежской») части расположение массивов гранитоидов обратное. Считается, что плагиогранитоиды тяготеют к зонам сжатия, а двуполевошпатовые граниты – к зонам растяжений. Соответственно, можно полагать, что стрессовые напряжения в южной и северной частях Курско-Днепровского гранитно-зеленокаменного пояса во время формирования заленокаменных поясов имели противоположную направленность.

После образования вулканогенно-хемогенно-терригенного комплекса, образующего ряд приуроченных к субмеридиональным разломам впадин, сформировался раннепротерозойский метатерригенный комплекс, слагающий три крупных прогиба – Кировоградский в центральной части геоблока, прурочeнный к Африканско-Лапландскому линеаменту, и два других – Тетеревский и Липецко-Волгоградский, протягивающиеся, соответственно, параллельно северо-западной и восток-северо-восточной границам геоблока. С Тетеревским и Липецко-Волгоградским прогибами ассоциируют многочисленные относительно небольшие тела двуслюдяной гранитовой формации (житомирский, волгоградский комплексы), отсутствующие в центральных частях геоблока. Параллельно тектоническим ограничениям последнего протягиваются вулкано-плутонические пояса (клесовско-осницкая, стойло-николаевская вулкано-плутонические ассоциации, лосевская толща + усманский плутонический комплекс, самбекский вулкано-плутонический комплекс), в составе которых ведущую роль играют массивы диорит-гранодиоритовой формации. В петрохимическом отношении магматические образования этих ассоциаций сходны с ассоциациями андийского типа. В целом все эти пояса могут рассматриваться как один вулкано-плутонический суперпояс протяженностью около 2000 км, трассирующий границы геоблока и связанный с процессами коллизии последнего с прилегающими Белорусско-Прибалтийским и Волго-Камским геоблоками. Северо-западной части суперпояса (Волыно-Полесскому поясу) соответствуют резкое изменение направлений простирания изогипс поверхности Мохо и магнитные аномалии в нижней части земной коры [4].

Метатерригенные комплексы традиционно считаются более древними по сравнению с терригенно-вулканогенными, но прямыми геологическими наблюдениями их соотношения не установлены, а имеющиеся радиологические данные в значительной мере перекрываются. Вполне вероятно, что метатерригенные комплексы и вулкано-плутонические пояса можно рассматривать в качестве целостной геодинамической системы, в которой параллельные вулкано-плутоническим поясам метатерригенные прогибы представляли собой «тыловые» структуры растяжения (своего рода аналог задуговых бассейнов в островодужных системах). Среди исследователей утвердилось мнение о связи с коллизионными процессами двуслюдяных высокоглиноземистых гранитов. К этому типу принадлежат граниты житомирского, волгоградского комплексов, локализованные в метатерригенных прогибах, прилегающих к вулкано-плутоническим поясам и отсутствующие на остальной части Воронежско-Украинского геоблока.,.что может служить дополнительным подтверждением высказанного предположения.

Более поздние магматические образования (плутоны рапакиви, щелочные и субщелочные тела) не являются спецификой только рассматриваемого геоблока, а отражают новый этап в развитии фундамента платформы, возникшего как целостная структура после коллизии разных геоблоков. Поэтому здесь они не рассматриваются.

В заключение остановимся на вопросе взаимосвязей крупных структур геоблока с особенностями строения земной коры.

В отличие от других регионов для Украинского щита сотрудниками Института геофизики АН Украины принято расчленение консолидированной земной коры не на два, а на три слоя – гранитовый, диоритовый и базальтовый. Последнее существенно расширяет возможности сопоставлений

приповерхностного геологического строения со строением земной коры. Проведенные нами совместные сопоставления показали, что соотношения мощностей указанных слоев хорошо коррелируются с областями развития отдельно взятых геологических комплексов [3]. В тех случаях, когда на участке совмещено несколько комплексов, строение коры коррелируется с наиболее поздним из них. Наиболее древние образования на Украинском щите представлены, как уже говорилось, гранулито-гнейсовым комплексом. Поэтому область развития недиафторированного гранулито-гнейсового комплекса может рассматриваться как наиболее близко отвечающая особенностям "первичной" коры. Для нее характерны примерно равные соотношения мощностей слоев (промежуточный тип строения коры на рис. 2) и слабо расчлененный рельеф границы Мохо.. Мощность коры - 42- 44 км.

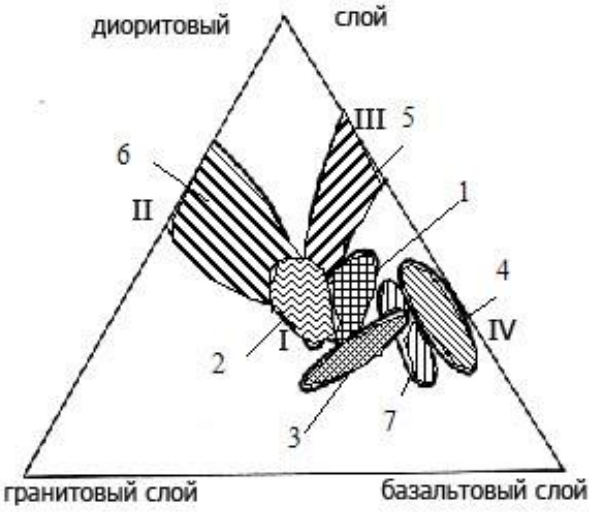


Рис.2. Соотношения мощностей слоев земной коры под главными структурами Украинского щита

Поля на диаграмме соответствуют: 1 – Подольскому блоку (выход недиафторированного гранулитового цоколя), 2 – Западно–Приазовскому блоку (выход диафторированного гранулитового цоколя), 3 – Росинско-Тикичскому блоку (область развития амфиболито–гнейсового комплекса), 4 – Голованевскомублоку (область уплотнения гранулито–гнейсового комплекса и развития метабазит–гипербазитовых тел), 5 – Курско-Днепровскому поясу (область развития амфиболито–гнейсового и зеленокаменного комплексов), 6 – Кировоградскому прогибу (область развития метатерригенного комплекса), 7 – Волыно–Полесскому поясу (область развития вулкано–плутонической ассоциации). Типы коры: I – "нормальная"; II – маломощная легкая, отвечает условиям растяжения; III – мощная тяжелая, отвечает условиям сжатия; IV – комбинированная, отвечает условиям сдвига.

Все последующие преобразования гранулитовых комплексов (диафторез) и образование новых комплексов вели к изменениям мощности коры в целом, изменениям относительной доли того или иного слоя и сопровождались увеличением степени расчлененности рельефа границы Мохо . Как следует из этих материалов, вопреки широко распространенному мнению, увеличение мощности коры не было связано с увеличением мощности гранитного слоя (для них характерна отрицательная корреляция) или количества гранитоидов в верхнем слое. Вообще, распространенность гранитоидов, особенно автохтонных, в преобладающем большинстве случаев не коррелируется с типом строения коры. Для областей развития всех комплексов, за исключением гранулито-гнейсовых, устанавливается прямая корреляция между мощностью коры и мощностью базальтового слоя, а также проявлениями глубинного магматизма.

Все области проявлений глубинного магматизма в плутонической форме характеризуются повышенной мощностью мощностью земной коры свыше 47 км. Области распространения метаморфических комплексов, хотя и содержат вулканиты, во всех случаях обладают корой тоньше 47 км. Области развития тел метаперидотитов среди гранулито-гнейсовых комплексов, так же как и вулкано-плутонических поясов, возникших в коллизионных обстановках,

помимо повышенной мощности земной коры характеризуются повышенными мощностями базальтового слоя, что позволяет говорить, что тяжелая кора возникает в условиях сжатия. Мощность земной коры под Кировоградским прогибом, насыщенным крупными гранитоидными телами, понижена и, параллельно с этим существенно понижена мощность базальтового слоя. Это позволяет считать, что легкая кора здесь возникла в условиях растяжения. Таким образом, мощности коры и соотношения слагающих ее слоев чутко реагировали на все геологические события, связанные с накоплением крупных объемов минеральных масс, и относительно слабо реагировали на дальнейшие преобразования последних. По всей видимости, вариации мощностей коры в целом и степень расчлененности рельефа границы Мохо были непосредственно связаны с геодинамическими обстановками, а соотношения мощностей слоев между собой отражают характер глубинных петрологических процессов, то есть, коррелируются с составом выплавлявшихся (и внедрявшихся в кору) магматических расплавов.

Литература

1. *Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Наука, Новосибирск, 1980.
2. *Крупенников В.А.* Каневско-Новоукраинский глубинный разлом – крупнейшая длительно развивающаяся рудоконцентрирующая структура фундамента Украинского щита// Сквозные рудоконцентрирующие структуры. М.: Наука, 1989.- С.97-104.
3. *Свешников К.И., Красовский С.С., Пащенко В.Г., Куприенко П.Я., Красовский А.С.* Генетические типы земной коры Украинского щита. // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. – Москва, 1999, с.56-57.
4. *Соллогуб В.Б.* Литосфера Украины.– Киев: Наук. думка. – 1986, 183 с
5. Структурная геология и тектоника плит. Т. 3 / Ред. Сейферт. М.: Мир, 1991
6. *Peltzer G., Tapponnier P.* Formation and evolution of strike-slip faults, rifts and basins during The India-Azia collision: An experimental approach// Journal of Geophysical Research. - 1988, v.93, p.15085-15118.

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА МАНЫЧСКОЙ ВПАДИНЫ

Свиточ А.А., Макшаев Р.Р.

Географический факультет МГУ (paleo@inbox.ru)

Новейшая геологическая история Манычской депрессии динамичная и разнонаправленная. В плейстоцене здесь неоднократно происходил переток вод каспийских трансгрессий в Понтическое море, а само существование проливов во многом было обусловлено новейшей тектоникой Маныча, исследованной недостаточно.

Фрагментарное описание неотектоники присутствует в [1, 2, 3, 4, 6], а специальные работы отсутствуют.

Депрессия Маныча представляет обширную низменную равнину, вытянутую от устья до Северного Прикаспия более чем на 400 км. Днище депрессии занято современными долинами Западного и Восточного Манычей, выполненными мощной толщей плейстоценовых морских и пресноводных осадков.

Склоны низменности асимметричные, более крутые на севере, к Ергеням, и относительно пологие на юге, к ставропольской возвышенности, сложенные разнообразными неогеновыми породами, закрытые делювиальным чехлом субаэральных четвертичныхпород.

Депрессия приурочена к обширному субширотному Манычскому прогибу, наложенному на глубокие разломы Скифской плиты, ограниченному с юга Ставропольским поднятием, а на севере Сальско-Манычской грядой. Активное формирование прогиба отмечается с поздней перми-триаса, а его структура отчетливо выражается по мезозойскому и палеогеновому структурным этажам. В новейшее время в прогибе происходило образование системы узких приразломных грабенов, отдельные участки которых испытывают дифференцированные движения и в современную эпоху. По материалам повторного нивелирования в современное время большая часть Манычской депрессии характеризуется малыми скоростями (+1,0; 0,0–1,0 мм/год) тектонических движений [1].

Поперечными блоковыми поднятиями: Сальским валом и структурой Зунда-Толга. Манычский прогиб разделяется на крупные впадины: западную — Тузла-Манчскую, центральную — Маныч-Гудиловскую и восточную Кумо-Манычскую [2].

Структурная дифференциация прогиба отчетливо отражается в его современном рельефе и конфигурации гидросети в виде кулисообразно располагающихся широтно ориентированных депрессий, сопряженных посредством крутых, коротких изломов речных долин, практически выражающих системы молодых нарушений (рис.).

Общий (региональный) неотектонический характер Маныча достаточно определенно выявляется: 1— приуроченностью к крупному, активно развивающемуся в мезо-кайнозое геологическому прогибу; 2 — низменным характером его современного рельефа; 3 — устойчивым палеогеографическим состоянием в плейстоцене — эпохе неоднократного существования Каспийско-Понтических проливов, располагавшихся в самых низменных участках прогиба. Все это однозначно свидетельствует об общем нисходящем неотектоническом режиме Манычской впадины, оцениваемой в 100 м [3].

Представляется интересным определить амплитуду новейших движений депрессии Маныча. Одним из способов такого расчета является сравнительный анализ современного и первичного положения хорошо стратифицируемых реперных горизонтов морских плейстоценовых отложений.

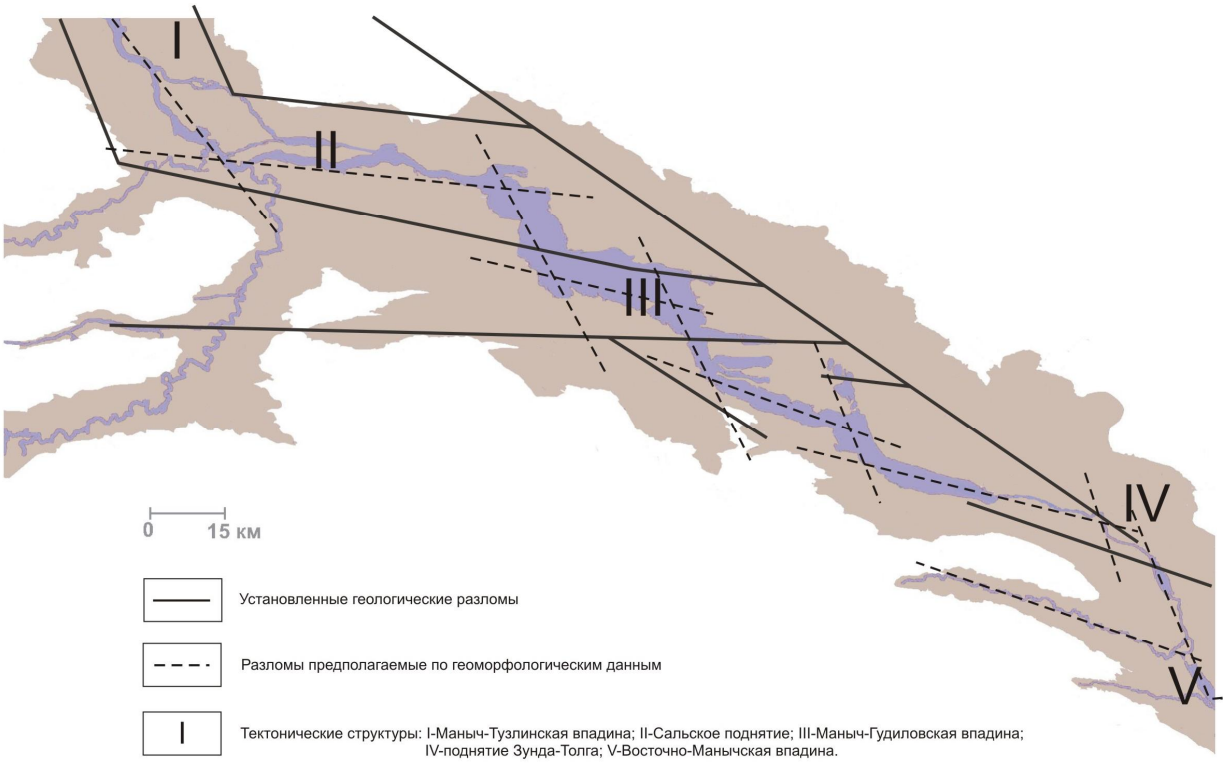


Рис. Схема неотектоники Манычского прогиба

Для этого воспользуемся следующим приемом: 1 — по материалам гидрогеологического бурения на Маныче [4] определим общее, т.е. без учета осложняющих локальных деформаций современное положение ложа реперных горизонтов бакинских (позднечаудинских), нижнехазарских (древнеэвксинских), верхнехазарских (карангатских), буртасских и нижнехвалынских отложений; 2 — по данным о гипсометрическом положении уровней Каспийского и Понтического водоёмов [5] на входе и выходе из пролива установим положение изначальной поверхности депрессии в плейстоцене; 3 — путем вычета из нее глубины последующих врезов реконструируем первоначальное положение ложа конкретных проливов. Последующее сравнение гипсометрии современного и первоначального ложа проливов и покажет величину его деформации за всё последующее после его образования время.

Выполненный анализ (таблица) показал, что в целом в плейстоцене Маныча депрессия медленно и устойчиво прогибалась.

Общая амплитуда опускания со времени разработки ложа бакинского пролива (~ 500 тыс. л. н.) составляла около 40–50 м и происходила со скоростью 0,1 мм/год. В последующие эпохи существования ранне- и позднехазарских проливов амплитуда и скорости опусканий были близкими (соответственно 20 м, 0,08 мм/год). Практически не установлено заметного опускания Маныча в хвалынскую эпоху. Это, возможно, объясняется не столько снижением его активности, сколько небольшим отрезком времени существования пролива — на порядок меньшим других эпох.

Относительно активное опускание Манычской депрессии отмечается в середине позднего плейстоцена, в эпоху существования буртасского озера (12 м; 2,14 мм/год). Однако эти материалы получена для центральной части прогиба — Маныч-Гудиловской впадины и скорее отражает динамику крупной локальной структуры, а не всей депрессии.

Таблица

Схематическая оценка общих (региональных) деформаций реперных горизонтов плейстоцена Маныча.

Проливы	Положение уровней водоемов на входе и выходе проливов	Современное гипсометрическое положение подошвы реперных горизонтов (X_1)			Начальное гипсометрическое положение подошвы реперных горизонтов (X_2)			Амплитуда деформации подошвы реперных горизонтов ($X_1 - X_2$)			Время осуществления деформаций, тыс.л.	Скорость деформаций, мм/год	Величина тангрессивных деформаций по эпохам
Бакинский (позднечаудинский)	~ 30 ~ 5	0	10	15	-45	-45	-25	45	55	40	~500	0,1	28
Раннехазарский (древнеэвксинский)	~ 40 ~ -5	-35	-20	5	-45	-35	-35	10	15	30	~250	0,08	4
								$\frac{10\text{-}30}{20}$					
Позднехазарский (карангатский)	~ 10 ~ 5	-5	-5	-3	-25	-20	-15	20	15	12	~ 100	0,16	4
								$\frac{12\text{-}20}{16}$					
Буртасское озеро	~ 50	+10 (?)			-2			12			~ 50	2,14	12
Раннехвалынский	~ 50 ~ -5	0	15	25	-2	15	25	2	0	0	~ 12	0	0
								0					

Литература

1. Белоусов Т.П., Энман С.В. Морфоструктурный план и тектонические движения Ставропольской возвышенности на четвертичном и современном этапах развития // Геоморфология, № 4, 1999, стр.56–69.
2. Геология СССР. Том XLVI, М., Недра, 1970, 666с.
3. Панина Л.В. Новейшие структуры региона Скифской плиты // Вестн. Моск. ун-та, сер. геолог., № 1, 2009, с.23–31.
4. Панов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983, 213 с.
5. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья. М.: Россельхозакадемия, 1989. 289 с.
6. Свиточ А.А., Янина Т.А., Новикова Н.Г. и др. Плейстоцен Маныча. (вопросы строения и развития). М.: Россельхозакадемия, 2010, 133 с.

ВЛИЯНИЕ ГОРЯЧИХ ТОЧЕК НА ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Севинян К.Т.

Учреждение Российской академии наук Геологический институт РАН, Москва, Россия
(skarine87@rambler.ru)

Характерной чертой строения рельефа дна Индийского океана является наличие большого разнообразия подводных хребтов, поднятий и плато. Исследование рельефа этих хребтов позволяет выявить закономерности и особенности их геоморфологического строения и, вместе с анализом геолого-геофизической информации, дает возможность подойти к решению проблемы их образования.

В процессе эволюции литосферы Индийского океана происходит взаимодействие горячих точек и спрединговых хребтов. Примерами такого взаимодействия могут служить горячая точка Реюньон и Центрально-Индийский хребет, а также горячая точка Кергелен-Брокен и Юго-Восточный Индийский хребет.

В настоящее время нет чёткой ясности в определении таких понятий как горячая точка или мантийный плюм. Следуя В.Н. Анфилогову (2005), можно принять следующее определение: мантийные плюмы – это вертикальные потоки вещества, возникающие на больших глубинах в мантии и доходящие до поверхности Земли, а горячие точки – это локальные проекции мантийного плюма на поверхность.

Целью данной работы является исследование влияния горячих точек на рельеф дна Индийского океана с помощью экспериментального моделирования различных геодинамических обстановок их проявления. В задачи входит выявление особенностей строения рельефа и типизация крупнейших подводных поднятий Индийского океана, происхождение которых может быть связано с действием горячих точек.

Геодинамическими особенностями формирования подводных поднятий, связанных с воздействием горячих точек является то, что некоторые из поднятий расположены непосредственно на спрединговых хребтах (острова Амстердам, Сен-Поль), другие - в стороне от них (острова Реюньон, Маврикий), третьи разделяются спрединговым хребтом, образуя два и более независимых структур, на одной из которых развит современный вулканизм (плато Кергелен, хребет Брокен), четвёртые приурочены к трансформным разломам (Восточно-Индийский и Чагос-Лаккадивский хребты).

Под влиянием горячих точек в структуре литосферы Индийского океана формировались хребты и поднятия, имеющие различную морфологическую выраженность:

а) изометричные с вулканами центрального типа (Амстердам, Сен-Поль, Реюньон, Маврикий);

б) дугообразные (Маскаренское плато);

в) линейно-вытянутые (Восточно-Индийский и Чагос-Лаккадивский хребты);

г) обширные вулканические плато с блоками континентальной коры (плато Кергелен) и без континентальных блоков (хребет Брокен).

На основе морфологического анализа, экспериментального моделирования, а также геофизических и литературных данных можно выделить несколько генетических типов внутриплитных поднятий Индийского океана:

1. линейно-вытянутые приразломные хребты с блоковой структурой, осложнённые пассивными частями трансформных разломов (Восточно-Индийский и Чагос-Лаккадивский), образованные дамбовым эффектом;
2. изометричные и дугообразные вулканические плато с континентальными блоками и вулканами центрального типа (Кергелен (острова Кергелен, Хёрд и

МакДональд) и Маскаренское (острова Реюньон, Маврикий)), сформированные при континентальном и океаническом рифтинге под действием горячих точек (Кергелен и Реюньон, соответственно);

3. изометричные вулканические плато без континентальных блоков и современного вулканизма (Брокен), образованные при океаническом рифтинге под действием горячей точки (Кергелен).

Таким образом, анализ морфологии подводных поднятий и хребтов позволяет оценить влияние горячих точек на особенности строения рельефа дна Индийского океана.

Литература

1. *В.Н. Анфилогов* Мантийные плюмы и плюм-тектоника // Материалы 38-го Тектонического совещания «Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 12-16.

МАГНИТНЫЕ МИКРОЧАСТИЦЫ ИЗ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД, ПОЧВ И АТМОСФЕРНОЙ ПЫЛИ

Седьмов Н.А., Залуцкий А.А.

Ярославский Государственный Технический Университет, Ярославль, Россия
(zalutskii@mail.ru)

Введение

В настоящее время общепризнано и доказано, что в магнетизм верхних горизонтов почв и горных пород существенный вклад вносят сильномагнитные сферические частицы, выпадающие из нижних слоев атмосферы [1-3]. Больше всего на земную поверхность поступает частиц техногенного происхождения, которые образуются при проведении металлургических процессов и при сжигании угля на тепловых электростанциях. Существенная доля таких частиц формируется при дальнейшей металлообработке в ходе сварочных работ. Помимо частиц техногенного происхождения в потоке выпадающих на земную поверхность магнитных сферул можно обнаружить частицы вулканического и космического (метеоритного) происхождения.

Несмотря на различное происхождение, магнитные частицы, которые методом магнитной сепарации можно выделить из почв рыхлых горных пород, имеют общие черты. Их сферичность частиц обусловлена высокотемпературным происхождением, а состав определяется исходными соединениями, из которых они образуются. Поскольку нагрев и дальнейшее охлаждение частиц происходит весьма быстро, то условия их формирования далеки от равновесных. Это, в свою очередь, отражается на структуре и составе магнитных минералов, слагающих данные частицы.

Целью нашей работы является представление результатов по составу, свойствам, количеству магнитных сферических частиц в воздухе, в почвах, на промышленных фильтрах, по взаимодействию магнитной компоненты аэрозолей с земной поверхностью и её накоплению.

Материалы и методы

Для выделения сферических частиц из приземных слоев атмосферы воздух прокачивался через мембранные фильтры с размером ячейки *0,25 мкм.* Для выделения сферул из атмосферных осадков, почвы, грунтов, пыли производственных и жилых помещений, золы электростанций использовался метод магнитной сепарации. Образцы отбирались в различных почвенно-климатических зонах Земли (см., например, [3]) и промышленных районах Центральной части России [2].

Для визуального изучения и фотографирования объектов использовали оптический металлографический и растровый электронный микроскопы. Измерение восприимчивости *(c)*, намагниченности насыщения *(J_S)* для проводили методом Фарадея. Для относительно больших образцов и термомагнитных измерений использовали вибрационный магнитометр и индукционный измеритель начальной восприимчивости. Мессбауэровские спектры, рентгеновские дифрактограммы снимали на аппаратуре лаборатории ФТТ кафедры физики Ярославского государственного технического университета.

Результаты исследований

Исследование магнитных фракций (МФ) велось по нескольким направлениям, основные из которых следующие: морфология и магнетизм сферических частиц; фазовый состав и другие характеристики; определение источников сильномагнитных сферул, интенсивность поступления.

Было установлено следующее:

1. Под микроскопом в отраженном свете сферические частицы МФ сильно отличаются по размеру, цвету, морфологии

(Рис. 1).

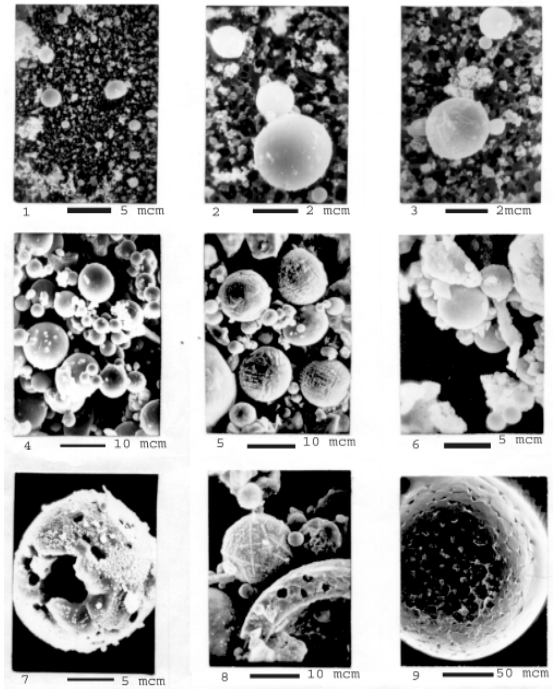


Рис. 1. Сферическме частицы из различных источников: 1,2,3- частицы на мембранных фильтрах, 4 - из пыли жилого помещения, 5 - из верхнего горизонта почвы, 6 - из пыли домашнего кондиционера, 7,8 - из гумусового горизонта почвы, 9 - из золотоносных песков (Якутия)

Среди них встречаются частицы с ярким металлическим блеском, матово-белые «фарфоровые», бесцветные, прозрачные, желтоватые, голубоватые с красноватым и зеленоватым оттенками. Цветных частиц, как правило, меньше, но и они притягиваются к магниту.

2. Поверхность и объем частиц неоднородны (Рис. 1). При шлифовании легко просматриваются структуры: фасеточные, дендритообразные, бороздчатые, иногда игольчатые, вскрываются раковины и каверны. Отдельные частицы в шлифах и при травлении не разрушаются даже смесью соляной и азотной кислот. Частицы размером *0,2 – 0,5 мм* имеют поверхность, покрытую гексагональными пластинами размером *10 – 70 мкм*, треугольными и прямоугольными выемкам . Плотность частиц от $2{,}7 \times 10^3$ *кг/м*^{3} до $5{,}2 \times 10^3$ *кг/м*^{3}. Намагниченность насыщения индивидуальных сферул изменялась от *Js* магнетита (*92 Гс*$\times$*см*^{3}*/г*) до *Js* близкого к *a*-железу (*218 Гс*$\times$*см*^{3}*/г*).

3. Имеют место сезонные вариации концентрации частиц в приземном слое воздуха, и установлено, что максимальное число частиц наблюдалось в зимние месяцы. Летом концентрация шариков не превышает *1500-2000 ед/м*^{3}. Минимальное зарегистрированное значение - *900 ед/м*^{3}. Резкое увеличение концентрации частиц в зимние месяцы связано с более интенсивной работой теплоэлектроцентралей. ее корреляция с погодными условиями, наводят на мысль о связи содержания частиц вблизи поверхности земли с интенсивностью работы тепловых электростанций.

4. При смене погоды наблюдается быстрое изменение концентрации частиц (Рис. 2).

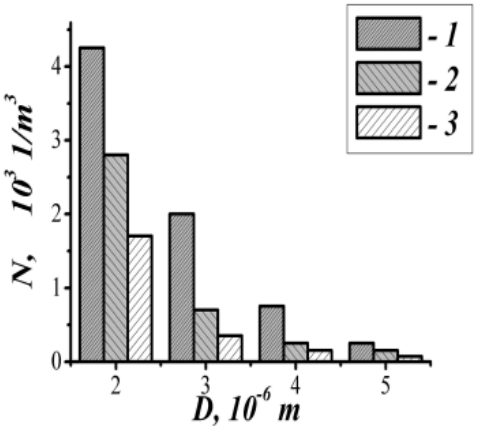


Рис. 2. Концентрация частиц при различной погоде: 1 – ясная, через 2 суток, 2 – ясная, через сутки, 3 – снегопад.

Переход от ясной погоды к снегопаду приводит к резкому снижению концентрации частиц всех размеров. Переход от снегопада к ясной погоде сопровождается увеличением содержания частиц в приземном атмосферном слое. Отмечено, что прирост концентрации на вторые сутки после снегопада выше, чем на первые. По-видимому, атмосферные осадки в виде дождя и снега, а также облака отфильтровывают частицы и осаждают их вблизи источника.

5. Распределение микрочастиц по размерам апроксимируется показательным законом: $N = C \times D^{-a}$ с показателем степени *a* близким к трем (Рис. 3).

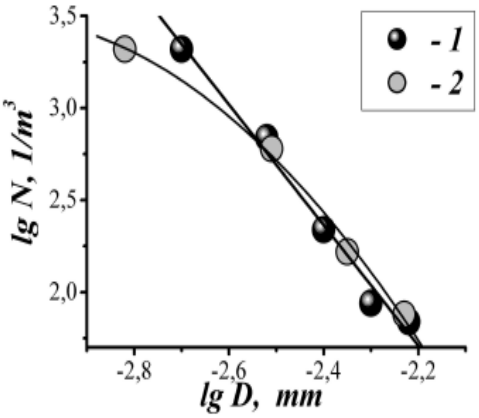


Рис. 3. Распределение размеров сферул.

Скорость аккреции, рассчитанная по среднегодовому распределению частиц составляет $1{,}5\text{-}3{,}5 \times 10^7$ т/год. Это более чем на два порядка превосходит величину потока частиц, характерную для геологического прошлого Земли (пермь и силлур) и на порядок больше наиболее вероятной интенсивности современного выпадения магнитных частиц на Землю. Таким образом для крупных городов доля частиц космического происхождения составляет не более *0,5 – 1,0 %* от общего числа частиц, выпадающих на поверхность Земли, остальное приходится на техногенные выбросы.

6. Термомагнитный анализ и мессбауэровская спектроскопия диагностируют в микрочастицах наличие магнетита. Соотношение площадей мессбауэровских линий магнетита (Рис. 4) позволяет записать его формулу в виде $Fe_{3-x}O_4$.

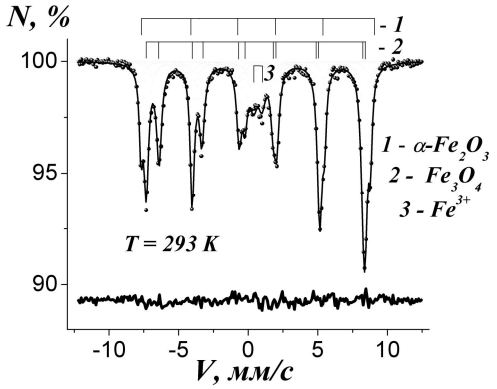


Рис. 4. Типичный мёссбауэровский спектр ядер ^{57}Fe в МФ, выделенной из почвы Земли (результат его обработки в рамках механизма вакансий [4]).

Величина x возрастает от почвенных препаратов к техногенным продуктам и сферулам из помещений, расположенных на большей высоте. Для образцов из курского чернозема $x = 0{,}12$, для сферул из сварочного цеха x изменяется от 0,14 до 0,17. Нестехиометричность магнетита по железу свидетельствует либо о наличии вакансий, либо изоморфных замещений железа другими элементами. В первом случае мы имеем дело с рядом магнетит-маггемит, во втором - с изоморфными рядами типа магнетит-ульвошпинель. Все изученные образцы имеют точку Кюри ($q_к$) на 20-30 °С ниже стехиометрического магнетита. Нагревание выше 560°С вызывает фазовое превращение, вследствие которого кривая намагниченности при охлаждении образца идет ниже кривой нагревания, а точка Кюри снижается на 15-20 °С. Причем у магнитных сферул из почвы это смещение наибольшее и достигает 30 °С. Для магнитных частиц из промышленных осадков и из атмосферы смещение $q_к$ происходит не более чем на 5-10 °С. В совокупности это свидетельствует в пользу катионных вакансий.

7. Нестехиометричность магнетита приводит к тому, что данные сферические частицы достаточно быстро разрушаются, попав в почву. Высокодисперсные магнитные частицы подвергаются воздействию почвенных процессов, характерных для данного типа почвы. В результате действия двух противоположных процессов: постоянного притока сильного магнетика и его разрушения в почвенных горизонтах устанавливается определенный уровень c. В ходе эксперимента, моделирующего окислительно – восстановительную среду верхнего горизонта почвы, для частиц, полученных при газо – электросварке, измерялась намагниченность насыщения J_S и магнитная восприимчивость c. Параметры J_S и c спадают по экспоненциальному закону (Рис. 5).

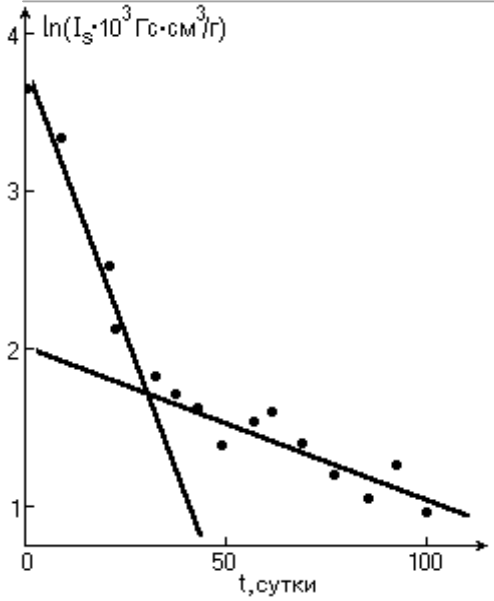


Рис. 5. Влияние переменных восстановительно-окислительных условий в модельном опыте на намагниченность насыщения образца почвы.

Намагниченность насыщения вначале быстро от 38×10^{-3} *СГСМ* для исходного образца снизилась до $(5 - 7)10^{-3}$ и затем медленно падает до 2×10^{-3} *СГСМ*. Аналогично ведет себя *c*, в течение трех недель она с 52×10^{-6} *СГСМ* уменьшается до 15×10^{-6} *СГСМ* и далее медленно до $(7\text{-}8) \times 10^{-6}$. Главной причиной снижения *c* и *Js* является растворение магнетиков в восстановительных условиях. Катионы Fe^{3+} при переходе в Fe^{2+} приобретают подвижность, переходят в раствор и затем удаляются с ним. Намагниченность насыщения изменяется по закону: $Js = J_{so} \cdot exp\ (-t/t)$. Из экспериментальных данных следует, что экспонента имеет «быструю» и «медленную» составляющие (Рис. 5). Наличие двух компонент говорит о том, что в исследованных образцах существует по крайней мере две разновидности магнетиков, отличающихся своей растворимостью.

Заключение

1. Для крупных промышленных центров доля сферул космического происхождения составляет не более *0,5 - 1,0 %* от общего числа частиц, выпадающих на поверхность Земли.
2. Нестехиометричность магнетита в изученных сферических частицах проявляется наличием вакансий в кристаллической решетке магнетита. Степень вакансий (*X*) для сферических частиц из промышленной пыли несколько выше, чем из верхних горизонтов почв.
3. В исследованных образцах существуют две разновидности сильных магнетиков, отличающихся своей растворимостью.
4. В результате постоянного притока сильного магнетика и его разрушения в почвенных горизонтах устанавливается определенный уровень χ, характерный для данной почвы.

Литература

1. *В.Ф. Бабанин, С.В. Васильев, А.В. Иванов, Н.А. Седьмов.* Магнитные микрочастицы в атмосфере и их аккумуляция поверхностью Земли // Труды Межд. Симпозиума по аэрозолям. Вып. АТ-1: Атмосферные технологии. М., 1994, С. 69-81.
2. В.Ф. Бабанин, В.И. Трухин, А.В. Иванов, Л.О. Карпачевский, В.В. Морозов. Магнетизм почв. //Ярославль: ЯГТУ, 1995. 223 с.
3. *В.Ф. Бабанин, А.В. Иванов, И.А. Куткин Н.А. Седьмов.* Морфология и мёссбауэровская спектроскопия сильномагнитных сферул из почв Ярославской области // Геохимия, 1987, № 12, С. 1792-1798.
4. *Н.А. Седьмов, В.Ф. Бабанин, В.В. Морозов, А.А. Залуцкий, В.И. Трухин, С.А. Шоба.* Магнитоминералогические особенности магнетита из различных осадочных пород и отложений // Вестник Московского Университета. Серия 3, Физика. Астрономия. 2004, №1, С.59-65.

ВЕДУЩАЯ РОЛЬ МЕТОДОЛОГИИ В РЕШЕНИИ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Сеитов Н.

Казахский национальный технический университет имени К.И.Сатпаева, г. Алматы, Республика Казахстан
(seitov1944@mail.ru)

Геологическая наука является специпичной наукой. Ее первая специпичность заключается в том, что основным объектом изучения теоретической геологии является планета Земля и этот главный предмет ее исследования, представленный основной частью разреза Земли толщиной более 6300 км, оказывается недоступным для непосредственного изучения. Поэтому непосредственным предметом изучения геолога является только верхняя, ничтожно малая часть разреза планеты, называемая земной корой, мощность которой не превышает первые десятки км. Более того, основным предметом изучения геолога является не сама земная кора как таковая, а ее структурные элементы, сложенные многообразием геологических формаций. Именно они – геологические формации – дают возможность геологу проследить шаг за шагом особенностей развития изученных структурных элементов земной коры разного порядка, самой земной коры, литосферы и, в конечном счете, всей Земли в целом.

Вторая специпичность геологической науки заключается в том, что она, изучая результаты природных процессов, пытается восстановить те геологические события и явления, которые «создали» эти процессы. Другие науки обычно изучает процессы и предсказывают результаты этих процессов, т.е. изучая причины, предсказывает следствие. Используемый в геологии философский принцип изучения следствий для выяснения причин процессов не только уникален, но и уязвим. Если учесть, что эти процессы происходили сотни миллионов–миллиарды лет тому назад, да еще первопричины этих процессов «спрятаны» в глубоких недрах планеты и поэтому недоступны для непосредственного наблюдения, то уникальность и уязвимость такого принципа увеличивается неимоверно.

Исходя из указанных особенностей геологической науки, решение теоретических проблем геологии должно основываться не на результатах точных методов исследования, а на системном анализе всех имеющихся фактов и дедуктивном методе «познания внутренней основы природных объектов и выявления наиболее общих закономерностей» [1, с.4]. Иными словами, в выборе методологии теоретических геологических исследований предпочтение имеют, вероятно, философский стиль мышления и хорошо развитая формальная логика исследователя. Однако, как свидетельствует группа ученых во главе с академиком Хаиным В.Е., написавшая замечательную монографию под названием «История и методология геологических наук», «…во многих работах по-прежнему господствует описательная характеристика геологических тел, явлений и процессов, и обилие примеров не оставляет места для проникновения в их механизм» [2, с. 229].

При таком положении нынешнего этапа развития геологической науки и методологии изучения Земли многократно повышается роль парадигмы, которая предопределяет какие-то общие закономерности смены геологических процессов в истории развития Земли и направляет мысль исследователя в нужное русло. «Парадигма − исходная концептуальная система, модель постановки проблем и их решения, методов исследования, господствующих в течение определенного исторического периода в научном сообществе» [3, с. 963]. В данном контексте, концепцию

Тектоники литосферных плит (ТЛП) можно принять ныне в качестве главной парадигмы геологической науки, которая способствует правильному пониманию сути процессов заложения, развития и становления тектонических структур земной коры континентов посредством открытия и закрытия океанических структур и восстановлению истории их геологического развития. Решение именно этой задачи является, по существу, главной целью не только региональной геотектоники, но и геотектоники вообще, т.е. выявления особенностей развития всей нашей планеты в целом.

Тем не менее, нельзя считать, что ТЛП – панацея от всех проблем в геологии. У этой концепции все еще много узких мест. Среди них, на наш взгляд, пока еще нерешенной, но самой важной проблемой является выяснение степени пригодности основных положений ТЛП для установления генетической и геодинамической природы формирования более древних домезозойских тектонических структур континентов. По данному вопросу, как известно, ныне существуют три основных мнения:. Первое представление предполагает, что развитие тектонических структур земной коры подчинено законам ТЛП практически с самого начала геологического развития планеты, т.е., по крайней мере с середины архейского эона. (в течение последних 3,6 млрд. лет), если не во всей истории геологического развития планеты, насчитывающей порядка 4 млрд. лет; Согласно второму представлению, эра господства ТЛП в качестве основного механизма развития тектонических структур континентальной коры, наступила только начиная с неопротерозоя (с позднего рифея),, поскольку геологический возраст сопоставимой с разрезом современной океанической литосферы фрагментов типичной офиолитовой ассоциации пород [4], найденных когда-либо в пределах континентов, в большинстве случаев не выходит за пределы 1 млрд. лет. Третье представление соответствует классическому представлению отца мобилизма А.Вегенера [5], который предполагал, что проявление ТЛП в ее сегодняшних масштабах (глобальное проявление) началось приблизительно с начала мезозойской эры развития Земли, т.е. она действует в глобальном масштабе только в последние 0,25-0,20 млрд. лет..

Первое представление оправдано с логической точки зрения, поскольку если концепцию ТЛП можно принять в качестве основной парадигмы, то, согласно принципу актуализма, ее основные положения должны быть приемлемы и для расшифровки геодинамической сущности всех структур вне зависимости от их геологического возраста. Однако это представление уязвимо с точки зрения неоднозначности доказательной базы, ибо исключительная редкость фактов нахождения в континентальной коре фрагментов офиолитовой ассоциации пород с возрастом древнее позднего рифея все же довольно сильный аргумент в пользу подтверждения указанной уязвимости. Второе представление вроде бы подкреплено фактическими данными, но оно уязвимо, наоборот, с логической точки зрения: если Земля в течение первых трех миллиардов лет своей истории (до позднего рифея) развивалась согласно каким-то другим законам, то почему на рубеже начала непротерозоя вдруг наступила эра господства ТЛП, проявленной в глобальном (всепланетарном) масштабе? Ведь, все геологические факты свидетельствуют о том, что 1 млрд. лет тому назад в Земле вроде бы не было никаких катастроф, которые могли бы оказаться первопричиной переориентации ее развития на новый лад – согласно законам ТЛП. Третий вариант представления практически лишен недостатков, поскольку реальность проявления глобальной тектоники плит в последний (мезозой-кайнозойский) этап развития планеты вроде бы не вызывает сомнения в силу многочисленных фактов, однозначно доказывающих правомерность такого представления.

На наш взгляд, при переходе от фиксизма к мобилизму в 60-х годах XX

столетия определяющее большинство тектонистов мира к вопросу о степени пригодности идей ТЛП в вопросах расшифровки геодинамической природы формирования структур континентальной коры подошло слишком прямолинейно, в результате чего ныне не учитывается эволюционный характер развития планеты и, соответственно, не вносится какая-либо поправка на геологическое время. В результате этого сегодняшние (мезозой-кайнозойские) масштабы проявления плитной тектоники (новой глобальной тектоники) механически были перенесены практически на весь период развития планеты, насчитывающий порядка 4-3,5 млрд. лет. Согласно такому представлению, ныне предполагается существование в истории Земли «нескольких поколений» суперконтинента Пангея, которая, то раскалываясь, то смыкаясь вновь и вновь, постоянно блуждали, якобы, на лике планеты. Представление о раскалывании и смыкании больших континентов в свою очередь предполагает существование между ними больших же океанов типа Палеопацифики, Паналассы, Япетуса, Палеотетиса, Палеоазиатского океана, Туркестанского палеоокеана,, Палеоуральского океана и т.д., открытие и закрытие которых создали якобы сегодняшние тектонические структуры континентов, в т.ч. структур Казахской складчатой области [6–19 и мн. др.].

Нам представляется, что указанному выше представлению противоречит ряд геологических фактов. Как известно, геологическое строение земной коры Казахской складчатой области характеризуется большой сложностью, вызванной «мозаичностью» распространения палеозойских складчатых структур, вытянутых в разных направлениях и «рассекающих» изолированные блоки докембрийских сиалических образований разной величины и конфигурации [20]. С позиции геосинклинальной концепции эти блоки рассматривались как обнаженные на поверхности фрагменты фундамента палеозойских геосинклиналей и назывались срединными массивами. Однако, с установлением океанической природы офиолитовой ассоциации пород в пределах складчатых структур [4], палеозойские эвгеосинклинали Казахстана стали рассматриваться как фрагменты былого океана и называться офиолитовыми зонами, а срединные массивы – микроконтинентами. Если палеозойские офиолитовые структуры Казахской складчатой области действительно являются атрибутами одного крупного, соизмеримого с современными (мезозойско-кайнозойскими) океанами позднедокембрийско-раннепалеозойского Палеоазиатского океана, то эти структуры, как «зоны древнего раскалывания и последующего спаивания континентов» [6, с. 30], должны были: 1) располагаться в пространстве как-то упорядочено и хотя бы в общих чертах отмечать генеральное направление предполагаемых бортов сомкнутого большого океана; 2) не перемежаться или хотя бы не так часто перемежаться с докембрийскими сиалическими блоками; 3) характеризоваться близостью геологического возраста офиолитов в пределах всей территории Казахской складчатой области или хотя бы как-то закономерно (последовательно) отмечаться смена возраста офиолитов (омоложение или удревнение) в каком-то конкретном направлении; 4) быть лишенной формационной и структурной самостоятельности. Однако имеющийся фактический материал по офиолитовым структурам Казахстана не удовлетворяет ни одному из приведенных выше четырех условий.

Так, на наш взгляд, эти структуры не могут быть атрибутами больших океанов позднего докембрия-палеозоя по следующим признакам: 1) ни одну из офиолитовых зон Казахской складчатой области не возможно обособить в качестве главной линии спаивания больших континентов, поскольку все они сопоставимы как по своим масштабам, так и по формационно-структурным характеристикам; 2) насыщенность

земной коры Казахской складчатой области как докембрийскими сиалическими блоками, так и сиалическим материалом в составе каледонид и герцинид ставит под сомнение факт существования когда-либо каких-либо больших океанов на данной области, поскольку такое количество кислого материала вряд ли возможно получить при «вызревании» океанической коры; 3) простирания офиолитовых структур в пределах Казахской складчатой области разноориентированы, даже ортогональны; 4) все выделенные в пределах области офиолитовые зоны в той или иной мере автономны по возрасту офиолитов; 5) каждая офиолитовая зона автономна по набору геологических формаций, причем каждая из них, как правило, обрамляется «своими собственными» островодужными или островодужно-флишевыми (островодужно-окраинноморскими) образованиями; 6) наличие зачастую центробежной вергентности складок в самих офиолитовых и островодужных комплексах, при центростремительной вергентности складок окраинноморско-флишевых образований, что свидетельствует не только о совмещении в пространстве нескольких структурно-формационных зон в условиях чрезвычайного стресса, но и завершении этого стресса закрытием древних островных дуг и окраинных морей и «дожатием» их формаций к центральной зоне смыкания в лице офиолитовой сутуры; 7) в некоторых случаях обнаруживается наличие под офиолитовыми сутурами узкого зияния в «гранитном слое» [21-24]. Эти особенности позднедокембрийско-палеозойских офиолитовых структур Казахской складчатой области Урало–Монгольского складчатого пояса дают возможность предположить региональный характер проявления тектоники плит в указанный этап развития планеты. Иными словами, каждая неопротерозойско-палдеозойская офиолитовая зона по своим структурно-формационным особенностям оказывается океанической сутурой в миниатюре, в пределах которой сосредоточены взаимно перетасованные и неимоверно дислоцированные комплексы пород, образованные при открытии и закрытии микроокеанических бассейнов геологического прошлого согласно циклу Вильсона.

Приведенные выше особенности позднедокембрийско-палеозойских офиолитовых структур требуют качественно нового подхода к решению указанной выше главной проблемы применительно к выяснению возможностей использования основных положений ТЛП для создания генетической и геодинамической модели формирования структур континентов. На наш взгляд, особенности строения континентальных структур в целом дают возможность допустить фиксистский характер развития тектонических структур континентов (так называемых, гранитно-гнейсовых куполов и зеленокаменных поясов) до неопротерозоя (промежуток времени 4-3,6–1 млрд. лет тому назад), региональный характер проявления ТЛП в неопротерозойско-палезойский этап развития планеты (1–0,25-0,2 млрд. лет тому назад) и глобальное проявление тектоники плит в мезозой-кайнозойское время (последние 0,25-0,2 млрд. лет). Такой эволюционный характер проявления тектонических процессов в геологической истории Земли, конечно же, должен быть связан с качественными и количественными изменениями «во внутренних частях нашей планеты», ибо изменение характера и масштаба проявления тектонических процессов с течением геологического времени должно вызываться изменением же внутреннего состава и строения планеты в ходе ее эволюционного развития и, соответственно, изменением интенсивности и характера передачи внутренней (эндогенной) тепловой энергии планеты в ее верхние оболочки.

Однако, эти вопросы являются уже предметом другого разговора.

Литература

1. *Назаров И.В.* Проблемы диалектико-материалистической методологии в науках о Земле. Красноярск, 1985. 136 с.
2. *Хаин В.Е., Рябухин А.Г., Наймарк А.А.* История и методология геологических наук. Москва, Издательский центр «Академия», 2008.. 415 с.
3. Советский энциклопедический словарь. Москва. 1978. С. 420.
4. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого //Геотектоника 1969. № 4. С. 5-23.
5. *Вегенер А.* Возникновение материков и океанов. Москва–Ленинград, 1925. 145 с.
6. *Зоненшайн Л.П.* Реконструкция палеозойских океанов // Дрейф континентов. Москва, 1976. С. 28-71.
7. *Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны. Москва, 1976. 171 с.
8. *Дергунов А.Б. и др.* Закономерности формирования палеозоид Центральной Азии и Казахстана // Геотектоника 1985. № 3. С. 83-84.
9. *Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.*. Геодинамика спрединга. Москва: ГЕОС. 2002. 294 с.
10. *Рязанцев А.В.* Структурная зональность нижнепалеозойских комплексов в Бощекульской островодужной системе на северо-востоке Центрального Казахстана //Очерки по региональной тектонике. Том 2. Москва, «Наука». 2005. С. 5-39.
11. *Рязанцев А.В., Борисенок Д.В., Дубинина С.В. и др.* Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений // Очерки по региональной тектонике. Том 1. Южный Урал. Москва, «Наука», 2005. С. 56-83.
12. *Дегтярев К.Е.., Толмачева Т.Ю.* Косые сдвиги и их роль в нарушении латерального ряда структур раннепалеозойской Чингизской островодужной системы (Восточный Казахстан) //Очерки по региональной тектонике. Том 2. Москва, «Наука». 2005. С. 40-67.
13. *Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.,Лубнина Н.В.* Геодинамические условия формирования палеоспрединговых комплексов Урало-Монгольского пояса //Очерки по региональной тектонике. Том 2. Москва, «Наука». 2005. С. 201-247.
14. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. Москва. Изд-во «КДУ». 2005. 560 с.
15. *Хаин В.Е., Короновский Н.В.* Планета Земля от ядра до ионосферы. Москва, 2008. 244 с.
16. *Дегтярев К.Е.* Каледониды Казахстана и Северного Тянь-Шаня: строение, тектоническая эволюция и процессы формирования континентальной коры: Автореф. дис. …докт. геол.-минерал. наук. Москва, 2010. 48 с.
17. *Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Butman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia //Nature. 1993. Vol. 364. P. 299-307.
18. *Sengor A.M.C., Natal'in B.A.* Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust //Ann. Rev. Earth planet. Sci. 1996. Vol. 24. P. 263-337.
19. *Sengor A.M.C., Natal'in B.A.* Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis //The tectonic evolution of Asia. Cambridge: Univ. press, 1996. P. 486-639.
20. *Кассин Н.Г.* Развитие геологических структур Казахстана //Основные идеи Н.Г.Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, 1960. С. 29-73.
21. *Сеитов Н.* Тектоника плит и офиолитовые зоны Казахстана: (принципы умеренного мобилизма). Алматы, 1988. 112 с.
22. *Сеитов Н.* Тектоника плит: возможные истоки и особенности проявления. Алматы, 1992. 200с.
23. *Сеитов Н.* Перспективы изучения геологии Казахстана с позиции тектоники плит //Геология Казахстана. 1996. №2. С. 9-15.
24. *Сеитов Н.* Генетическая и геодинамическая модель геологического развития и становления палеозойских офиолитовых зон. Алматы, 2006. 150 с.

ЛИТОСФЕРА КАК ЦЕЛЬНАЯ И НЕДЕЛИМАЯ ОБОЛОЧКА ЗЕМЛИ

Сеитов Н.

Казахский национальный технический университет имени К.И.Сатпаева, г. Алматы, Республика Казахстан
(seitov1944@mail.ru)

Понятие «земная кора» является одним из классических понятий в геологии. Общеизвестно, что земная кора, как самая верхняя оболочка твердой земли, обособлена в 1909 году югославским сейсмологом Мохоровичичем и с тех пор этот термин так стремительно вошел в геологическую литературу и сумел завоевать центральное положение практически во всех разделах геологической науки. В то же время, в обособлении земной коры от верхней мантии земли с самого начала улавливалась какая-то условность, поскольку основанием для «отделения» ее от верхней мантии послужило всего-навсего факт скачкообразного изменения на предполагаемой границе Мохоровичича скоростей прохождения продольных сейсмических волн от 7,4 км/сек. до 7,8 км/сек., поперечных сейсмических волн – от 4,0 км/сек. до 4,4 км/сек. Позже стало известно, что за указанный скачок в скоростях прохождения сейсмических волн ответственен переход нижнего, «базальтового слоя» земной коры со средней плотностью 2,9-3,0 г/см^3 к верхнему, перидотитовому слою верхней мантии, плотность вещества которого колеблется в пределах 3,2-3,3 г/см^3.

Условность обособления земной коры от верхней мантии и вызванная этой условностью двойственность в понимании сути взаимоотношения верхних оболочек твердой земли еще больше усилились с введением в геологическую мысль понятия «литосфера». Как известно, литосфера «вбирает в себе» земную кору целиком и верхнюю часть верхней мантии, за которой закрепились названия «литосферная мантия» или «перидотитовый слой верхней мантии». Из сказанного следует, что явная двойственность и понятийный разброс в понимании сути проблем происхождения и взаимоотношения верхних оболочек твердой земли налицо: литосфера – эта важнейшая оболочка планеты – оказывается совокупностью двух трудно совместимых с логической точки зрения оболочек земли – земной коры, с одной стороны, верхней мантии, с другой.

В то же время, в последние десятилетия значение термина «литосфера» все больше усиливается и она по праву становится одним из центральных понятий геологической науки, что объясняется введением в геологическую мысль геотектонической концепции тектоники литосферных плит. Согласно этой концепции, литосфера рассматривается как единая и неделимая оболочка земли, образованная в целом за счет продуктов декомпрессионного плавления вещества нижней части верхней мантии, называемой астеносферой, и ведущая себя автономно в дальнейших геотектонических преобразованиях. С этой позиции понятие «земная кора» теряет всякий смысл и ее обособление с теоретической точки зрения становится чуть ли не нонсенсом. Более того, параллельное существование двух близких понятий – понятия земной коры и понятия литосферы – вносит в геологическую мысль понятийную путаницу, мешая воссозданию логически оправданной и вообщем-то ясной картины заложения, преобразования и становления геологических структур планеты, по крайней мере, с момента действия тектоники литосферных плит.

Не меньшую путаницу в понимание сути геологических процессов вносит ничем непримечательный термин «верхняя мантия». Сейчас твердо установлено, что верхняя мантия земли расчленяется на две самостоятельные оболочки – астеносферу

и литосферную мантию, которые хорошо отличимы друг от друга не только по физическим характеристикам (прежде всего, по реологическим особенностям и по плотности), но и по происхождению. Так, литосферная мантия является порождением астеносферы, поскольку совокупность веществ, слагающих литосферную мантию и земную кору образовалась, вероятно, за счет продуктов плавления астеносферного пиролита за всю историю геологического развития Земли согласно положениям тектоники плит. Тем не менее, геологическая литература все еще изобилует безликим термином «верхняя мантия». Столь частое употребление этого термина ничего не дает читателю в понятийном аспекте, только путает его представление на сущность геологических процессов. Особенно злоупотребляют этим термином геофизики. Они с упорством, достойным для более лучшего применения, устанавливают границу Мохоровичича, а первопричину всех трудно устанавливаемых и запутанных процессов геотектонического и магматического содержания они зачастую склонны «прятать» в эту безликую оболочку планеты, имя которой «верхняя мантия».

Целостность и неделимость литосферного слоя земли с тектонической точки зрения доказывается двумя фактами, причем первый из них касается океанической геологии, второй – континентальной.

Местом первоначального образования океанической литосферы является, как известно, район рифтовой расщелины, расположенной по середине срединно-океанического хребта. Именно под этой расщелиной расположен астеносферный выступ, «темя» которого соответствует этой расщелине, причем это «темя» чуть ли не выходит на подводную поверхность. По крайней мере, самое близкое расположение астеносферного слоя земли к поверхности планеты зафиксировано именно здесь: под рифтами астеносферное вещество располагается в нескольких км, а под океанической литосферой как таковой глубина расположения астеносферы исчисляется первыми десятками км.

Механизм образования первичной океанической литосферы за счет продуктов плавления астеносферного вещества вообщем-то понятен: рифтовая расщелина представляет собой как бы зияющую трещину в литосфере, что обеспечивает мгновенное декомпрессионное плавление астеносферного пиролита, в результате чего образуется разрез океанической литосферы, состоящей из ультрамафитов низов литосферы и мафитов ее верхней части. Согласно результатам экспериментальных исследований А.Э.Рингвуда [1], при беспрепятственном декомпрессионном плавлении пиролитового вещества астеносферы должен образоваться именно указанный выше разрез: за счет тугоплавких составляющих пиролита образуются ультрамафитовые интрузии, слагающие основание разреза, причем эта часть разреза должна составлять ¾ часть мощности вновь созданной литосферы; верхняя ¼ часть разреза должна состоять из легкоплавких составляющих пиролита, соответствующих мафитам – интрузивным аналогам базальтов (габброидам), внизу и самим толеитовым базальтам, сверху. Созданный по такому механизму разрез океанической литосферы в пределах океанического пространства практически не подвергается складчатости, вследствие чего он, сохраняя свою относительную целостность в виде «слоенного пирога», вовлекается в спрединговый процесс. Именно реальность спрединга вполне однозначно доказывает целостность океанической литосферы, поскольку она подвергается спредингу целиком, растаскиваемая конвекционными течениями астеносферного вещества, подстилающего эту вновь созданную литосферу. Что касается реальности спрединга, то это положение тектоники литосферных плит сейчас можно считать однозначно доказанным посредством установления природы полосовых

магнитных аномалий дна Мирового океана.

Дальнейшее преобразование океанической литосферы и ее постепенная «континентализация» осуществляется, как известно, на конвергентной границе океанической плиты, создаваемой столкновением этой латерально подвижной океанической плиты (спрединг) с континентальной литосферой, находящейся в относительном покое (например, Азиатское побережье Тихого океана) или двигающейся в противоположном направлении (например, Американское побережье Тихого океана). Данное столкновение порождает, как известно, процесс субдукции сравнительно тонкой океанической литосферы под толстую континентальную литосферу. Именно субдукционный процесс и взаимодействие субдуцирующей океанической литосферы с континентальной приводит к возникновению чрезмерных стрессовых напряжений и созданию той термодинамической обстановки, при которой происходит процесс вторичного плавления веществ взаимодействующих плит. Другими словами, здесь плавлению подвергается не вещество астеносферы как в случае создания первичной океанической литосферы (астеносфера «осталась» под субдуцирующей плитой), а плавятся в основном вещества соприкасающихся плит, представленные в основном верхним мафитовым слоем созданной в океане литосферной мантии и «ультрамафитовое дно» перекрывающей континентальной литосферы. Во вторичном плавлении участвуют также, вероятно, гранит-риолитовые и диорит-андезитовые составляющие разреза «наползающей на субдуцирующую плиту» континентальной литосферы. В результате всех этих сложнейших процессов происходит постепенная «континентализация» активных континентальных окраин, за которыми в геологической литературе закрепилось, как известно, название «зона Беньоффа-Заварицкого-Вадати». Эту зону называют также областью переходной коры (переходной литосферы), а также андезитовым поясом, поскольку ведущим дифференциатом плавления области островных дуг являются именно магмы андезитового состава, тогда как базальтовые и риолитовые составляющие магмы здесь играют подчиненную роль.

Полная «континтализация» литосферы с ведущей ролью гранит-риолитовой составляющей магматических расплавов осуществляется в результате дальнейшего процесса коллизии, когда сталкиваются две противоположно двигающиеся активные окраины континентов с образованием орогенного пояса [2]. Образование орогена – свидетельство восстановления «целостности» ранее разорванной континентальной литосферы в результате столкновения и взаимной спайки с образованием сутурной зоны. Поэтому мантийные уровни литосферы в образовании гранитного расплава практически не участвуют; гранитные батолиты, столь характерные орогенным поясам, образуются, вероятно, за счет вторичного плавления кислых пород, попавших в такие уровни разреза континентальной литосферы, где значения температуры оказываются достаточными для образования легкоплавких гранитных расплавов.

Целостность литосферы и условность обособления земной коры от литосферной мантии в пределах континентов улавливаются поведением орогенов, предрасположенных к сохранению изостатического равновесия. Общеизвестно, что истинные орогены в пределах континентов являются порождением жесточайших сжимающих напряжений, вызванных столкновением двух континентальных литосферных плит. Столкновение этих плит и «вздыбливание» горной системы – результат складчатости в широком смысле этого слова. Об этом впервые догадался «отец мобилизма» А.Вегенер, который так и писал: «горообразование есть складчатость, вызванная стремлением к изостазии» [5, с. 28] или «те массы, которые выступают в виде гор, есть лишь небольшая часть всей смятой массы» [5, с. 115]. Направление

мысли А.Вегенера понять нетрудно: столкновение континентальных литосферных плит сопровождается постепенным уменьшением межплитного океанического пространства, «скребыванием» некогда горизонтально лежащих океанических осадков подошвой этих двигающихся континентальных плит и смятием их в сложнейшие складки; процесс складчатости еще больше усиливается в момент столкновения: теперь уже сминаются в складки успевшие приобрести континентальный облик на предыдущей стадии отложения самих плеч активных континентальных окраин (отложения островных дуг и окраинных морей) и их литосферное основание. Другими словами, постепенное уменьшение ширины активного пространства столкновения приводит к собиранию в складки некогда горизонтально лежащих отложений дна былого океана и плеч смыкающихся континентальных плит, так же как образований их литосферного основания, что приводит к многократному увеличению массы вещества, сосредоточенного в пределах созданного орогена. Появляются горы и их корни. Эти понятия давно существуют в геологической науке и наличие «корней гор» ныне ни у кого особого сомнения не вызывает. При этом природа корней гор объясняется законом изостатического равновесия, который регулирует взаимоотношение менее плотного твердого вещества литосферы с более плотной «жидкостью» астеносферы: согласно этому закону, менее плотное твердое тело как бы «плавает» на более плотной жидкости, словно айсберг в воде. При этом, чем больше масса твердого тела, тем больше оно утопает в жидкости, а с уменьшением собственной массы оно вынуждено подниматься вверх. Таким образом, в орогенических областях, где масса вещества, из-за собирания его в складки, многократно увеличена, корни этих масс должны утопать в верхней мантии. Уровень этого «утопания» никак не может соответствовать границе Мохоровичича (границе земной коры и литосферной мантии), поскольку расположенная ниже земной коры литосферная мантия (перидотитовый слой) также состоит из твердых веществ. Единственно возможным уровнем обеспечения изостатического взаимодействия твердых и «жидких» веществ в разрезе верхней части твердой земли оказывается уровень «литосферная мантия–астеносфера», поскольку понятию «жидкость» в той или иной степени отвечает только вещество астеносферы, реологические характеристики которого отвечают частично расплавленным веществам. Такие тела, как известно, при одномоментном и резком напряжении ведут себя как твердое вещество, тогда как при постепенном напряжений они способны течь как жидкость.

Из приведенного понимания механизма образования орогенов и их корней становится очевидным, что уровень опускания корней гор никак не ограничивается земной корой, а охватывает всю литосферу в целом. Это является лучшим доказательством того, что литосфера является цельной и неделимой оболочкой земли и расчленение ее на земную кору и литосферную мантию оказывается большой условностью, мешающей понять суть и сущность геологического развития планеты.

Примечательно еще одно обстоятельство. Денудация горных систем приводит к уменьшению собственного веса орогенных областей, вследствие чего эта область вынуждена подниматься вверх согласно закону изостазии, обнажая на поверхности различные уровни былых корней орогенов [3,4]. Благодаря этому механизму нам сегодня удается спокойно откартировать на поверхности планеты огромные гранитные батолиты и вмещающие их древние породы, в том числе «выскребленные» «брюхом» перемещающихся по горизонтали континентальных плит и выжатые при их столкновении фрагменты разрезов, затертые блоки и будины офиолитовой ассоциации пород (отложений дна былого океана) в пределах офиолитовых сутур,

также как фрагментов разрезов островных дуг и окраинных морей домезозойской стадии развития планеты. Иногда удается даже отметить затертые блоки и будины образований, фиксирующих этап открытия палеозойского океанического бассейна – фрагментов специфичных щелочных и субщелочных вулканитов, свойственных континентальному рифтогенезу, и амагматичных отложений пассивных континентальных окраин, предшествующих открытию океанического бассейна.

Примечательно, что в пределах сегодняшних эпипалеозойских и эпимезозойских платформ геофизики с большим усердием ищут и зачастую находят как границу Конрада, так и границу Мохоровичича. Но, эти границы ничего не дают позитивного как для практической, так и теоретической геологии. Расчленение земной коры на три слоя – «осадочный», «гранитный» и «базальтовый» слои – также большая условность. Всем известно, что в пределах «гранитного слоя» всегда присутствуют мафиты и ультрамафиты среди сугубо континентальных кислых образований, а на уровне «базальтового слоя» часто отмечаются, вероятно, метаморфизованные гранито-гнейсы. По крайней мере, результаты сверхглубокого бурения на Кольском полуострове показали, что на том уровне, где должны были быть «базальтовый слой», обнаружены метаморфизованные породы кислого состава. Все эти данные свидетельствуют о тщетности выделения самой коры в качестве самостоятельной оболочки планеты, так и расчленения ее на соответствующие слои. Если на уровне «гранитного слоя» отмечаются «гранитные скорости» сейсмических волн, а на уровне «базальтового слоя» – «базальтовые скорости», то это не значит, что на этих уровнях расположены, соответственно, граниты и мафиты. Все это объясняется очень просто: после создания платформенной структуры, после всех тектонических преобразований разрез верхней оболочки земли претерпевает «плотностное сепарирование», в результате чего вещества литосферы занимают свои уровни не в соответствии с петрографическим составом, а в соответствии с приобретенной ими плотностью. В данном контексте, не представляется чем-то зазорным «причленить» к низам «базальтового слоя» земной коры перидотитовый слой верхней мантии (литосферную мантию) и в теоретических исследованиях воздержаться от применения термина «земная кора» и стараться оперировать весьма емким понятием «литосфера».

Резюмируя изложенное, можно сделать следующих три вывода.

1). Оперирование понятием «земная кора» с точки зрения теоретической геологии ничем не оправдано, поскольку это понятие не только не вносит ничего позитивного для понимания сути процессов, происходивших на уровне литосфера–астеносфера и в пределах самой литосферы, а в известной мере мешает этому пониманию.

2). Термин «верхняя мантия» – вообще излишний термин в геологии. Этот термин не несет никакой полезной информации – ни петрологической, ни геотектонической, ни геодинамической. Ныне твердо установлено, что верхняя мантия расчленяется на две самостоятельные оболочки – на астеносферу и литосферную мантию, которые не имеют между собой ничего общего и разобщены друг от друга по своему генезису. Астеносфера, в свою очередь, подстилается подастеносферной мантией (совокупностью нижней мантии и переходного слоя). Поэтому природа всех геологических процессов в недрах планеты должны рассматриваться во взаимной увязке этих трех оболочек твердой земли (особенно верхних двух), поскольку только в этом случае становиться понятным весь механизм образования тектонических структур в пределах литосферы, в т.ч. земной коры.

3) Мы никак не призываем полностью искоренить из геологической литературы термин «земная кора». Это невозможно, да и нет надобности отчуждения этого термина, когда вопросы касаются

практической геологии: невозможно потому, что этот термин за столетнюю историю своего применения, стал одним из классических и часто употребляемых терминов в геологии; что касается вопросов практической геологии, то она (практическая геология) не может обойтись, вероятно, без этого термина, поскольку человечество живет именно на поверхности земной коры и обеспечивает свои потребности в минеральных ресурсах, месторождения которых сосредоточены именно в разрезах земной коры. Совсем другое дело, когда вопросы касаются теоретической геологии. При установлении основных этапов геологического развития планеты посредством изучения характеризующих эти этапы геологических образований (геологических формаций) использование обобщенных понятий «земная кора» и «верхняя мантия» ничем не оправдано, поскольку обозначаемые этими терминами уровни верхних оболочек твердой земли невозможно обособить с геотектонической, особенно с геодинамической точки зрения. Данное обстоятельство, в свою очередь, затрудняет и неимоверно мешает исследователю понять и более уверенно судить об основных стадиях заложения, развития и становления тектонических структур, являющихся основным объектом изучения как теоретической, так и практической геологии.

Литература

1. *Рингвуд А.Э.* Состав и петрология мантии Земли. Москва, 1981. 584 с.
2. *Миясиро А., Аки К., Шенгер А.* Орогенез. Москва, 1985. 288 с.
3. *Сеитов Н.* Тектоника плит и офиолитовые зоны Казахстана: (принципы умеренного мобилизма). Алматы, 1988. 112 с.
4. *Сеитов Н.* Тектоника плит: возможные истоки и особенности проявления. Алматы, 1992. 200 с.
5. *Вегенер А.* Возникновение материков и океанов. Москва-Ленинград, 1925. 145 с.

ХАРАКТЕР РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ КАЗАХСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ КАК РЕПЕРНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Сеитов Н., Жунусов А.А.

Казахский национальный технический университет имени К.И.Сатпаева, г. Алматы, Республика Казахстан
(seitov1944@mail.ru)

Ряд фактов по особенностям глубинного строения земной коры Казахстана дает возможность предположить целостность докембрийской зрелой континентальной (сиалической) коры на территории современного Казахстана, которая нарушена лишь вдоль палеозойских офиолитовых сутурных структур. Возможная целостность указанной коры на территории республики предполагается, в частности, многочисленными выходами на поверхность довольно крупных массивов и мелких блоков докембрийских образований среди палеозоидов Казахстана, результатами геофизических исследований, а также одиночными данными глубоких скважин и выходами ксенолитов, выведенных из глубин некоторыми интрузивными массивами. Но, самым главным доказательством зрелости земной коры республики является то, что на ее территории изобилуют магматические образования кислого состава, внедренные и излившиеся в палеозойский этап развития планеты. Только одного беглого взгляда на геологическую карту Казахстана достаточно, чтобы понять сугубо сиалический характер его земной коры, поскольку вся эта территория «испещрена» «красными пятнами», обозначающими интрузивные массивы гранитов и гранодиоритов, имеющие ведущую роль среди их аналогов среднего и основного состава. Да, и площади выходов вулканитов кислого состава (дацитов-риолитов) не уступают по своим размерам таковым андезитов и базальтов. «Вызревание» такого количества кислого материала вряд ли возможно на океанической или субокеанической коре, существование которой отстаивается многими исследователями–мобилистами земной коры республики, ратующими факт существования в палеозое в пределах рассматриваемого региона океанических бассейнов, сопоставимых по своим размерам с современной Атлантикой [1-7 и др.]. Ярые сторонники этих ортодоксальных идей стараются объяснить факт изобилия кислого магматического материала в палеозойской коре Казахской складчатой области закрытием гипотетических крупных океанов (Палеоазиатского, Палеотетиса, Туркестанского палеоокана и т.д.) «путем смыкания» их континентальных берегов, что, конечно, вполне логично и поэтому объяснимо. Однако, в таком случае на лике рассматриваемой складчатой области должны были остаться «определенные следы» этих закрывшихся огромных океанов (например, Палеоазиатского океана) в виде вполне реальной, вытянутой в пространстве и ориентированной параллельно закрывшимся берегам этого океана довольно широкой «полосы», трассирующейся определенным набором геологических формаций, чередующихся в крест простирания и свойственных активным континентальным окраинам закрывшегося предполагаемого океана – фрагментов офиолитов (аккреционной призмы), формаций островных дуг, задугового бассейна (окраинного моря) и т.д. Однако, как явствует из особенностей геологического строения Казахской складчатой области, в ее пределах отсутствует всякого рода «упорядоченность», когда палеозойские структурно-формационные зоны

простираются в разных, вплоть до ортогональных, направлениях. Более того, они «заполнены» осадочно-вулканогенными (вулканогенно-осадочными), чисто вулканогенными или чисто осадочными отложениями различной генетической и геодинамической природы, которые прорваны многочисленными интрузивными массивами разного состава и возраста. При этом очень важно отметить три важных обстоятельства, так или иначе подтверждающих сутурную природу офиолитовых зон, свойственных Казахской складчатой области: 1) площади распространения офиолитовых структур палеозойского возраста по своим размерам не приходят ни в какое сравнение с суммарной площадью структурно-формационных зон, располагающихся между ними и заполненных палеозойскими образованиями другой (неофиолитовой) генетической и геодинамической природы, и «включающих» иногда небольшие блоки докембрийских сиалических образований; 2) все офиолитовые структурно-формационные зоны в пределах эпипалеозойского Казахского щита имеют статус антиклинориев, поскольку именно они «заполнены» интенсивно дислоцированными геологическими образованиями («варварский стиль складчатости»), прежде всего представителями офиолитового комплекса, возраст которых всегда древнее возраста слагающих соседствующие структурно-формационные зоны пород другой генетической и геодинамической природы; 3) соседствующие с офиолитовыми сутурами структурно-формационные зоны контактируют с ними, как правило, через глубинные разломы и зачастую «заполнены» близвозрастными к офиолитам осадочно-вулканогенными (вулканогенно-осадочными) образованиями островодужно-окраинноморского облика, или же сугубо осадочными породами флишевого и флишоидного облика, возраст которых всегда моложе возраста офиолитов (так называемые, эвгеосинклинально-миогеосинклинальные пары).

Не смотря на довольно высокую степень изученности земной коры Казахской складчатой области в целом, выяснение геодинамической природы формирования самой области и иерархически соподчиненных ей складчатых систем и отдельных структурно-формационных зон все еще остается за бортом специальных целенаправленных формационных исследований. Региональные геологические исследования последних десятилетий имеют в целом «обобщающий характер», смысл которых заключается в оперировании большинством исследователей терминологией и понятиями концепции тектоники плит, не подкрепленными, однако, конкретным формационным анализом, основанном на тонком анализе и обработке данных, касающихся геохимических, петрохимических, петрологических, структурно-текстурных и т.д. особенностей геологического вещества каждой отдельно взятой структурно-формационной зоны, в первую очередь – палеозойских магматических образований в «составе» многочисленных выделенных ранее свит, серий и комплексов.

В определении «формационного лица» геологических образований и, соответственно, в повышении эффективности и качества проведенных на основе формационного анализа палеотектонических реконструкций разномасштабных структур континентальной коры ведущая роль должна принадлежать, вероятно, магматическим образованиям. Именно они, точнее, их геохимические, петрохимические, петрологические, структурно-текстурные особенности, являются наиболее надежными индикаторами геодинамической обстановки формирования этих магматических образований, поскольку каждая такая обстановка характеризуется в принципе только ей свойственными условиями магмообразования, которые определяют основные черты состава и

строения изверженных в этих условиях магматических пород. Что касается ассоциирующих с вулканитами осадочных пород, то их роль в деле проведения палеотектонической реконструкции оказывается заметно меньше из-за «поверхностных условий своего формирования», хотя они играют неоценимую роль в определении физико-географических условий осадконакопления. Другое дело – сугубо осадочные формации, типа флишевой, флишоидной, молассовой или пассивно-континентальной. Они играют, как известно, неоценимую роль в определении как физико-географических, так и геотектонических (геодинмических) условий своего формирования.

В распоряжении исследователей земной коры Казахстана имеется немало аналитических данных, отражающих особенности состава и строения палеозойских образований, в том числе – магматических [8-11]. Однако эти материалы пока еще не находят целенаправленного применения в определении геодинамических обстановок формирования вмещающих их региональных и локальных структур земной коры Казахстана в свете прогрессивных идей тектоники плит, хотя попытки выделения групп формаций и формационных рядов магматических пород в виде совокупностей многочисленных свит и серий, а также определения связи формирования этих образований со стадиями развития земной коры Казахстана в целом имели место [12-15]. Результаты этих исследований привели к признанию некоторыми исследователями наличия на территории республики всего многообразия магматических формаций, характеризующих все стадии цикла Вильсона, хотя ареалы распространения каждого отдельно взятого члена указанного многообразия не были локализованы и геотектонические выводы были оформлены опять-таки применительно к развитию всей складчатой области в целом..

Так, согласно исследованиям [12], «в истории развития магматизма Казахстана установлены, по крайней мере, три полных цикла, определяемых по-разному, но в принципе отвечающих байкальскому, каледонскому и герцинскому тектоно-магматическим этапам» (с. 19). В данной работе далее отмечается, что в двух последних этапах магматические процессы проявлены наиболее полно, причем последовательная смена магматических формаций во времени определяет в принципе последовательность смены геотектонической (геодинамической) обстановки развития региона. «В грубой схеме раннегеосинклинальному (океаническому, в нынешнем понимании) этапу отвечают толеитовые и спилит-кератофировые вулканические и плагиогранит-габбро-перидотитовые интрузивные серии, позднегеосинклинальному (островодужному) – слабо дифференцированные базальт-андезит-дацитовые вулканические и габбро-гранодиоритовые интрузивные серии, орогенному – андезит-дацит-риолитовые вулканические и гранодиорит-гранитовые интрузивные серии, позднеорогенному (субплатформенному) – трахибазальт-трахириолитовые вулканические и габбро-монцанит-щелочногранитовые и аляскитовые интрузивные серии, платформенному – щелочно-базальтовые вулканические и соответствующие им сложные интрузивные серии» [12, с.19]. Из приведенного перечня первые серии довольно легко и надежно идентифицируются как ведущие члены офиолитовой ассоциации пород благодаря яркости и однозначности своей эталонной формационной характеристики, исключающей любую возможность образования такого набора пород вне океанического пространства [16]. Однако общие петрологические характеристики других магматических серий из приведенного перечня далеко недостаточны для установления геодинамической природы формирования каждой из этих серий в отдельности. Выявление эталонных признаков таких

серий и, соответственно, проведение палеотектонической реконструкции изученной структуры по этим признакам могут быть осуществлены только по результатам тонкого анализа их вещества, отсутствие которого является ныне главной причиной разночтения генетической и геодинамической природы формирования региональных и локальных (особенно, локальных) палеозойских структур Казахской складчатой области.

Затруднительность проведения качественного формационного анализа только на основе выявления «в составе» вулканогенных (осадочно-вулканогенных) свит и серий тех или иных представителей магматических пород определенного петрологического состава без привлечения данных тонких анализов можно продемонстрировать на примере присутствия в континентальной коре Казахстана различных типов «андезитоносных формаций». Так, в земной коре Казахской складчатой области андезиты встречаются в составе многочисленных существенно андезитовых, андезито-базальтовых, базальт-андезит-дацит-риолитовых и прочих ассоциаций вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород, относящихся к разным геологическим формациям и изверженных в различные периоды развития палеозойских структур области. Существенно андезитовые вулканиты и их туфы среди слабо дифференцированной базальт-андезит-дацитовой серии и связанные с ними гранодиоритовые комплексы идентифицируют, вероятно, островодужный этап развития палеозойских структур. Интенсивно дислоцированные и раздробленные фрагменты эффузивов, туфов и туффитов этих островодужных формаций часто отмечаются среди меланжа центральных офиолитовых структур, а также «в составе» геологических образований структур, обрамляющих их. Возрастной уровень этих образований обычно сопоставим с верхним уровнем офиолитовой ассоциации пород. Среди андезитовых серий несколько особняком обстоит дело с индентификацией формационной принадлежности специфических образований, представленных обычно крупнокристаллическими густовкрапленными субщелочными плагиоклаз-пироексеновыми и пироксен-биотит-плагиоклазовыми порфиритами андезитового состава при резко подчиненной роли вулканитов основного и кислого состава, а также осадочных отложений. Существенно калиевый сбщелочной состав, порфиритовая структура, крупные размеры порфировых выделений и другие «визуальные особенности» этих образований позволяют исследователю довольно легко отличить их от других аналогов и более надежно обособить при картировании. Выходы этих вулканитов пространственно тяготеют обычно к бортам офиолитовых сутур, часто переходя по простиранию в «андезитовидные» флишевые осадки. Возраст этих образований всегда моложе возраста офиолитовых и островодужных серий. Ранее эти образования в геологической литературе обозначались термином «формации поздних островных дуг», хотя по своим формационным признакам они могут оказаться вулканитами, излияние которых связано с возникновением на плече закрывающегося океана бассейнов окраинных морей, располагавшихся за островными дугами. И, наконец, андезиты оказываются полноправным членом андезит-дацит-риолитовых серий молассовой формации, фиксирующей орогенный (коллизионный) этап развития структуры. Эти образования в палеозоидах Казахской складчатой области неплохо узнаются благодаря сравнительно низкой степени дислоцированности, преобладанию красноцветных и пестроцветных разновидностей вулканитов, а также «ассоцированности» их с грубообломочными терригенными и карбонатными отложениями. Возрастной уровень этих образований, как и следовало ожидать, приурочен к верхним горизонтам стратиграфической колонки складчатых комплексов.

Широкий диапозон проявления вулканических процессов, извергавших сходные по петрографическому составу, но отличные по эталонным формационным признакам вулканиты, свойственен также применительно к покровам и потокам базальтов и дацит-риолитов.

Резюмируя сказанное в целом отметим, что однообразие петрографического состава магматических пород в пределах Казахской складчатой области при их формационном разнообразии, бессистемный характер их распространения из-за ведущей роли разрывных нарушений, субгоризонтальных срывов и изоклинальной складчатости толщ в пределах структурно-формационных зон складчатой области существенно ограничивают возможности проведения качественного формационного анализа путем простой констатации существования указанного многообразия в локальных структурах области. Только тонкий анализ петрохимического и геохимического состава магматических образований «в составе» многочисленных свит и комплексов может дать в принципе важные результаты, необходимые для обеспечения корректности и эффективности формационного анализа, что является, в свою очередь, основой для создания палеотектонической и геодинамической модели формирования не только складчатой области в целом, но и ее отдельных составных частей в лице каждой отдельно взятой структурно-формационной зоны [17].

Литература

1. *Зоненшайн Л.П.* Реконструкция палеозойских океанов //Дрейф континентов Москва, 1976. С. 28-71.
2. *Дергунов А.Б. и др.* Закономерности формирования палеозоид Центральной Азии и Казахстана //Геотектоника 1985. № 3. С. 83-84.
3. *Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.*. Геодинамика спрединга. Москва: ГЕОС. 2002. 294 с.
4. *Рязанцев А.В.* Структурная зональность нижнепалеозойских комплексов в Бощекульской островодужной системе на северо-востоке Центрального Казахстана //Очерки по региональной тектонике Том 2. Москва, «Наука». 2005. С. 5-39.
5. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоникас основами геодинамики. Москва. Изд-во «КДУ». 2005. 560 с.
6. *Дегтярев К.Е.* Каледониды Казахстана и Северного Тянь-Шаня: строение, тектоническая эволюция и процессы формирования континентальной коры: Автореф. дис. …докт. геол.-минерал. наук. Москва, 2010. 48 с.
7. *Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Butman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia //Nature. 1993. Vol. 364. P. 299-307.
8. *Группа авторов.* Магматические комплексы Казахстана: Кокчетав–Северо-Тянь-Шаньская складчатая система. Алматы: Наука, 1982. 236 с.
9. *Группа авторов.* Магматические комплексы Казахстана: Чингиз–Тарбагатайская складчатая система. Алматы: Наука, 1982. 168 с.
10. *Группа авторов.* Магматические комплексы Казахстана: Джунгаро–Балхашская складчатая система. Алматы: Наука, 1983. 216 с.
11. *Группа авторов.* Магматические комплексы Казахстана: Уральская и Зайсанская складчатая система. Алматы: Наука, 1983. 220 с.
12. *Абдулин А.А., Авдеев А.В., Паталаха Е.И.* Магматизм Казахстана с позиции современных геотектонических концепций //Проблемы петрологии. Москыва, «Наука». 1976. С. 18-35.
13. *Абдрахманов К..А. и др.* Проблемы гранитизации и гранитообразования на примере Казахстана //Проблемы петрологии. Москва, «Наука». 1976. С. 133-148.
14. *Жданов В.В. и др.* Эволюция магматизма в истории формирования континентальной земной коры //Проблемы петрологии. Москва, «Наука». 1976. С. 61-74.
15. *Ляпичев Г.Ф. и др.* Закономерности развития вулканизма Казахстана //Проблемы петрологии. Москва, «Наука». 1976. С. 149-166.
16. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого //Геотектоника 1969. №4. С. 5-23.
17. *Сеитов Н.* Генетическая и геодинамическая модель геологического развития и становления палеозойских офиолитовых зон. Алматы, 2006. 150 с.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ КАЗАХСТАНА

Сейтмуратова Э.Ю., Сайдашева Ф.Ф., Аршамов Я.К., Жакупова Ш.А., Парфенова Л.П.

Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, Алматы, Республика Казахстан
(arshamov82@mail.ru)

Обширная литература по металлогении вулкано-плутонических поясов (ВПП) современных глобальных подвижных поясов (Тихоокеанского, Средиземноморского и др.) характеризует их наиболее продуктивными структурами Земли в металлогеническом отношении [1-7]. Действительно, ВПП Тихоокеанского сегмента Земли насыщены месторождениями меди, полиметаллов, золота, серебра, олова, вольфрама и других полезных ископаемых, что является следствием полицикличного их развития, многократным (часто унаследованным) проявлением рудообразующих процессов.

В свете отмеченного уже в начале XX века пристальное внимание геологов бывшего СССР привлекали регионы южной части Центрального и восточной части Южного Казахстана, характеризовавшиеся широчайшим проявлением позднепалеозойского вулканизма и интрузивного магматизма, продукты которых являлись ведущими образованиями герцинской Жонгаро-Балхашской складчатой системы (ЖБСС) и которые оказались также продуктивными на многочисленные виды полезных ископаемых.

Отмеченные факты издавна позволяли геологам проводить аналогию между Дальневосточным сегментом Тихоокеанского рудного пояса и Жонгаро-Балхашской складчатой системой, классифицируя ареалы проявления позднепалеозойского магматизма как окраинно-континентальный Балхаш-Илийский ВПП (Н.А. Афоничев, В.Ф.Беспалов, Г.Л. Добрецов, Г.Ф. Ляпичев и др.) [8, 9 и др.], который огромным подковообразным континентальным массивом обрамляет, за исключением юго-восточного сектора, окраинное Жонгаро-Балхашское море.

В дальнейшем детальное картирование и анализ пространственного расположения позднепалеозойских магматитов показали группирование вулканических и вулкано-тектонических структур в протяженные, различные по строению и длительности развития пояса, объединявшиеся ранее в единый Балхаш-Илийский вулкано-плутонический пояс (ВПП). Эти различия по мере доизучения авторами объемных соотношений осадочных и вулканогенных пород в них, длительности проявления вулканизма, петрохимических особенностей вулканитов, взаимоотношений позднепалеозойских вулканогенных формаций с подстилающими вещественными комплексами оказались весьма очевидными. Все это показывало, что в некогда едином ВПП имеется ряд структурно-формационных зон (СФЗ), резко отличающихся по указанным характеристикам, что позволило по аналогии с современными структурами активных континентальных окраин выделить два ВПП: каменноугольный Тасты-Кусак-Котырасан-Алтынэмельский окраинно-континентальный (по А.А. Богданову, 1959) и собственно Балхаш-Илийский внутриконтинентальный каменноугольно-пермский (рис. 1) [10].

Тематические исследования авторов последних 10-15 лет («Геодинамические обстановки формирования геологических формаций вулкано-плутонических поясов (ВПП) ЖБСО и их новые металлогенические аспекты», 2000-2002 гг., Стратиграфия и условия формирования продуктивных рудоносных формаций позднего палеозоя

Казахстана с оценкой их перспектив на открытие конкурентоспособных месторождений, 2003-2005 гг. и др.) по геологии и металлогении ЖБСС выявили ряд новых аспектов в металлогении позднепалеозойских ВПП.

Одним из них является прежде всего золото-сереброносность ЖБСО, о которой писали А.Б. Диаров (1966) и Б.С. Зейлик (1968) уже в 60-е годы прошлого столетия, но серьезных работ в достаточном объеме ни научного, ни производственного характера для развития этого направления до настоящего времени в ЖБСС не проводилось. Об этом свидетельствует почти полное отсутствие в регионе действующих золотодобывающих рудников, за исключением на мелких месторождениях Таскора, Архарлы, Енбекши, Мыстобе. В то время как о несомненной высокой золотоносности Жонгаро-Балхашской складчатой системы (ЖБСС) свидетельствует «Карта золото-сереброносности ЖБСС» масштаба 1:500000, охватывающая территорию 55 планшетов масштаба 1:200000 [11 и др.]. На карте показано более **2000** объектов различной формационной принадлежности, среди которых, несомненно, преобладают эпитермальные. Из отмеченных на карте проявлений **684 точки минерализации** характеризуются содержанием **Au от 0,01 до 0,1 г/т**; **773 точки – 0,5-1,0 г/т**; **577 точек – 1,0-5,0 г/т** и **90** точек более **5,0** г/т.

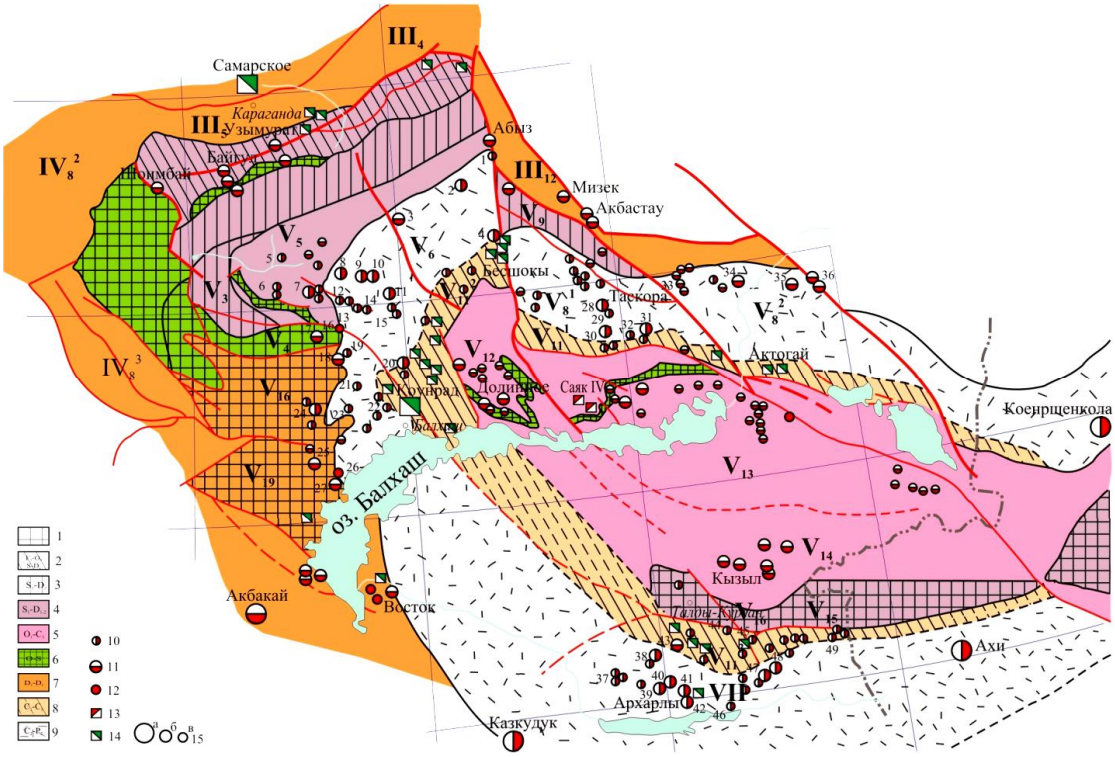


Рис. 1. Схема расположения золоторудных и меднорудных проявлений в позднепалеозойских вулкано-плутонических поясах Казахстана. Составили П.К.Жуков, Э.Ю.Сейтмуратова.

1 - блоки докембрийского кристаллического фундамента Жонгаро-Балхашской складчатой области, 2 - Центрально-Казахстанский окраинно-континентальный девонский вулкано-плутонический пояс (фронтальная зона) ВПП, 3 - Атасу-Нуринская структурно-формационная зона (северо-западная периферия Жонгаро-Балхашского окраинного палеобассейна), 4 - Успенская СФЗ (континентальный рифт фамен-каменноугольного возраста), 5 - Жонгаро-Балхашский окраинный палеобассейн длительного развития (O_{1-2} - C2) , 6 - Спасская рифтогенная зона, 7 - Центрально-Казахстанский окраинно-континентальный девонский ВПП (центральная и тыловая зоны), 8 - Тасты-Кусак-Котырасан-Алтынэмельский окраинно-континентальный (краевой) позднепалеозойский вулкано-плутонический пояс), 9 - Балхаш-Илийский вунтриконтинентальный позднепалеозойский ВПП, 10 -14 - проявления: 10 - золоторудные, 11 - золото-серебряные, 12 - золото-полиметаллические, 13 - золото-меденосные, 14 - медно-порфировые с золотом, 15: а) месторождения (крупные и средние), б) мелкие месторождения, в) рудопроявления

Изучение закономерностей проявления выделенных золоторудных площадей показало их большие перспективы, в связи с обнаружением по различным геологическим критериям многочисленных аналогий с известными в мире крупными месторождениями данной формационной группы: Тавуа Поло, остров Фиджи - Сымбыл, Южно-Токрауская СФЗ; Багио, Филлипины – Архарлы, Сарыозекская СФЗ; Калгурли, Западная Австралия - Таскора, Котанэмель-Калмакэмельская СФЗ и т.д. [11]. В связи с отмеченным, регион является весьма благоприятным для выявления крупных эпитермальных Au-Ag месторождений, которые, тем не менее, пока не обнаружены, в то время как на продолжении внутриконтинентального Балхаш-Илийского ВПП на территории Китая в северной и южной ветвях его выявлены крупные месторождения Ахи (56 т) и Коершенкола (170 т) (рис. 1). Поэтому поиски причин отсутствия крупных эпитермальных Au-Ag месторождений в позднепалеозойских ВПП ЖБСС путем доизучения наиболее перспективных площадей для выявления объектов этой формации представляются весьма актуальными.

Однако при проведении поисков подобных объектов необходимо учитывать такую из важнейших закономерностей их проявления, как совмещение в одном и том же рудном районе и даже узле, единичных крупных месторождений с многочисленными рудными объектами небольшого масштаба. Характерным примером подобного распределения золоторудных объектов являются рудные поля месторождений Тавуа Поло (более 120 т), Сильвертон-Теллурид (245 т), провинции Киватин и других. Эти крупные месторождения находятся в единых структурах кальдерного типа с многочисленными непромышленными проявлениями: в первом случае – с 21 объектом, во втором – с 37 [2, 7].

Следовательно, при поисках эпитермальных золоторудных месторождений ВПП необходимо оценивать всю потенциально рудоносную площадь, выделяющихся в ЖБСС сотнями. Также важным моментом при проведении площадных поисковых работ на Au-Ag проявлениях является возможность их переоценки, как крупнообъемных вкрапленных и прожилково-вкрапленных (штокверковых) месторождений [12]. Оцененные таким образом рекомендуемые золоторудные объекты могут пополнить фонд реальных перспективных площадей.

Доработка проблем металлогении меди в ЖБСС еще раз показала, что все крупные медно-порфировые месторождения Мира локализуются в крупнейших структурных элементах земли, каковыми являются орогенные вулканогенные пояса [5] и ЖБСС при этом не является исключением [13]. Из всего объема медных объектов ЖБСС [14, 15] большая часть (68%) составляют медно-порфировые проявления. При этом 76% из собственно медно-порфировых проявлений размещаются в обоих позднепалеозойских ВПП ЖБСС. Выявление же закономерностей локализации медно-порфирового оруденения собственно в ВПП показало несомненную специализацию на этот тип оруденения окраинно-континентального Тасты-Кусак-Котырасан-Алтынэмельского ВПП, в котором находится 84% всех медно-порфировых объектов. Кроме того выявлено, что все крупные месторождения медно-порфирового типа – Коныpат, Актогай, Коксай – тяготеют к окраинно-континентальному Тасты-Кусак-Котырасан-Алтынэмельскому ВПП, а более мелкие – Алтуайт, Алмалы, Нурбай и др. – к внутриконтинентальному Балхаш-Илийскому ВПП (рис. 1) [16 и др.].

Проведенный анализ закономерностей размещения медно-порфировых проявлений ЖБСС выявляет много аналогий с характером размещения известных медно-порфировых

месторождений ВПП Мира, что позволяет утверждать для ЖБСС, как и ранее, высокие возможности обнаружения новых крупных медно-порфировых месторождений и рекомендовать в качестве наиболее благоприятных известные три рудных района - Балхашский, Актогайский и Усть-Илийский.

Будущие поисково-разведочные работы на медно-порфировое оруденение рекомендуется проводить в двух направлениях: во-первых, необходимо вести доразведку известных объектов на глубину с учетом идеи о многоярусном проявлении оруденения в вулканогенных эпитермальных месторождениях; во-вторых, необходимо возобновить поиски промышленных медно-порфировых месторождений, скрытых под чехлом рыхлых отложений на территориях, для которых по данным глубинной геофизики выявляется геологическое строение идентичное с эталонным Коныратским районом [17].

Выводы

Проведенный авторами на базе новых данных последних 20-25 лет сравнительный анализ закономерностей проявления эпитермального медно-порфирового и золото-серебряного оруденений ЖБСС с общемировыми эталонами выявил для них факторы рудоносности во многом подобные таковым типовых объектов Мира.

Полученные данные свидетельствуют, как и ранее, о высоких перспективах ЖБСС на возможное обнаружение новых крупных медно-порфировых месторождений.

В отношении эпитермального золото-серебряного оруденения результаты исследований позволяют авторам утверждать, что ЖБСС в силу своей высокой потенциальной золото-сереброносности с разворотом усиленных поисково-разведочных работ может явиться надежной продуктивной провинцией относительно нового для Казахстана эпитермального вулканогенного золото-серебряного оруденения.

Литература

1. Смирнов С.С. Рудные месторождения и металлогения восточных районов СССР. М. 1952. 359 с.
2. Шер С. Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М. 1972. 296 с.
3. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М. 1984. 496 с.
4. Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения. М. 1984. 504 с.
5. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения Мира. М. 1986. 236 с.
6. Рудные формации вулкано-плутонических поясов Дальнего Востока (генетические типы и закономерности размещения). М. 1989. 235 с.
7. Некрасов Е. М. Перспективные типы зарубежных эпитермальных месторождений золота // Геол. методы поисков, разведки и оценки месторождений металлических полезных ископаемых. Обзор. М. 1991. 48 с.
8. Афоничев Н. А. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы / Сов. геол. 1967. № 2 С. 33-53. № 3. С. 61-82.
9. Беспалов В.Ф. Геологичесоке строение Казахской ССР. Алма-Ата. 1971. 382 с.
10. Сейтмуратова Э. Ю., Борукаева М. Р., Ляпичев Г. Ф., Сайдашева Ф. Ф. Вулканизм позднего палеозоя активной окраины Казахского палеоконтинента // Геодинамика и минерагения Казахстана. Алматы. 2000. Ч. 1. С. 104-118.
11. Сейтмуратова Э. Ю. Золотоносность позднепалеозойских вулкано-плутонических поясов ДБСО (проблемы её изучения и освоения) // Геология и разведка недр Казахстана. № 2. Алматы. 1998. С. 13-24.
12. Сейтмуратова Э.Ю., Рафаилович М.С., Диаров А.Б., Сайдашева Ф.Ф. К постановке поисков крупнообъемных вулканогенных золото-серебряных месторождений Казахстана / Геология и охрана недр. № 4. 2007. С. 7-27.

13. Медно-порфировые месторождений. Серия: Балхашский сегмент. Колесников В.В., Жуков Н.М, Солодилова В.В. Филимонова М.Е. и др. Алма-Ата. 1986. 200 с.
14. Карты полезных ископаемых Казахстана м-ба 1:1000000. Гл. ред. Б.С. Ужкенов, отв. Ред. И. И. Никитченко. МЭиМР РК, Комитет геологии и охраны недр. 2003.
15. Полезные ископаемые Казахстана. Пояснительная записка к Карте полезных ископаемых м-ба 1:1000000. Никитченко И.И. Кокшетау. 2002. 188 с.
16. Бекжанов Г. Р. Глубинные структуры и медно-порфировое оруденение Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Алма-Ата. 1984. 232 с.
17. Сейтмуратова Э.Ю., Тюгай О.М., Сайдашева Ф.Ф. Стецюра М.М. Современное состояние изученности медно-порфирового оруденения и возможные пути поисков промышленных месторождений в Акшатау-Коныратском рудном районе // Науки о Земле в Казахстане. Докл. к XXXIII международному геологическому конгрессу. МГК-33. Алматы. 2008. С. 34-46.

ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА КАЗАХСТАНА

Сейтмуратова Э.Ю., Жакупова Ш.А., Сайдашева Ф.Ф., Аршамов Я.К., Парфенова Л.П.

Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, Алматы, Республика Казахстан
(arshamov82@mail.ru)

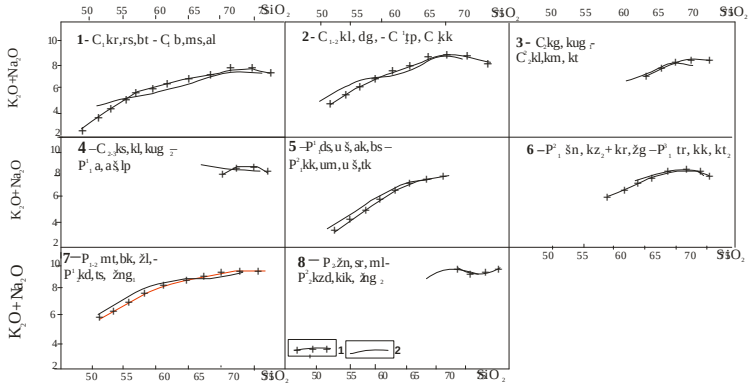
Позднепалеозойские магматические породы пользуются в Казахстане широким распространением, но наибольшим их проявлением характеризуется Жонгаро-Балхашский регион (Центральный и Южный Казахстан). Действительно в геологическом строении данного региона удельный вес позднепалеозойских магматических образований очень высокий. Это обусловлено интенсивным проявлением магматической деятельности на протяжении всего позднего палеозоя (335-255 млн. лет), определившее формирование протяженных континентальных вулкано-плутонических поясов (ВПП) – каменноугольного Тасты-Кусак-Котырасан-Алтынэмельского и каменноугольно-пермского Балхаш-Илийского.

Изучение геологами Казахстана регионов с таким же широким развитием интрузивных и вулканогенных пород не могло не обратить их внимания на часто устанавливаемое ассоциативное проявление этих образований, выделявшихся как комагматические пары или вулкано-плутонические ассоциации (ВПА), которые широко исследовались в 60-80 гг. прошлого века [1-2, 6-12, 13 и др.].

Авторами, вслед за многими геологами, под ВПА понимаются совокупности вулканических и интрузивных пород, характеризующихся, помимо петролого-геохимического родства, тесными временными и пространственными соотношениями и сопоставимостью масштабов проявления. Формирование комагматических эффузивных и интрузивных комплексов при этом не синхронно и разделено временем складчатых движений, что позволяет рассматривать историю становления таких ассоциаций следующим образом. В начале происходит накопление в течение более или менее длительного времени, оцениваемого первыми десятками миллионов лет, лавового и пирокластического материала с образованием субвулканическихтел; затем складчатость и интенсивные восходящие глыбовые подвижки с сопутствующим или следующим за ними внедрением из общего магматического очага плутонических масс [3, 4, и др.]. В подавляющем большинстве случаев, дифференциационные ветви вулканичес-ких и плутонических серий не совсем тождественны друг другу. Это обстоятельство указывает на перерыв в эволюции очага, связанный с изменением термодинамических и тектонических условий. На разрыв во времени образования вулканической и плутонической серий указывает и внедрение последней в уже деформированные «собственные» эффузивные толщи. Тем не менее петрографические, петрохимические и геохимические особенности говорят о кровном родстве этих серий.

На примере позднепалеозойских ВПА (рис. 1) обнаруживается удивительное сходство петрохимических составов у вулканогенных и интрузивных образований. Согласно рис. 1 позднепалеозойские магматиты расчленены на восемь разновозрастных вулкано-плутонических ассоциаций, которые в различных сочетаниях участвуют в строении позднепалеозойских магматогенных структур этого региона (рис.2). Среди магматогенных структур, являющихся главными структурными элементами позднепалеозойских ВПП, явно преобладающими являются изометричные и кольцевые структуры

различной сложности строения и длительности формирования [6, 10-11, 13 и др.]. Изометричные магматоген-ные структуры связаны с крупными глубинными разломами и обеспечивают высокую магматическую проницаемость. При этом проявление вулканизма или реализация вулканических очагов происходит в двух его формах: центральной и ареальной. Как и в областях современного вулканизма, первая из них характерна для тектонически спокойных участков, вторая - связана с зонами дифференцированных движений: Таким образом, влияние вулканического и тектонического факторов на формирование структур вулканических областей бывает весьма сложным. Действительно, отдельные секторы позднепалеозойских поясов закономерно вписываются в структурный рисунок региона. Внутренняя структура подобных участков (Токрауская, Котанэмель-Калмакэмельская, Баканасская мегазоны) определяется развитием магматического процесса. В других случаях, внутренняя структура участков, охваченных вулканизмом, (Илийская мегазона) подчинена долгоживущим глубинным разломам.



1-2 – Тренды химических составов петротипов: интрузивных (1) и вулканогенных (2) комплексов. Индексы вулканогенных и интрузивных комплексов по хроноуровням: 1 – каркалинская, кусакская, батпакская свиты (C_1kr, ks, bt) – балхашский, музбельский, алтынэмельский (C_1b, ms, al) интрузивные комплексы; 2 – калмакэмельская, дегерезская (C_{1-2} kl, dg) свиты – топарский, кокдалинский (C_1^2tp, C_2kk) интрузивные комплексы; 3 – керегетасская, нижнекугалинская (C_2kg, kug_1) свиты – калдырминский, кумжальский, койтасский (C_2^2 kl, km, kt) интрузивные комплексы; 4 – коскызыльская, таскоринская, колдарская, верхнекугалинская (C_{2-3} ks, kl, kug_2) свиты – акшатауский, ащисуйский (лепсинский) (P_1^1a, ash, lp) интрузивные комплексы; 5 – достарская, ушмолинская, акшокинская, бескайнарская (P_1^1ds, uš, ak, bs) свиты – кокдомбакский, умитский, раннеушобинский, тектурмасский (P_1^2 kk, um, us_1, tk) интрузивные комплексы; 6 – шангельбайская, верхнекызылкиинско-кармысская, жалгызагашская (P_1^2sn, kz_2+kr, zg) свиты – торангылыкский, кызылкайнарский, позднекатутауский (P_1^3tr, kk, kt_2) интрузивные комплексы; 7 – майтасская, бакалинская, жельдыкоринская (P_{1-2} mt, bk, žl) свиты – кадырский, таскоринский, ранне-южножонгарский (P_2^1 kd, ts, $žng_1$) интрузивные комплексы; 8 – жанская, сейриктауская, малайсаринская (P_2 žn, sr, ml) свиты – кызыладырский, кикунтайский, позднее-южножонгарский (P_2^2 kzd, kik, $žng_2$) интрузивные комплексы.

Рисунок 1. Петрохимические диаграммы SiO_2 – (K_2O+Na_2O) позднепалеозойских вулкано-плутонических ассоциаций Жонгаро-Балхашской складчатой области

Та же зависимость характерна и для магматической проницаемости. На участках развития длительно живущих линейных тектонических структур, то есть в тектонически активных зонах, магматическая проницаемость носит линейный характер и обуславливается горизонтальными движениями земной коры. В пределах относительно «устойчивых» участков развивается площадная магматическая проницаемость, на проявление которой горизонтальные движения почти не влияли.

Разные типы магматогенных структур, выделяемые в позднепалеозойских ВПП Казахстана, также формировались при разном влиянии тектонических сил и магматизма. При этом для более ранних стадий развития ЖБСО характерны структуры, формировавшиеся при бóльшем влиянии тектонического процесса, а для более поздних – уже чисто магматогенные структуры. Это распределение разных типов структур во времени с развитием на конечных стадиях эволюции структур с наиболее тесной генетической связью интрузивных и вулканических образований, отражает миграцию положения их периферических очагов, высокое положение магматических камер по отношению к поверхности земной коры, что связано с состоянием

зрелой континентальной коры к концу развития складчатой области в орогенную стадию.

Внутри широко развитых кольцевых и изометричных вулкано-тектонических и вулкано-плутонических структур длительного развития, а также в их обрамлении часто обнаруживаются полихронные плутоны или серия обособленных разновозрастных интрузивов (Бугулинская ВТС, Карабасанская, Каргалинская, Байназарская, Кангаштинская, Улькен-Каракуусская, Жанетская, Майтасская, Кокдомбакская, Бектау-Атинская, Сарыобинская, Восточно-Кызылтасская, Канжайляуская и др.) [1,3,5,6-9,10-11,13 и др.].

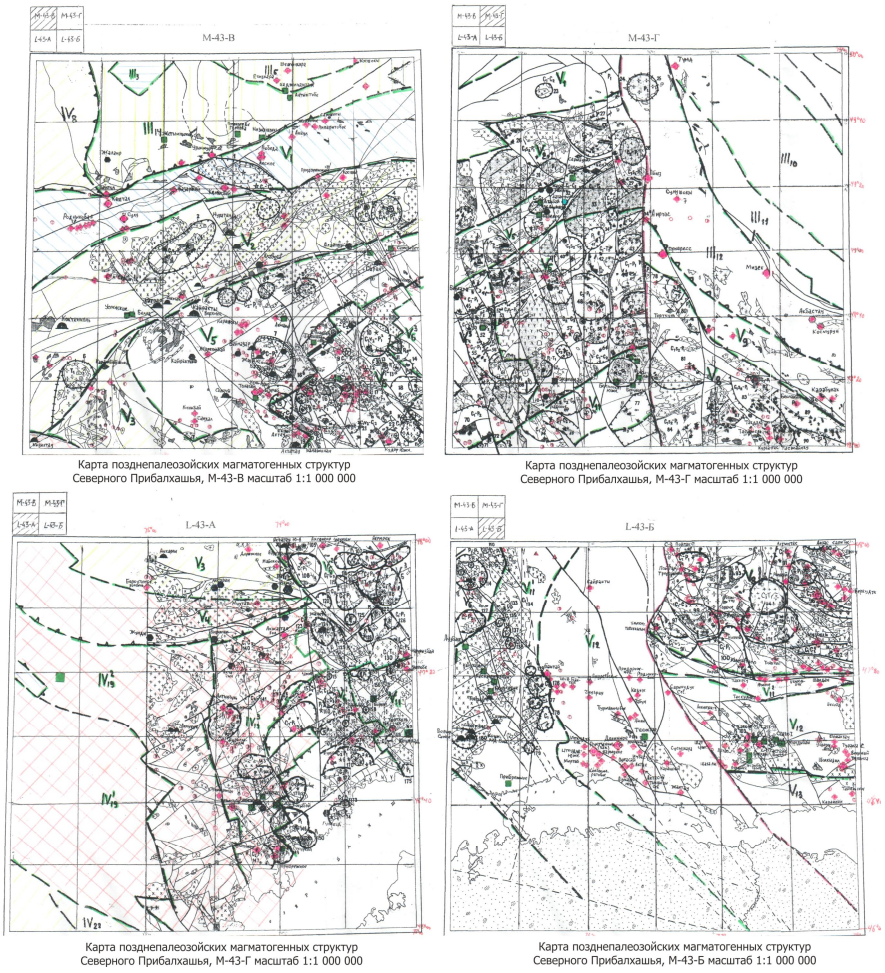


Рисунок 2 – Схема расположения позднепалеозойских магматогенных структур Центрального Казахстана

Подтверждаемые многочисленными фактами узловое и многократное проявление позднепалеозойского магматизма вполне согласуется с предлагаемой Е. В. Артюшковым и др. [3], Г. Л. Добрецовым и Н. Л. Добрецовым [4] и другими моделью формирования полихронных магматических систем.

Таким образом, в настоящее время есть основание полагать, что полихронность, то есть пространственная совмещенность разновозрастных интрузивных и вулканогенных комплексов, очень широко проявленная в ЖонгароеБалхашском регионе, наряду с гомодромностью, относится к числу наиболее общих свойств проявления орогенного магматизма. Отмеченное является одной из главных закономерностей проявления магматизма в подвижных поясах, особенно на заключительной стадии их развития. Данная закономерность в виде тесной

пространственной связи вулканогенных и интрузивных формаций давно устанавливается не только в Казахстане, но и в других регионах широкого проявления как вулканогенных, так и интрузивных образований [3 и др].

Именно эта закономерность способствовала в 60-70-е годы прошлого столетия широкому развитию идеи о вулкано-плутонических ассоциациях (ВПА) активных складчатых областей. Примерно к этому же времени относится предложение Е. К. Устиева (1963г) о выделении вулкано-плутонических формаций. Не вдаваясь глубоко в историю дискуссии относительно особенностей терминов "вулкано-плутоническая ассоциация" и "вулкано-плутоническая формация", авторы хотели бы отметить, что в своих исследованиях они пользуется первым термином. Предпочтительность его, более широкого по смыслу термина, определяется тем, что связи между вулканическими и плутоническими породами проявляются весьма разнообразно, что обусловлено определёнными стадиями развития складчатых поясов, составом и свойствами самих магматических расплавов и условиями их генерации.

Первые схемы последовательности формирования позднепалеозойских вулкано-плутонических ассоциаций в Казахстане связаны с именами Р.А. Борукаева, Н.Г. Сергиева, В.К. Монича, Г.Ф. Ляпичева, Т. В. Перекалиной, Ю. И. Лялина, Б.С. Зейлика, А.В. Авдеева, К.А. Абдрахманова, Л.Н. Шарпенок, Л. К. Алексеевой, Г. Т. Скублова и других. Именно такой подход, с позиций выявления вулкано-плутонических пар, мог способствовать совершенствованию как литолого-стратиграфической схемы континентальных вулканогенно-осадочных и вулканогенных отложений карбона и перми [10-11 и др.], так и "Схемы корреляции позднепалеозойских вулкано-плутонических ассоциаций ЖБСО" (рис. 3) [7-8,10-11 и др.], так как позволяет использовать при отсутствии данных о возрасте у той или иной составляющей ВПА характеристик обоих комплексов.

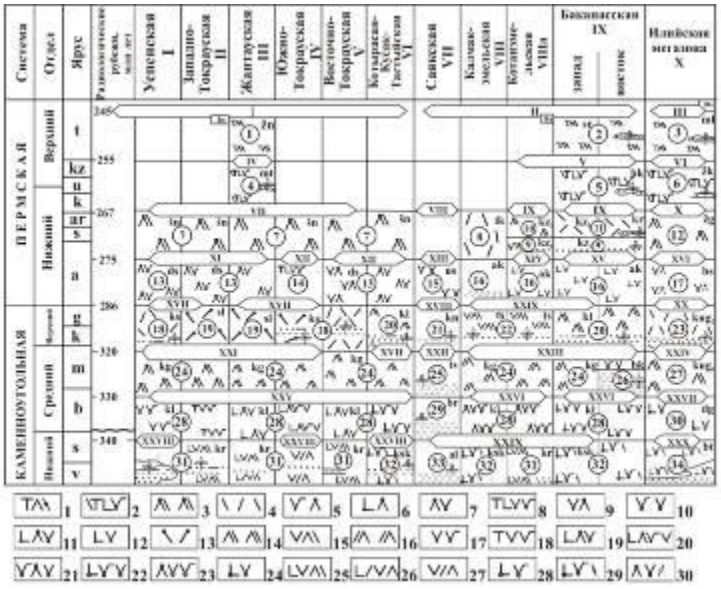


Рисунок 3 – Схема корреляции комагматических вулкано-плутоничесикх ассциаций Жонгаро-Балхашской складчатой области

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации: 1 – трахидацит-риолитовая нормальной и калиевой щелности, 2 – контрастная риолит-трахибазальт-андезибазальтовая калиевой и нормальной щелочности. 3 – дацит-риолитовая калиевой и нормальной щелочности, 4 – риолитовая нормальной щелочности, 5 – андезибазальт-дацитовая калиевой щелочности, 6 – базальт-дацитовая калиевой щелочности, 7 – дацитандезитовая калиевой щелочности, 8 – трахибазальт-андезит-андезибазальтовая калиевой и нормальной щелочности, 9 – андезит-дацитовая калиевой щелочности; 10 – андезибазальт-андезитовая натриевой щелочности, 11 – базальт-дацит-андезитовая калиевой щелочности, 12 – базальт-андезитовая калиевой щелочности, 13 – риолитовая кварцевая, 14 – дацит-риолитовая нормальной щелочности, 15 – андезит-дацит-риолитовая нормальной щелочности, 16 – риодацитовая нормальной щелочности, 17 – андезит-андезибазальтовая калиевой щелочности, 18 – трахиандезит-андезибазальтовая нормальной щелочности, 19 – базальт-дацит-андезитовая калиевой щелочности, 20 – базальт-дацит-андезибазальт-андезитовая нормальной и калиевой щелочности, 22 – базальт-андезибазальт-андезитовая-андезитовая натриевой щелочности, 23 – дацит-андезит-андезибазальтовая натриевой щелочности, 24 – базальт-андезитовая натриевой щелочности, 25 – базальт-андезит-дацит риолитовая нормальной щелочности, 26 – базальт-риолит-андезит-дацитовая нормальной щелочности, 27 – андезит-риолит-дацитовая нормальной щелочности, 28 – базальт-андезибазальтовая натриевой щелочности, 29 – базальт-андезибазальт-риолитовая натриевой щелочности, 30 – дацит-андезит-риолитовая натриевой щелочности. ***Вулканогенно-осадочные свиты,*** пермские: 1. žn – жанская. 2. sr –

сейректауская. 3. ml –малайсаринская, 4. mt – майтасская, 5. bk – бакалинская, 6. žk – жельдыкоринская, 7. šn – шангельбайская, 8. ik – икбайская (итбайская), 9. kz_1 – нижнекызылкинская, 10. kz_2 – верхнекызылкиинская, 11. kz_2 + kr – верхнекызылкиинская+кармысская, 12. žg – жалгызагашская, 13. ds – достарская, 14.dž – джангельдинская, 15. uš – ушмолинская, 16. ak – акшокинская, 17.bs - бескайнарская; каменноугольные: 18. ks – коскызыльская, 19. sl – сулушокинская, 20. kl – колдарская, 21. kn – кунгисаякская, 22. ts – таскоринская, 23. kug_2 – верхнекугалинская, 24. kg – керегетасская, 25. ts – тастыкудукская, 26. bk – баканасская, zn – знгаменская, 27. kug_1 – нижнекугалинская, 28. kl – калмакэмельская, 29. br – бурултасская, 30. dg – дегерезская, 31. kr – каркаралинская, 32.ksk – кусакская, 33. al – алабиинская, 34. bt – батпакская. ***Римскими цифрами обозначены*** *интрузивные комплексы*: I – кызылрайский существенно калиевых и аляскитовых гранитов, Ia – кызыладырский гранит-граносиенитовый; II – кызылтасский (баканасский) существенно калиевых и щелочных гранитов, IIa – кукентайский субщелочных гранитов; III – салдыктасский (хоргозский) лейкогранитовый, IIIa – поздне-южноджунгарский граносиенитовый; IV – кадырский габбро-монцонит-монцо-диоритовый; V – таскоринский (уштобинский) габбро-монцонит-граносиенитовый, VI – ранне-южноджунгарский монцонитовый, VII – торангылыкский калиевых гранитов-граносиенитовый, VIII – кунгисаякский адамелит граносиенитгранитовый, IX – кызылкайнарский существенно калиевых гранитов (граносиенитов?), X – позднекатутауский сиенитовый, XI – кокдомбакский габбро-монцонит-монцодиорит-гранодиоритовый, XII – кокдомбакский габбро-монцонит-монцодиорит-гранодиоритовый, XIII – умитский (саякский) монцонит-монцодиорит-гранодиоритовый, XIV – ушобинский габбро-монцодиорит-сиеногранодиорит-диоритовый, XV – актогайский габбро-монцодиорит-сиеногранодиорит-диоритовый, XVI – катутауский габбро-монцонит-монцодиоритовый, XVII – акчатауский гранит-лейкогранитовый, XVIII – катбарский гранитовый, XIX – ащисуйский гранитовый, XX – ойсазкий лейкогранитовый, XXI – калдырминский (куттуадамский) гранодиорит-гранитовый, XXII – бесобинский гранитовый, XXIII – кумжальский гранитовый, XXIV – лепсинский гранитовый, XXV – топарский габбро-диорит-диорит-гранодиорит-гранитовый, XXVI – кокдалинский габбро-диорит-гранодиоритовый, XXVII – койтасский диорит-гранодиорит-адамелит-плагиогранитовый, XXVIII – балхашский габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитовый, XXIX – музбельский габбро-диорит-плагиогранитовый, XXX – алтынэмельский (усекский-теректинский) габбро-гранодиорит-адамелит-плагиогранитовый

Чаще всего приходится использовать результаты определения абсолютного возраста интрузивных пород для выявления возрастного уровня вулканогенных комагматов, так как в большинстве случаев они оказываются “немыми”, без органических остатков, а радиологические определения возраста горных пород в Казахстане проводились, главным образом для интрузивов [2,5,6,7-12 и др.]. Выделение ВПА в областях широкого их проявления играет важную роль непосредственно и при картировании. Изучение и выделение ВПА показывает также, что они участвуют в строении изометричных и кольцевых магматогенных структур, являющихся во многих случаях рудоносными, поэтому точное определение той или иной ВПА, с которой связано оруденение, имеет очень важное значение для поисковой геологии.

Литература

1. Авдеев А.В. К вопросу о связях между эффузивным и интрузивным магматизмом на примере Атасу-Джамшинского водораздела / Сб. Вулкано-плутонические формации формации и их рудоносность. Алма-Ата. 1969. С. 109-121.
2. Бедров Г.И., Монич В.К., Куликовский К.Т. и др. Интрузии топарского комплекса в Шетском районе Цетрального Казахстана // Тр. ИГН АН КазССР. Алма-Ата. Т. 12. С. 43-73.
3. Артюшков Е.В., Беэр М.А., Соболев С.В., Яншин А. Механизм образования геосинклинальных поясов / Сов. геология. 1982. №1. С. 14-27.
4. Добрецов Г.Л., Добрецов Н.Л. Возможная геологическая модель магматического процесса // Геология и геофизика. 1974. №5. С. 130-138.
5. Ефремова С.В., Негрей Е.В., Царева Г.М. и др. Строение герцинских гранитоидных комплексов в Центральном Казахстане // Магматич. и метаморфич. к-сы Казахстана. Тр. II Казахст. петрогр. совещ. Алма-Ата. 1977. С. 90-99.
6. Курчавов А.М., Дорохов И.Л. Новые данные о геологическом строении гор Бугылы (Центральный Казахстан // Изв. АН Каз ССР. Сер. геол. 1982. №5. С. 31-34.
7. Ляпичев Г.Ф., Сейтмуратова Э.Ю., Старов В.И. Некоторые вопросы радиоизотопной геохронологии магматических комплексов Казахстана // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-ата 1994. С. 153-159.
8. Ляпичев Г.Ф., Сейтмуратова Э.Ю., Борукаева М.Р. и др. Позднепалеозойские вулканогенные формации Джунгаро-Балхашской складчатой системы // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-ата, 1991. С. 77-85
9. Перекалина Т.В. Геология герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Л., 1966. 240 с.
10. Сейтмуратова Э.Ю., Позднепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации

Жонгаро-Балхашской складчатой области (стратиграфия геолого-петрологияческие особенности). Алматы 2002 г. 254 с.

11. Сейтмуратова Э.Ю. Поздний палеозой Жонгаро-Балхашской складчатой области // Автореферат докторской диссертации. Алматы 2003 г. 53 с.
12. Серых В.И. Палеозойские гранитойдные комплексы и серии Прибалхашья // Известия АН Каз.ССР. Сер. геол. 1977. №3. С.8-17
13. Шарпенок Л.Н. Магматогенные кольцевые структуры. Л., 1979. С. 231.

ТРИ ТИПА ЛИТОСФЕРЫ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

Сидоров А.А.[а], Чехов А.Д.[б], Волков А.В.[а], Алексеев В.Ю.[а]

[а]*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН Москва. (tma2105@mail.ru)*

[б]*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан (chehov@neisri.ru)*

Целесообразность использования в тектонических целях трехчленной типизации литосферы далеко не очевидна. Чаще предпочитают оперировать с океаническим и континентальным типами, нами же обоснована необходимость выделения окраинноморского типа литосферы, которая имеет высокий металлогенический потенциал [1].

Глубинное просвечивание Земли показало, что в окраинноморских бассейнах не только земная кора, но и вся литосфера в целом имеет своеобразный характер, принципиально отличный и от океанических и от континентальных площадей.

На примере всесторонне изученной современной системы задуговых бассейнов в регионе Юго-Восточной Азии это удалось показать Маруяме [2]. Детальной сейсмотомографией здесь выявляются отчетливо микроплитный характер и специфическое глубинное устройство со стагнантными слэбами в основании, водообогащенной мантией, полого- и крутонаклоненными разнонаправленными субдукционными зонами, малоглубинными диапирами.

Такие же характерные элементы - повсеместно глубинные ограничения по древним и современным зонам субдукции, астеносферные диапиры, проявляющиеся в виде глубоководных впадин (иногда спрединговых) с высокими значениями теплового потока, выполаживание и стагнация на глубине слэбовых пластин - выявляются по данным сейсмотомографии и в прилежащих к северо-востоку Азии окраинных морях - Охотском, Японском и Беринговом.

Таким образом, традиционное оперирование разновидностями земной коры при тектонических построениях, сменяется делением всей литосферной оболочки Земли на три составные части, или литосферные типы - океанический, окраинноморский и континентальный, каждому из которых присущи свои собственные параметры и характеристики. Все они обладают четко выраженными глубинными сейсмическими границами; неповторимым морфологическим обликом (океанические впадины, окраинноморские бассейны, континенты); существенным своеобразием магматических проявлений; спецификой протекающих в них тектонических процессов. В совокупности они составляют главную геотектоническую, или геодинамическую триаду Земли, отражающую направленность ее глубинного развития. Ключевым звеном этой единой эволюционной цепочки является окраинноморская разновидность литосферы - эта своеобразная фабрика по производству новых порций ювенильной континентальной коры.

Упомянутая геотектоническая триада подтверждается и металлогеническими построениями (Сидоров, 1998), в частности существованием в истории развития Земли трех главных эволюционных линий рудообразования (табл).

Древнейшие рудные формации составляют следующие характерные металлогенические линии: эпиконтинентальную (железистые кварциты) и наиболее "консервативную во времени" мантийную (стратиформные кумуляты с хромсодержащими шпинелями и сульфидно-медно-никелевые скопления в коматиитах). Наиболее разнообразная металлогеническая линия - рифтогенная (колчеданно-полиметаллические залежи, медистые и уран-многометалльные песчаники и сланцы) берет свое начало от зарождения плитотектонических процессов в истории развития Земли.

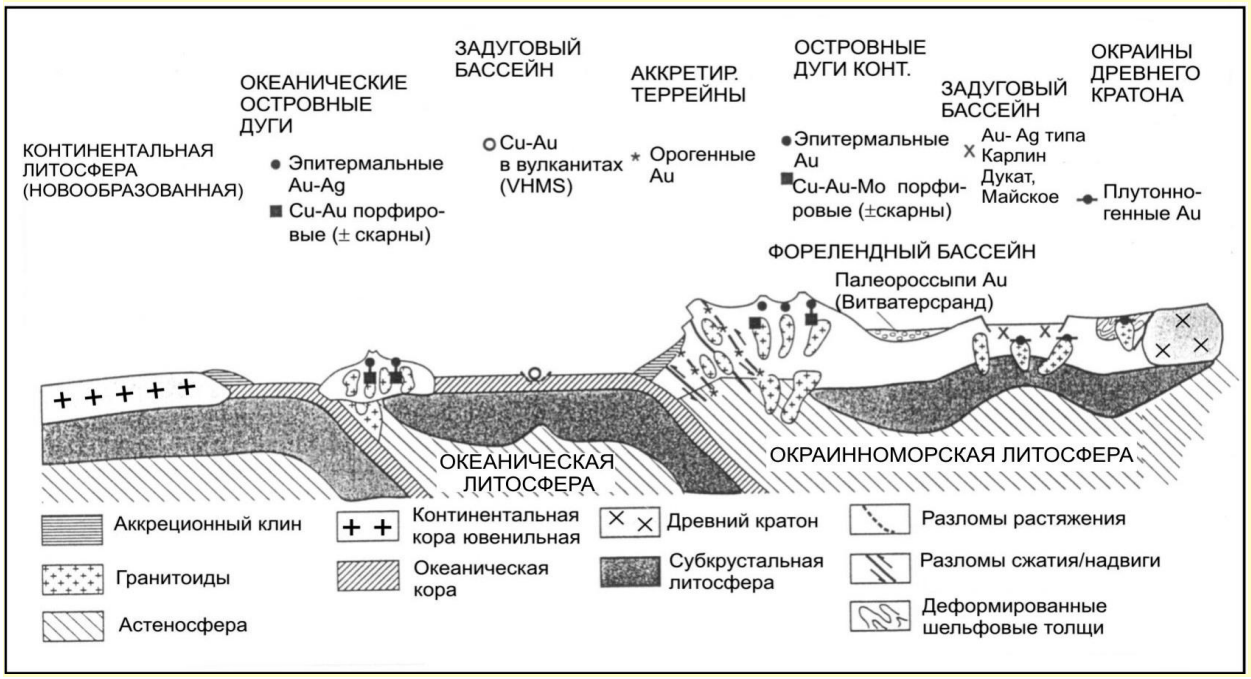


Рис. Схематический литосферный разрез, показыва-ющий условия образования различных типов золотых месторождений [4] с дополнениями авторов. VHMS - массивные сульфиды в вулканических толщах.

Таблица. Металлогенические линии и рудноформационные ряды Омолонского кратонного террейна

Рудные формации (базовые, в т.ч. предполагаемые)	Сателлитные рудные формации, (вероятные)	Примеры рудных районов или месторождений
Линия расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов		
Медно-никелевая в расслоенных интрузивах (докембрий)	Медно-порфировые, титано-магнетитовые, (платинометальные, золото-теллуридные)	Амфиболиты Коаргычанского выступа
Медно-колчеданная (палеозой, мезозой)	Медно-порфировая, золото-серебряная, (золото-сульфидное)	Таборное, Щельнинское, Ледяное, Дубль
Железистокварцитовая линия		
Железистые кварциты	Скарново-магнетитовая, гематитовая пиритовых сланцев, золото-пиритовая, золото-кварцевая	Верхнеомолонское, Батик, Магнетитовое и др.
Сульфидные (пирит-пирротиновые) вкрапленных руд (палеозой, мезозой)	Золото-пиритовая вкрапленных руд, золото-кварцевая, золото-серебряная (сурьмяная, сурьмяно-ртутная)	Кубака, Ольча, Биркачан, Лабазное, Магнитное, Мышиное, Елочка, Бакчар, Дикое, Выстрел, Мизинец, Сомнительное
Линия раннего рифтогенеза (многометалльная)		
Сульфидные вкрапленных руд в карбонатно-терригенно-вулканогенных толщах (палеозой, мезозой), уран-многометальная	Колчеданная, золото-сульфидно-кварцевая, золото-серебряная, (скарновые, полиметаллическая, золото-сульфидная вкрапленных руд)	Южно-Омолонский рудный район и районы развития кедонского вулканического комплекса и окраин Юкогирской глыбы
Медно-порфировая (поздний мезозой)	Полиметаллическая, золото-сульфидно-кварцевая, золото-серебряная, (золото-теллуридная), ртутная	Вечернее, Хрустальное и др. Южно-Омолонского района

Однако, выявляющаяся практическая одновремен-ность протекания мантийно-плюмовых и субдукционных процессов, начиная с мезоархея, указывает на их примерную одновозрастность.

С этими базовыми формациями связаны многочисленные сателлитовые (преимущественно жильные) рудные формации, образующие три группы полихронных рудно-формационных рядов [3].

Анализ представлений зарубежных исследователей [4] показывает сходство их взглядов с выше-изложенными. Они, в частности, выделяют два главных типа палеогеодинамических обстановок формирования месторождений: анорогенных или континентально-бассейновых (Fe-оксидные Cu-Au руды типа Олимпик-Дам; осадочно-эксгаля-ционные Pb-Zn и Cu в обломочных толщах), связанных с плюмово-мантийными событиями, ведущими к распаду суперконтинентов, и орогенно-конвергентных окраин, формирующих таковые. В приводимом в этой работе литосферном разрезе, орогенно-конвергентные окраины состоят из двух частей. В одной показана океаническая ситуация с характерным Cu-Au оруденением в массивных сульфидах среди вулканитов и эпитермальными Au-Ag рудами в зарождающихся островных дугах, в другой - изображена типоморфная геодинамическая обстановка современного окраинноморского бассейна (рис. 1).

Принципиальная разница между этими двумя частями литосферного разреза очевидна. Ювенильной океанической коре здесь противопоставлена более сложная по строению - окраинноморская. Последняя, включая отдельные блоки континентальной коры, является местом развития малоглубинных мантийных плюмов, обуславливающих возникновение здесь локальных рифтогенных структур (впадин, трогов) различной степени их раскрытия (иногда вплоть до мантийного субстрата).

По всей вероятности, это существеннейший признак окраинноморской литосферы. Именно такой - типично окраинноморской - и представляется, на наш взгляд, палеотектоническая (палеогеодинамическая) обстановка в мезозоидах Северо-Востока в позднепалеозойско-мезозойское время, чем и обусловлено богатство этого края, в первую очередь его золотоносность.

Металлогения, таким образом, подтверждает представления о трех главных типах литосферы: двух общепринятых и третьего - окраинноморского, явно недооцененного. Считавшийся промежуточной (или переходной) разновидностью литосферы, последний является определяющим как в тектоническом отношении - рождение новых порций ювенильной континентальной коры, так и в металлогеническом плане - разнообразие и высокий промышленный потенциал рудных проявлений.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ РАН№2.

Литература

1. *Сидоров А.А., Чехов А.Д.* О трех главных типах литосферы земли и их металлогенической специализации // Доклады РАН. 2009. Т. 427. №2. С.292-296.
2. *Maruyama S., Santosh M., Zhao D.* Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and antiplate tectonics on the Core-Mantle Boundary // Gondwana Research, 2007. V . 11. P . 7-37.
3. *Groves D.J., Condie K.C., Goldfarb R.J. et al.,* Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits // Econ. Geol, 2005. V .100. P . 203-224.
4. *Сидоров А.А., Волков А.В., Чехов А.Д.,. Алексеев В.Ю.* О металлогенической роли кратонных террейнов в окраинноморской литосфере (на примере Северо-востока России) // Доклады РАН. 2010. Т.430. №4. С. 523-527.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЛИЯНИИ СПРЕДИНГА В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ И АРКТИКЕ НА НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ СЕВЕРА ЕВРАЗИИ

Сим Л.А.[а], Брянцева Г.В.[б]

[а] *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва (sim@ifz.ru)*
[б] *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва (bryan@geol.msu.ru)*

Введение

Влияние процессов спрединга на геологические процессы севера Евразии отмечается в значительном количестве публикаций, в частности, по тектоническому строению и процессам формирования газовых месторождений севера Западно-Сибирской плиты [12, 5 и др.]

Работы по международному проекту по современному [15 и др.] и неотектоническому [6, 9 и др.] напряженному состоянию также указывают на взаимосвязь тектонических напряжений на севере Евразии с процессами в Северной Атлантике и Арктике

За время с 2007 по 2010 г.г. появились новые данные по новейшему напряженному состоянию севера Евразии, основанные на полевых тектонофизических исследованиях на Балтийском щите в пределах Ковдорского и Хибинского девонских ультраосновных щелочных массивов. За этот период также восстановлены неотектонические напряжения севера Западно-Сибирской плиты, Пай-Хоя, Полярного Урала и Таймыра.

Методы исследования.

Характеристика тектонических напряжений в указанных выше магматических телах на Балтийском щите получена с помощью кинематического метода реконструкции напряженного состояния по векторам перемещений на зеркалах скольжения, разработанного О.И.Гущенко [2], а общие, генерализованные стресс-состояния – по методике, обоснованной в работах [6]. В четвертичных отложениях тектонические напряжения восстановлены по сколовым сопряженным трещинам по методике М.В. Гзовского. Новейшие структуры и напряженное состояние Полярного Урала охарактеризованы с помощью комплекса полевых и камеральных исследований, а Пай-Хоя, Таймыра и севера Западно-Европейской плиты – с помощью структурно-геоморфологических методов изучения новейших структур [3, 10] и неотектонических сдвиговых напряжений. Двумерный структурно-геоморфологический (СГ) метод реконструкции сдвиговых напряжений основан на анализе опережающих (и оперяющих) разрывов в зоне динамического влияния сдвигов (по взаимной ориентировке разлома с системами разрывов оперения) [6].

Результаты.

Балтийский щит. Неотектонические напряжения ***Ковдорского массива*** восстановлены в 17 однородно нагруженных объемах по всему карьеру рудника Железный, в котором идет добыча апатитовых и железных руд [11]. Несмотря на значительную изменчивость осей главных нормальных напряжений в массиве как в породах, вскрытых в разных бортах карьера, так и в разных крыльях разломов, усложняющих строение массива, определены два разновозрастных общих для всего массива стресс-состояния. Оба определения характеризуются пологой ЗСЗ ориентацией оси сжатия (98∠15), а между крутой осью растяжения (220∠65) более раннего поля и промежуточной осью (4∠20) происходит переиндексация, приведшая к тому, что более молодое поле становится сдвиговым с субмеридиональной пологой осью растяжения. Относительный возраст обоих стресс-состояний определяется по

взаимоотношению сдвиговых и взбросовых перемещений на зеркалах скольжения в тех случаях, когда сохраняются по два перемещения на единой плоскости: по более древним, крупным бороздам (иногда с переориентацией минералов параллельно смещению) фиксируются сдвиговые следы смещений с более тонкой штриховкой, выраженной более отчетливо. На ***Хибинском массиве*** тектонофизические исследования проведены на трех рудниках – Олений Ручей, Центральный и Коашва. В выделенных 14 однородно нагруженных объема охарактеризованы локальные стресс-состояния с изменчивостью ориентировок осей сжатия и растяжения. При этом на руднике Олений Ручей и Коашва в двух точках восстановлены современные напряжения по трещиноватости, измеренной в водно-ледниковых и озерных четвертичных отложениях. Вне рудников восстановлены локальные стресс-состояния в архейских гранитоидах вблизи г. Мурманска и в эндербитах, вскрытых в борту трассы Мурманск - С.Петербург между пос. Пулозеро и г.Оленегорском. Несмотря на значительный разброс в ориентировках осей локальных стресс-состояний, полученных разными методами и в разновозрастных породах (в том числе вдоль трассы Мурманск-С.-Петербург) восстановлено общее поле напряжений, в значительной мере характеризующей напряженное состояние Хибинского массива (12 определений из 14). Оно сдвиго-взбросового типа с крутой ориентировкой оси растяжения (342∠60) и пологой СЗ простирания осью сжатия, погружающейся на ЮВ (145∠30). Сравнение результатов реконструкции локальных стресс-состояний в коренных и четвертичных породах ближайших точек на руднике Олений Ручей показали непротиворечивые результаты, что позволяет говорить о неотектоническом и современном возрасте восстановленного общего поля напряжений. В целом молодое взбросовое поле напряжений Хибинского массива обуславливает его воздымание в новейший этап.

Молодое сдвиговое поле напряжений Ковдорского массива согласуется с общим полем напряжений Центральной Карелии, в пределах которой неотектонический и современный возраст стресс-состояний, восстановленный по бороздам скольжения в архей-протерозойских породах, доказан геохимическим профилированием [6]. Таким образом, ЗСЗ и СЗ простирания субгоризонтальных осей сжатия в массивах Кольского п-ова являются новыми данными, подтверждающими сделанный ранее вывод о влиянии спрединга в Северной Атлантике на напряженное состояние запада Восточно-Европейской платформы [6].

<u>Западно-Европейская (ЗЕП), Русская и Тимано-Печорская (ТПП) плиты.</u> Неотектонические напряжения по указанным плитам восстановлены структурно-геоморфологическим методом, а также кинематическим методом в зоне сочленения Тимана и Мезенской синеклизы.

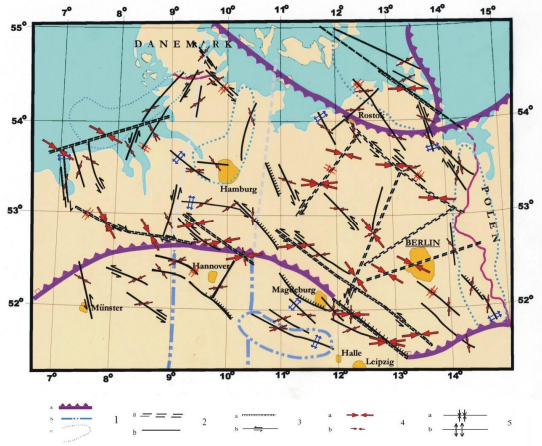


Рис.1. Схема неотектонических напряжений Западно-Европейской плиты.
1 – Границы неотектонических структур: a – I, b – II, c - III рангов (по [15]). 2 – Неотектонические разломы: a – I, b - II рангов, выделенные по дешифрированию космических снимков. 3 – Кинематические типы разломов: a – сбросы, b – сдвиги. 5 – Ориентации осей сжатия в горизонтальной плоскости: a – I, b - II рангов. 4 – Геодинамические обстановки формирования разломов: a – сжатия, b – растяжения.

По всем плитам установлены сдвиговые неотектонические напряжения 1 ранга,

при этом для ЗЕП характерно горизонтальное сжатие (рис.1), меняющее ориентировку от широтной до СЗ и субмеридиональное растяжение. Тип ориентации главных нормальных напряжений совпадает с таковыми на Балтийском щите и распространяется до западного склона палеозойской Белорусской антеклизы. На остальной части Русской плиты и ТПП восстановлены меридиональные ориентации осей сжатия 1 ранга и широтные – растяжения. Таким образом, в северной части платформ Европы по ориентировкам осей сжатия и растяжения восстановлены два типа полей напряжений: западный тип с широтной и СЗ и восточный тип – с меридиональной ориентировками осей сжатия [6]. Вдоль границы регионов со взаимно-перпендикулярными осями главных нормальных напряжений выделяется зона неустойчивых напряжений, совпадающая на севере с границей Балтийского щита и Русской плиты; южнее Финского залива граница субмеридиональна и проходит по западному склону палеозойской Белорусской антеклизы (рис.2). Вблизи этой зоны выделяется специфическая область - южное побережье Финского залива, деформирующееся в обстановке растяжения и характеризующееся меняющимися знаками сдвиговых смещений по одним и тем же разломам. Вдоль последних наблюдаются индикаторы перемещений, свидетельствующие о возможности как правосдвиговых, так и левосдвиговых перемещений, т.е. ось сжатия может быть ориентирована как меридионально, так и широтно. В эту зону попадают 2 очага землетрясений с известными механизмами очагов: Осмуссаарское и Калининградское, в одном из которых субгоризонтальное сжатие ориентировано меридионально, в другом – широтно. Оба механизма сдвиговые, таким образом, в зоне, выделенной по тектонофизическим данным, неустойчивы и современные напряжения, а сдвиговый тип неотектонического напряженного состояния, восстановленный СГ методом, находится в согласии с современным типом. Предположения о совпадении границы смены типов напряжений с зоной ТТ не оправдались; зона неустойчивых напряжений обусловлена глубинным строением земной коры и тепловым потоком [6, 9].

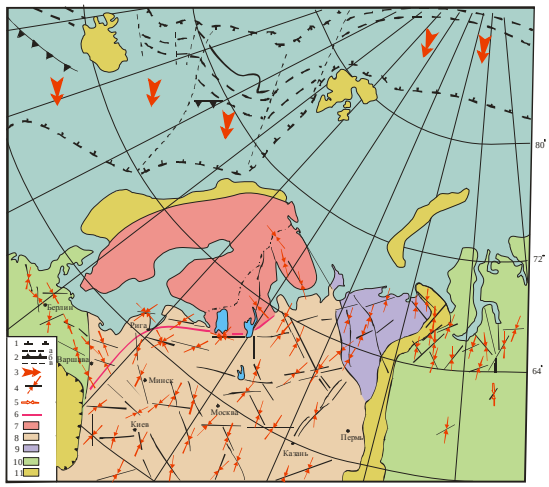


Рис.2. Неотектонические напряжения севера Евразии.
1 – Контуры шельфа. 2 - Океанические структуры: а – центральные, б – периферические части срединно-океанических хребтов; в – трансформные разломы. 3 - Ориентация сжатия, обусловленная процессами спрединга. 4,5 - Ориентировки осей сжатия в горизонтальной плоскости: 4 – восстановленные кинематическим и СГ методами, 5 – по сейсмике ЗД (по Гогоненкову и др., 2007). 6 - Граница между западным (СЗ и широтные) и восточным (субмеридиональные) типами ориентировок осей сжатия. 7-11 - Континентальные тектонические структуры: 7 – Фенноскандинавский (Балтийский) щит; 8 – Русская плита; 9 – Западно-Европейская и Западно-Сибирская плиты; 10 – Тиманиды и Тимано-Печорская плита. 11 – Разновозрастные складчатые комплексы.

<u>Полярный Урал, Пай-Хой, Таймыр.</u>

Новейшие орогенные структуры Полярного Урала изучались как с помощью анализа рельефа [3], так и полевыми исследованиями К.В. Чекмаревым [7].

Тектонофизические исследования во всех перечисленных структурах проведены как кинематическим (гряда Чернышова, массив Рай-Из), так и структурно-геоморфологическим (СГ) методом, позволившим установить

доминирование горизонтального субмеридионального сжатия и субширотного – растяжения. Такое поле напряжений приводит к активизации продольных соскладчатых разломов северо-восточного простирания на Полярном Урале и Таймыре, и таких же по генезису разломов северо-западного простирания - на Пай-Хое. Новейший возраст восстановленных сдвиговых тектонических напряжений и направления горизонтальных составляющих перемещений по разломам подтверждены полевыми исследованиями на Полярном Урале. Здесь на местах пересечения разнонаправленных сдвигов в секторе локального сжатия в бассейне р. Надаяха в голоценовых водно-ледниковых отложениях К.В. Чекмаревым откартированы мелкие взбросы – структуры сжатия, а в секторе локального растяжения – повышенные мощности тех же отложений, свидетельствующие о частной сбросовой ситуации. Восстановленные горизонтальные меридиональные оси сжатия 1 ранга в орогенных структурах разного простирания можно объяснить наложенным постскладчатым полем напряжений, связанным с началом спрединга в Ледовитом океане. Восстановленные ранее кинематическим методом неотектонические напряжения на Приполярном Урале показали, что в этой части Урала меридиональное горизонтальное сжатие не фиксируется; здесь задокументировано в ядре Ляпинского антиклинория вертикальные оси сжатия, радиально расходящиеся от ядра и выполаживающиеся к периферии структуры; южнее, уже в пределах Северного Урала восстановлены пологие субширотные оси сжатия, ориентированные вкрест простирания палеозойских структур [6], т.е. можно говорить, что влияние спрединга в Атлантике на напряженное состояние Уральских структур распространяется лишь до Приполярного Урала.

Западно-Сибирская плита (ЗЕП). На севере ЗЕП между 64-68 градусами с.ш. структурно-геоморфологическими методами в масштабе 1:1000 000 выделены новейшие структуры и охарактеризованы кинематические типы разломов с реконструкцией направлений сдвиговых перемещений. Кроме этого, в масштабе 1:100 000 и 1:50 000 проведены тектонофизические исследования на месторождениях углеводородов Ай-Пим, Демьяновка, Кальчинское и Большой Салым. Вся исследованная часть плиты (исключение составляет месторождение Большой Салым) деформируется при горизонтальном субмеридиональном сжатии и субширотном растяжении. Под влиянием рифтогенеза в Арктике сформировались гигантские месторождения газа на севере Западно-Сибирской плиты [5], а также прочие структуры в неогее по всей плите [12]. Сдвиговое поле напряжений на территории ЗЕП с меридиональным сжатием подтверждается по сейсмике 3Д [1].

На рис. 2 вынесены крупнейшие разломы севера Евразии, в зонах влияния которых восстановлены ориентации горизонтальных осей сжатия, а также граница распространения субширотных и субмеридиональных осей.

Заключение.

Новые данные по напряженному состоянию, полученные разными методами в различных геотектонических структурах севера Евразии (Балтийском щите, Пай-Хое, Таймыре, Полярном Урале, севере Западно-Сибирской плиты) согласуются со сделанными ранее выводами о влиянии процессов спрединга в Северной Атлантике и в Арктике на формирование неотектонических структур в указанном регионе. Изменение поля напряжений на новейшем этапе на Полярном Урале достоверно фиксируется лишь в молодых четвертичных отложениях, но вероятнее всего оно приближается по возрасту к начавшемуся в эоцене процессу спрединга в Арктике [12, 13], обусловившему субмеридиональное сжатие близлежащих структур.

Литература

1. *Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И.* Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3–10.
2. *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
3. *Костенко Н.П., Брянцева Г.В.* Неотектоника Надым-Тазовской синеклизы (Ново-Уренгойской регион) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М-лы XXXIII Текст. сов. 2000. М.: ГЕОС. С. 251–253.
4. *Костенко Н.П., Брянцева Г.В.* Орогенные формы южной части Полярного Урала //Вестн. Моск. Ун-та. Сер. геол. 2002. С. 9–13.
5. *Немченко Н.Н., Ровенская А.С., Шоелл М.* Происхождение природных газов гигантских газовых залежей севера Западной Сибири // Геология нефти и газа, 1999, № 1-2. С. 45–56.
6. *Сим Л.А.* Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы. //М.В.Гзовский и развитие тектонофизики. М.:Наука. 2000. С.326-350.
7. *Сим Л.А., Чекмарев К.В.* Новейшая разломная тектоника Полярного Урала. //Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2006. Т.81. Вып.5. С.51-56.
8. *Сим.Л.А., Брянцева Г.В.* Новейшая тектоника и тектонические напряжения Западно-Сибирской плиты //Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики, м-лы XLI Тектонического совещания, т.2. М.: ГЕОС, 2008, т.2.С.259-263.
9. *Сим Л.А.* Области неустойчивых неотектонических напряжений на Русской плите //Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. М-лы 14-й междунар. конф. 27-31 октября 2008, ч.2. Петрозаводск, Ред.-изд.отд. Карельского научного центра. С. 190-193.
10. *Сим Л.А., Брянцева Г.В.* Новейший орогенез Пай-Хоя. //Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. М-лы XLIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010. Т.2, с.246-250.
11. *Сим Л.А., Ребецкий Ю.Л., Козырев А.А., Жиров Д.В.* Развитие идей П.Н.Кропоткина о широком распространении в земной коре горизонтального сжатия (на примере платформ Северной Евразии). //Дегазация Земли: Геотектоника, геодинамика, геофлюиды, нефть и газ, углеводороды и жизнь //М-лы Всероссийской конф. с междунар. участием, посв. 100-летию со дня рожд. П.Н.Кропоткина 18-22 окт. 2010. М.:ГЕОС, 2010. С.504-509.
12. *Сурков В.С.* Особенности формирования Урало-Сибирской молодой платформы в неогее // Геол. и геофизика, 2002, Т 43, № 8, С. 754–761.
13. *Хаин В.Е., Лимонов А.Ф.* Региональная геотектоника М.: 2004. 270 с.
14. *Frischbutter A., Schwab G.* Karte der rezenten vertikalen Krustenbewegungen in der Uhmrahmung der Ostsee-Depression: Ein Beitrag zu IGCP-Projekt Nr. 346 “Neogeodynamika Baltica” //Brandenburg . Geowiss.Beitr. 1995. N 2. S.59-68.
15. *Zoback M.L.* First and second order patterns of stress in the lithosphere: The world stress map project. 1992. J. Geophys. Res., 97 (B8). Washington. P.p. 11708-11728.

ДОАРХЕЙСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ: ЭТАПЫ И ЗАРОЖДЕНИЕ ЛИТОГЕНЕЗА

Сиротин В.И.

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия
(ogg@geol.vsu.ru)

Данные сравнительной планетологии позволяют в настоящее время более детально охарактеризовать самую раннюю (доархейскую) историю Земли (4,56-3,80 млрд. лет), в течение которой произошло образование первичной атмосферы, гидросферы, сиалической земной коры, биосферы и литогенеза; был заложен фундамент дальнейшей эволюции Земли в течение архея, протерозоя и фанерозоя. Они позволяют выделить в доархейской истории Земли четыре этапа [6,8,10,11]:

1-й: 4,56-4,45 млрд. лет – этап ранней горячей Земли. Планеты земного типа сформировались быстро, энергично, набрав свыше 99 % своей массы в течение 50-80 млн. лет [10,11]. Это был этап набора массы внутренними планетами Солнечной системы. Протосолнечная газо-пылевая туманность к моменту начала аккреции была дифференцирована, каждый центр планетообразования имел свою зону питания. К моменту прохождения Солнцем стадии Таури-звезды досолнечная туманность сворачивается в диск и превращается в протосолнечную. Угловой момент диска перераспределяется таким образом, что внутренняя часть диска присоединяется к звезде, а внешняя должна либо рассеяться, либо самоорганизоваться, образуя зародыши планетезималей размером от первых дециметров до первых метров. Именно такие «булыжники» способны выстоять в условиях жесткой фотонной бомбардировки со стороны Солнца. Концепция «умеренно горячей Земли», которая в ходе набора массы испытала дифференциацию «вчерне» с образованием ядра, мантии и первичной земной коры в настоящее время является наиболее приемлемой. Сравнительно-планетологический аспект анализа этой проблемы приводит планетных геологов к выводу, что Земля в ходе аккреции в течение 50 – 70 млн. лет проходила стадию почти полностью расплавленного тела. В результате излучения тепла её поверхность остывала и покрывалась «коркой» – первичной земной корой, которая постоянно взламывалась под влиянием столкновения с крупными метеоритно-астероидными телами – планетезималями, масса которых могла достигать одной десятой массы Земли (а это масса Марса). Под влиянием таких столкновений верхние слои Земли снова расплавлялись. Косое столкновение Земли с крупной планетой на заключительном этапе аккреции явилось причиной образования Луны [6,10,11] (по катастрофическому сценарию, около 4,52 млрд. лет назад).

Таким образом, мы должны допускать, что твердые внутренние планеты (Меркурий, Венера, Земля, Марс) в ходе набора массы были хотя бы однажды расплавленными и в подавляющем своем объеме [6,11], а их составные компоненты (минералы) приобретали возможность отделяться друг от друга в соответствии с температурой их плавления и с их плотностью. «Тяжелые» вещества опускаются внутрь, создавая внутренние ядра, а «легкие» поднимаются к поверхности, создавая «земные» коры. Этот процесс гравитационной дифференциации играет главную роль в ранней истории Земли и других земных планет. В дальнейшем, уже за временными пределами этого этапа, Земля достигла значительно большей внутренней стратификации, разделения на большее количество слоев (чем просто легкая кора, тяжелое ядро и расположенная между ними мантия);

мантия становится самой мощной и массивной геосферой, способной к дальнейшей дифференциации в соответствии с химическими характеристиками составных компонентов.

Для тектонического стиля ранней горячей Земли были характерны «стада» мелких коровых плит, возможно, объединяющихся иногда в единую плиту, плюмовая тектоника, обдукция (торошение плит), сагдукция, тессерообразование, формирование зачатков сиалической коры [6,8,11].

О составе первичной атмосферы можно судить, исходя из вещества газопылевого дискообразного облака, в котором выделяются три группы компонентов [2,3]: 1) газовая водородно-гелиевая компонента, в которую, кроме водорода и гелия, входят Ne, N_2, CO ; 2) ледяная компонента – Л, основные ее составляющие: H_2O, CH_4, NH_3; 3) твердая компонента – Т, в которую входят самородные элементы, железо, никель, сульфиды железа, а также SiO_2, MgO, FeO, Al_2O_3, CaO, которые образовывали (вместе с Fe и Ni) различные силикаты и алюмосиликаты в виде пыли. Две последние группы образовывали пылевой конденсат, в состав которого входили и сложные органические соединения: спирты, кислоты, формальдегиды (всего до сотни органических соединений). Гидросфера в традиционном понимании как жидкая фаза воды на раннем этапе Земли отсутствовала, она существовала в виде пара в составе первичной атмосферы Земли.

2-й: 4,45-4,35 млрд. лет – этап заметно охлажденной, но относительно теплой Земли. Обоснование нижней границы этапа было сделано в результате сравнительного анализа данных по изотопии кислорода по цирконам местечка Джек Хиллс (Западная Австралия) из гранитных пород континентальной коры (возраст 4,404 млрд. лет) и цирконов из однотипных пород других континентов с возрастом 4,40-2,60 млрд. лет. Он показал постоянство $\delta^{18}O$ на протяжении всего этого времени, что позволило говорить об однотипности магматических процессов и протолитов и об активном участии в этих процессах воды гидросферы. В результате был сделан вывод о «холодной ранней Земле» с температурой поверхности выше 0^oC, но не выше 200°C, что и позволяло значительным объемам выделившейся воды, соизмеримым с объемом современной гидросферы, находиться в жидкой фазе. Для обоснования верхней границы этапа использовались данные о возрасте пород поверхности Луны. Самый древний возраст анортозитов лунных континентов – 4,50 млрд. лет, т.е. он практически совпадает с возрастом Луны. Среди образцов высокогорного реголита (брекчий и ударных расплавов) были обнаружены породы, обогащенные некогерентными элементами (K, REE, P), т.е. они не соответствуют кристаллической структуре лунных минералов (анортиту, пироксену, оливину). Геохимики эту комбинацию элементов назвали «KREEP-ассоциация», а породы, содержащие ее, удивительно постоянны по составу и имеют один и тот же кристаллизационный возраст – 4,35 млрд. лет, что дает основание считать, что они – финальный продукт кристаллизации глобальной магматической системы [2,11] и что они фиксируют завершение образования коры и расслоение Луны на оболочки. Этап характеризовался удалением Луны за пределы Роша [10].Учитывая значительные энергетические возможности Земли (в сравнении с Луной), можно предполагать, что анортозитам соответствовало образование базальтового и эклогитового слоя, а лунной KREEP-ассоциации у рубежа 4,35 млрд. лет – разрастание «пятен сиаля» и завершение первичной магматической кристаллизационной дифференциации[6,11],завершение формирования первичной коры.

Наша планета, обладая значительно большей массой и объемом, чем Марс, Меркурий и тем более Луна, разогревала свои недра и поверхность значительно энергичней, чем эти планеты. Чем меньше отношение площади планеты к массе (объему), тем интенсивнее разогревается планета, по этому отношению с Землей может соперничать только Венера. Есть веские основания считать, что на Земле к рубежу 4,45 млрд. лет уже произошла более глубокая, чем на Луне, дифференциация мантии с образованием первичной коры, по составу отвечающей лунной KREEP-ассоциации, но с более высоким содержанием щелочей (Na_2O +K_2O) и кремнезема (до 50 %) и более низким содержанием CaO и MgO, т.е. это были более кислые породы от анортозито-базальтов и андезитов, вплоть до пород, соответствующих ТТГ-ассоциации. По А.А. Маракушеву [4], первичное расслаивание планет привело к образованию богатых железом ядер планет, состав которых отвечает железным метеоритам и палласитам, и силикатным оболочкам планет, представленных ультраосновной мантией, отвечающей по составу ахондритам-уреилитам, и земной корой, которая уже была тоже расслоена и отвечала в нижней части диогенитам, а в верхней - эвкритам; последние по составу почти не отличаются от неморских лунных базальтов с низким содержанием KREEP-компонентов. Образование первичной земной коры происходило одновременно с формированием атмосферы и гидросферы (сначала в виде пара), которые вместе образуют единый гетерофазный чехол [6] – систему наружных оболочек, связанных единством происхождения и постоянным взаимодействием. Спорным и не до конца разрешенным вопросом ранней истории Земли является образование протосиалической оболочки, то есть континентального типа земной коры. Механизм образования может быть понят частично путем выяснения природы «серых гнейсов» и так называемой ТТГ-ассоциации (тоналит-трондъемит-гранодиоритовой). Д.М. Шоу [7] предлагает модель первичного состава доархейской коры с участием гранитной компоненты. Эту модель можно назвать моделью одновременно-последовательного образования земной коры: одновременного в том смысле, что в коре при кристаллизации сразу появляются островки, участки сиалической коры; последовательного в том смысле, что вся последующая эволюция коры приводит к усилению роли и окончательному становлению коры континентального типа. По данным Р.Гаррелса и Ф.Маккензи [2] первичная атмосфера ранней Земли была очень плотной: при температуре поверхности до 600^0C она имела давление паров H_2O около 300 атм. (что следует из массы воды в современных океанах), давление CO_2 - 45 атм (что следует из содержания углекислоты в современных карбонатных породах и в органическом веществе) и давление HCl — 10 атм (исходя из величины содержания хлора в океанах). Временной рубеж этого события автором не определяется, однако по результатам изучения пород поверхности Луны (возраст KREEP-ассоциации) на Земле завершение кристаллизации магматических систем, связанных с образованием ядра, мантии и ее частичным расплавлением и дифференциацией, произошел не позднее 4,35 млрд.лет назад.

Намеченные два этапа в ранней истории Земли заложили индивидуальность планеты. Но только первый этап целесообразно именовать планетным – догеологическим, имея ввиду, что еще не существовало привычное для нас взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов; это был этап набора массы планеты, важнейшей ее характеристики. С конца этого этапа рост массы планеты перестает быть решающим и одновременно происходит "передача эстафеты" собственно земным экзогенным

процессам в связи с выделением основной массы воды из недр планеты. Эту раннюю историю Земли до рубежа 4,35 млрд. лет, включающую ее аккрецию, образование ядра, расплавление мантии и образование первичной коры предлагается называть доархейской эрой [8].

Этап 3-й: 4,35-4,20 млрд. лет. Для этапа характерно двухуровенное перемешивание вещества: с одной стороны, характерно появление «горячих глубинных точек» с подъемом вещества от границы «ядро – мантия»; с другой стороны, появляется мелкоячейковая надастеносферная дифференциация с появлением зон спрединга и зачаточных зон субдукции. Произошло формирование вторичной земной коры [6, 10].

4-й: 4,20 – 3,80 млрд. лет - этап интенсивной астероидно-метеоритной бомбардировки; возрастные рамки этапа определены по аналогии с «лунной стратиграфией»: 4,20 млрд. лет – возраст самого древнего ударного бассейна Нектарис; 3,80 млрд. лет – возраст самых молодых ударных бассейнов и кратеров Луны, бассейна Калорис на Меркурии. Бомбардировка осуществлялась уже в условиях сформировавшегося планетарного чехла, включающего атмосферу, значительные объемы гидросферы (океаны), первичную массу осадочных пород, сиалическую оболочку, а, возможно, и зачатки биосферы. Земля – это пока единственная планета, в ранней истории которой сформировались активный плитный тектонизм, океаны, литогенез и жизнь. Есть все основания считать, что все эти важнейшие атрибуты Земли тесно взаимосвязаны в ее истории. Предлагается называть эти два этапа (3-й и 4-й) протоархейской эрой [8].

Эта эра является наиболее «темной», поскольку она очень слабо освещена данными сравнительной планетологии (ни Луна, ни Меркурий, ни Венера её не зафиксировали никак), и только Марс может в значительной степени конкретизировать её, учитывая существование марсианской гидросферы в доархейское время. Тем не менее можно утверждать, что в течение этого этапа произошло формирование третичной земной коры [6,10], тектонический стиль, который уже мало отличался от современного, это следует из глубокого анализа [9] соотношения субдукционных и мантийно-плюмовых процессов в геодинамике архейских зеленокаменных поясов: формирование архейских бонинитовых серий происходило в режимах интраокеанических зон конвергенции при активном воздействии на субдукционные процессы мантийно-плюмовых производных – океанических плато и горячих точек; условия формирования этих серий на протяжении всего архея мало отличались от фанерозойских [9]. И так данные сравнительной планетологии позволяют прийти к выводу о раннем доархейском зарождении гидросферы и литогенеза, что даёт основание говорить, что земная кора с «самого начала» была осадочно-магматической оболочкой, что находится в соответствии с гениальными предвидениями В. И. Вернадского [1] и идеями А. В. Сидоренко о едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия [5] .

Литература

1. *Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы и ее окружения. М.: Наука 2001. 376 с.
2. *Гаррелс Р.М.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 271 с.
3. *Жарков В.Н.* Геофизические исследования планет и спутников. М.: ОИФЗ РАН, 2003. 102 с.
4. *Маркушев А.А.* Происхождение и эволюция Земли и других планет Солнечной системы. М.: Наука, 1992. 204 с.
5. *Сидоренко А.В.* О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия // Докл. АН СССР, 1969, Т.186, № 1, с. 166-169.
6. *Сиротин В.И.* Сравнительная планетология: учебное пособие. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2009. 168 с.

7. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI в). М.: Наука, 1994. 190 с.
8. *Шоу Д.М.* Развитие ранней континентальной коры. Часть 2. Доархейская, протоархейская и более поздние эры // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с.40-63.
9. *Щипанский А.А.* Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов : автореф. дис….д-ра геол-мин.наук. М., 2006. 64 с.
10. *Valley J.W* A cool early Earth// Geology, 2002, V .30, pp. 351-354.
11. New the solar System. Cambridge: Cambridge unewersity press, 1999. 421 p.

СТРУКТУР А КРУПНОГО ОПОЛЗНЕВОГО ТЕЛА В ГВИНЕЙСКОМ ЗАЛИВЕ ПО ДАННЫМ 3D СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Ситенков Д.В. [а], **Зарщиков А.А.** [б]

[а] *Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
[б] *Лукойл Оверсиз Сервиз БВ, Москва, Россия*
(*ask.dmithry@gmail.com*)

Введение

В последние десятилетия нефтегазовые компании активно выходят в зону глубоководных континентальных склонов, где сделаны открытия крупных месторождений углеводородов, приуроченных к турбитидным и авандельтовым отложениям. При этом анализ мировой литературы [1, 2, 3, 4 ,6] показывает, что в этой области приходится сталкиваться с серьезной проблемой соотношения генетически различных типов гравитационных образований, в том числе, масштабными оползневыми явлениями. Особенно значительные оползневые явления наблюдаются вблизи магистральных трансформых разломов. Так одно из крупных газовых месторождений Норвегии Ormen Lange, выявленное в последнее время, приуроченно к гиганскому оползневому телу Storegga Slide Complex около трансформной окраины [5].

Целью сообщения является описание объемной структурной организации подобного крупного оползневого тела в северной части Гвинейского залива.

Тектоническое положение и геологические особенности района

Оползневая система, описанная в данной работе, находится в зоне сопряжения «нормальной» пассивной окраины атлантического типа с магистральной трансформной зоной Сан-Паулу. Следствием этого является изначально высокоградиентный рельеф синрифтового основания окраины, кроме того, это обеспечивает повышенную тектоническую активность на протяжении всей истории развития. Территория более тысячи квадратных километров охвачена крупномасштабными оползневыми явлениями, захватывающая практически весь стратиграфический разрез морских отложений пост альбского возраста. Морской разрез представлен гемипилагическими осадками и синхронными им турбидитными отложениями. При этом бассейновые отложения тяготеют к выступам синрифтового основания, горстовым ступеням, турбидиты тяготеют к ложбинам между ними. Тектонические выступы имеют кулисное ЮВ простирание по отношению к береговой линии, крупные турбидитные каналы, главным образом, субмеридиональное простирание. Описание структурной организации оползневого тела стало возможным благодаря различному структурному поведению сейсмических пачек различной компетентности (реологической реакции). Более хрупкие сейсмопачки в составе оползневого тела демонстрируют отчетливую разрывную прирывистость корреляции, в то время как пластичные – гомогенную, неприрывную прослеживаемость, вместе с дисгармоничным поведением сейсмического поля.

Структура оползневого тела.

В первом приближении тело оползня можно разбить на две принципиально разные зоны: зона декомпрессии и зона компрессионной компенсации.

Зона декомпрессии представляет собой классический пример оползневой структуры. Можно наблюдать классические стенки отрыва и образование коронарной зоны (Crown), плоскостью срыва (Surface of rupture) и множеством сегментов, разделенными листрическими сбросами, которые сходятся на единый

уровень оползневого детачмента, в плане имеют полигональноую подковообразную форму. В самих блоках можно наблюдать классические сламп структуры (slump structure), которые реализуются за счет вращения блоков по попутным листрическим поверхностям сбросов. Зачастую при смене реологии пород, структурный стиль меняется, и начинают доминировать множество мелких, осложняющих основные листрические разломы, антитетические разрывные нарушения.

Зона компрессионной компенсации реализована в проксимальной части оползневого тела и представляет собой сочетание хрупко-упругих деформаций в более компетентных пачках и пластических деформации на некоторых стратиграфических уровнях. На них же наблюдается инъекционное перераспределение материала с резкими раздувами мощности. Такое поведение в первую очередь характерно для реологически пластичных пород, а также перетертых пород вблизи поверхности детачмента. Гораздо реже, в зоне представлены встречные по отношению к детачменту взбросовые разрывные нарушения. Так же распространены локальные оползневые явления типа mud flow или debris flow, которые зарождаются и развиваются в верхней части тела оползня.

Зона компенсации оползневой деформации представляет собой сложно устроенную поверхность, тяготеющая к низам морского разреза (сеноман-турон), которая перемещается с уровня на уровень, с характерной геометрией поверхности типа Flat-Ramp, и представляет собой оползневой «детачмент». Здесь можно наблюдать довольно мощную толщу перетертых пород, которые можно рассматривать, как оползневой меланж, мощностью до 100м. По нашим оценкам горизонтальное смещение по детачменту достигает 5-7 км, в то время как вертикальная составляющая до 500м. В зоне коронной зоне оползня горизонтальная амплитуда постипенно нарастае достигая максимума у основания синрифтового уступа, затем постеменно сокращается в компрессионной части.

Зона компрессионной компенсации имеет исключительную значимость для всей системы, так как деформации и перемещения, возникающие в коронной зоне оползневого тела, компенсируются деформациями течения в зоне компрессионной компенсации.

Литература

1. *Fœrseth B., Sætersmoen B.*Geometry of a major slump structure in the Storegga slide region offshore western Norway // NORWEGIAN JOURNAL OF GEOLOGY, 2008, vol. 88, pp. 1-11
2. *Gee M.J.R., Uy H.S., Warren J., Morley C.K., Lambiase J.J.* The Brunei slide: A giant submarine landslide on the North West Borneo Margin revealed by 3D seismic data // Marine Geology, 2007, vol. 246, pp. 9-23
3. *Georgiopoulou A., Wynn B.R., Masson G.D., Frenz M.* Linked turbidite–debrite resulting from recent Sahara Slide headwall reactivation // Marine and Petroleum Geology, 2009, vol. 26, pp. 2021-2031
4. *Schwehr K., Driscoll N., Tauxe L.* Origin of continental margin morphology: Submarine-slide or downslope current-controlled bedforms, a rock magnetic approach // Marine Geology, 2007, vol. 240, pp. 19-41
5. *Solheim A., Bryn P., Sejrup H. P., Mienert J., Berg K.* Ormen Lange — an integrated study for the safe development of a deep-water gas field within the Storegga Slide Complex, NE Atlantic continental margin; executive summary // Marine and Petroleum Geology, 2005, vol. 22, pp. 1-9
6. *Wien K., Kolling M., Schulz D.H.* Age models for the Cape Blanc Debris Flow and the Mauritania Slide Complex in the Atlantic Ocean off NW Africa // Quaternary Science Reviews, 2007, vol. 26, pp. 2558-2573

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РЯДЫ ВУЛКАНОГЕННЫХИ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ АКТИВНЫХ ОКРАИН И ИХ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ (НА ПРИМЕРЕ ДЖУНГАРСКОГО АЛАТАУ)

Скринник Л.И., Рыбин В.М.

ТОО «Институт геологических наук», Алматы, Казахстан

Палеореконструкции показывают, что состав интрузивных и вулканических пород характеризует направление дифференциации расплавов, их последовательность отражает общий тренд эволюции магматических провинций, а петрохимические особенности являются индикаторами геодинамической обстановки формирования [7].

Каждый дифференцированный магматический комплекс представляет собой автономный ряд эволюции базальтового расплава, гомодромную последовательность пород той или иной протяженности. Для вулканических толщ нередки чередования продуктов основных и кремнекислых магм, обусловленные подачей магматического материала из параллельно существующих камер или очаговых зон. В интрузивных комплексах гомодромная последовательность соблюдается более строго, хотя порой наблюдается рекурренция. Временные ряды чередующихся вулканогенных и интрузивных комплексов отражают характер структурного развития подвижных зон, нередко чередующихся этапов наращивания и разрушения земной коры. Это хорошо видно на примере вулканических и интрузивных образований верхнего палеозоя Джунгарского Алатау, Чу-Илийского района и Северного Тянь-Шаня [2,3,4].

В данном сообщении дано сравнение вертикальных рядов девонских, каменноугольных и пермских вулканогенных и интрузивных комплексов Джунгарского Алатау, - района, объединяющего фронтальные зоны Центрально-Казахстанского и Прибалхашско-Илийского краевых вулканических поясов. Наиболее индикаторными для реконструкций геодинамических обстановок являются базальты и габбро, хотя особенности состава каждого магматического комплекса присущи и более кислым их породам: андезибазальтам, андезитам, дацитам и их интрузивным аналогам. Риолиты и граниты различаются меньше. Ниже рассмотрены только базиты.

Девонский магматизм Джунгарского Алатау развивался на окраине каледонского массива вдоль его фациальной границы с Джунгаро-Балхашским окраинным бассейном [4]. Продукты магматизма включают чередующиеся вулканические и иинтрузивные комплексы. Вулканиты раннедевонского (даурумбекская свита) и живетского (ащибулакская свита) возраста формировались в прибрежно-морской обстановке, эйфельские (токсанбайская, ешкиольмесская свиты) и франские (мамбетовская свита) – наземные краснокаменные.

Интрузивные породы девона образуют два комплекса: позднеэйфельского и позднефранского возраста. Массивы первого (буканского) габбро-диорит-гранодиоритового комплекса прорывают морские силурийские и девонские образования и перекрываются морскими живетскими отложениями, что определяет их позднеэйфельский возраст и островодужную природу. Более поздний (жиланды-кусакский) диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс инъицирует наземные вулканиты живетского и франского ярусов и с размывом перекрывается фаменскими красноцветными накоплениями, что устанавливает время его внедрения как позднефранское [5]. Геологические условия формирования соответствуют краевому вулканическомупоясу.

Средние составы как вулканических, так и интрузивных пород характеризуются высокими глиноземом и закисным железом, низким магнием и титаном, что типично для активных континентальных окраин. Наряду с этим выявлен инверсионный тренд изменения содержаний магния и кальция снизу вверх по разрезу, отражающий тектонические условия и, вероятно, глубину формирования магматических камер (рис.1) Наиболее отчетливо эти черты видны в базальтах и габбро, по мере раскисления пород они становятся менее заметными.

От раннего девона к эйфелю в вулканитах наблюдается рост магнезиальности и известковистости базальтов, снижение их щелочности. Максимальных содержаний магний(8,5%) и кальций(8,2%) достигают в позднеэйфельских габброидах буканского комплекса.

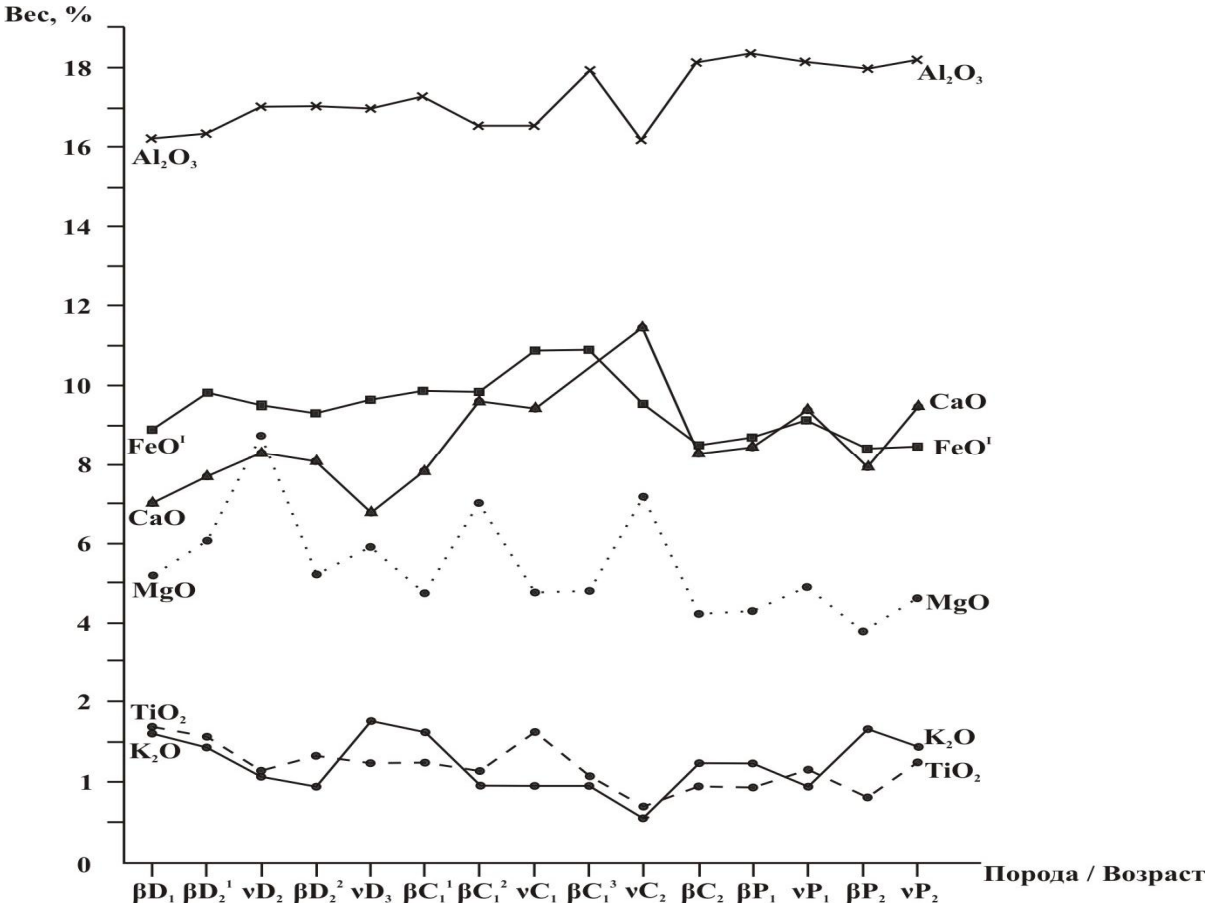


Рис.1. Поведение породообразующих окислов в позднепалеозойских базальтах и габбро Джунгарского Алатау

Далее следуют тектонические движения, перестройка структур района и живетские вулканиты в отличие от раннедевонских и эйфельских более лейкократовые, с повышенной суммарной щелочностью и меньшими содержаниями магния и кальция, а следующие за ними габбро позднефранского (жиланды-кусакского) комплекса еще более лейкократовые (рис.1,2).

Граница эйфельского и живетского веков явилась точкой инверсии тектонического режима и, соответственно, составов магматических образований. К ней приурочена крупная фаза тектогенеза, приведшая к деструкции структур и трансгрессии морского бассейна в краевую часть вулканического пояса. Вслед за ней произошли излияния живетских базальтов рифтового типа, а затем дацито-риолитовых туфов и игнимбритов франского яруса.

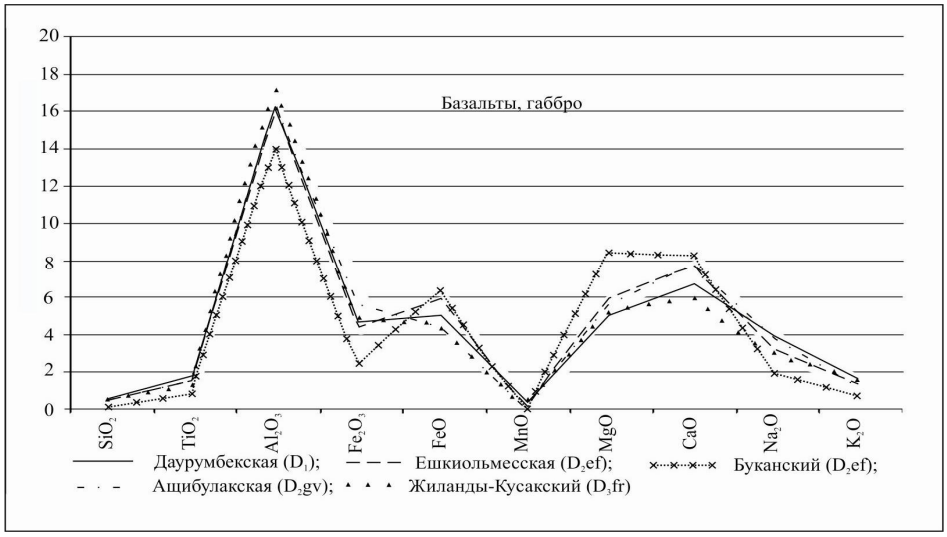


Рис.2.Сравнение средних составов девонских базальтов и габбро Джунгарского Алатау.

Каменноугольный этап магматизма начался на территории рассматриваемого района после складчатости, размыва девонских геологических образований, в том числе массивов позднефранского интрузивного комплекса.

Сравнение базальтов карбона Джунгарского Алатау (жуантобинская,алтынэмельская, дегересская свиты) показывает уменьшение степени окисленности железа и незначительные вариации содержаний остальных окислов в магматических породах, сформировавшихся как до, так и после внедрения интрузивов алтынэмельского комплекса в начале серпуховского века. Обогащение пород последнего щелочноземельными металлами, вероятно, связано с погружением района и морской трансгрессией [6].

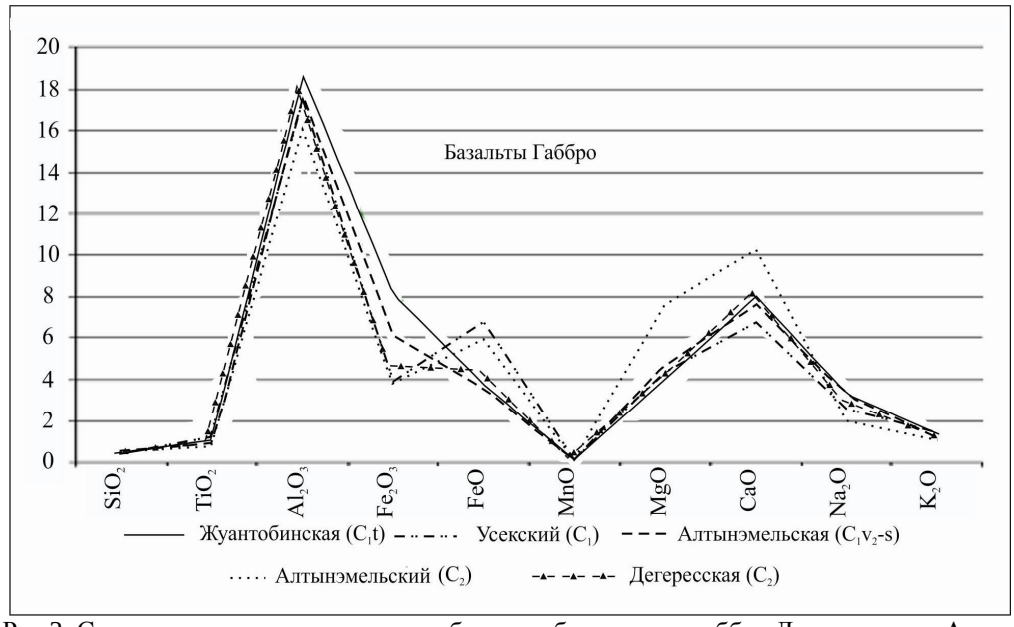


Рис.3. Сравнение средних составов карбоновых базальтов и габбро Джунгарского Алатау

Таким образом, направление эволюции карбонового магматизма района также, как и девонского, не отвечает единому гомодромному тренду, а увязывается с более сложным геодинамическим развитием района. Общий процесс

сиализации земной коры нарушался деструктивными процессами, вызвавшими трансгрессию Джунгаро-Балхашского морского бассейна в пределы каледонского Джунгаро-Северо-Тянь-Шанского массива в конце раннего карбона. Состав вулканических и интрузивных пород при этом изменился, в них возросло содержание двухвалентного железа, кальция, магния и уменьшилось – щелочей.

Пермский магматизм Джунгарского Алатау объединяет 2 гомодромных ряда наземных вулканитов, разделенных дифференцированными субщелочными габбро-гранодиорит-гранитовым и габбро-монцонит-граносиенитовым комплексами[1].Сравнение ранне и позднепермских базальтов показало их сходство и незначительное снижение во времени содержаний кальция. Позднепермский (возможно, раннетриасовый) южно-джунгарский комплекс наиболее близок к раннепермскому катутаускому. Вероятно, в течение пермского периода как вулканические, так и интрузивные образования могли формироваться из одного магматического очага (рис.4). Различие в содержаниях двух и трехвалентного железа обусловлено условиями формирования вулканических и интрузивных пород.

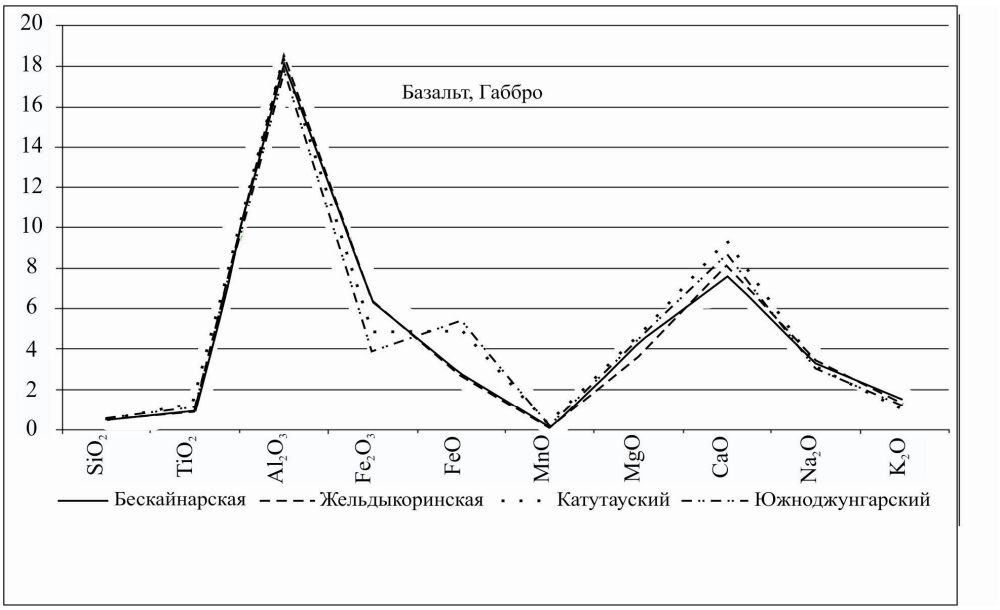


Рис.4. Сравнительная диаграмма составов пермских базальтов и габбро Джунгарского Алатау

Приведенные материалы показывают, что линия развития магматизма в течение отрезка времени, охватывающего девонский, каменноугольный и пермский периоды отвечает сложному пути тектонической эволюции района. В течение девона непрерывное наращивание сиалической коры активной континентальной окраины нарушалось деструктивными процессами в конце эйфельского века, позднее вновь возобладал конструктивный процесс с лейкократовым трендом. В каменноугольную эпоху значительная деструкция района имела место в середине визе и серпуховском веке, что отразилось в трансгрессии морского бассейна и внедрении более щелочно-земельного комплекса. Во второй половине карбона вновь процесс петрохимической эволюции принял конструктивный характер. В пермский период магматизм района как активной континентальной окраины Джунгаро-Балхашского бассейна имел лейкократовый тренд развития.

Если рассматривать раздельно линии петрохимической эволюции для вулканического и интрузивного рядов, можно увидеть их однонаправленность, при более резком размахе вариаций состава

интрузивных пород (рис.1). Плавные и менее интенсивные изменения состава вулканитов резко нарушаются при внедрении интрузивных комплексов. Это говорит об автономном развитии вулканизма и интрузивного магматизма, вероятно, имевших обособленные разноглубинные очаги. Вероятно, чередование конструктивного и деструктивного векторов эволюции магматизма и геодинамики, сменяющих друг друга во времени, имело место не только в девоне и карбоне, но и во все времена, отвечая волнообразным тектоническим движениям в земной коре и мантии планеты.

Литература

1. Геологическое строение Казахстана / Бекжанов Г.Р. Алматы:АМР РК,2000. С.267-310.

2. Конников Э. Г., Ермолов П. В., Добрецов Г. Л. Петрология синверсионных габбро-гранитовых серий (Восточный Казахстан). Новосибирск: Наука. 1977. 277с.

3.Скринник Л.И.Петрохимия краевых вулканических поясов Юго-Восточного Казахстана//Геология Казахстана. Матер.Междун.Геол.Конгресса. Алматы, 2008. С.91-101.

4. Скринник Л.И. Интрузивные комплексы-индикаторы геодинамических обстановок (на примере Юго-Восточного Казахстана // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. Новосибирск: изд-во СО РАН Филиал «ГЕО». 2003. С. 310-312.

5. Скринник Л.И., Гадеев Р.Р. Петрохимия дифференцированных интрузивных серий Джунгарского Алатау //Матер. симпозиума «Петрология литосферы и происхождение алмазов» - Новосибирск, 2008.С. 89-90.

6. Скринник Л.И. К вопросу о древних островных вулканических дугах //Геология и геофизика, №8, 1969.С.33-40.

7. Фролова Т. И. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985, 275с.

ДОСТИЖЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ: ПО МАТЕРИАЛАМ 5-ОГО МЕЖДУНАРОДНОГО СИМПОЗИУМА ПО АРХЕЮ

Слабунов А.И. [а,б]

[а]*Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия*
[б]*Петрозаводский государственный университет, Петрозаводск, Россия*
(*slabunov@krc.karelia.ru*)

Введение

Международный симпозиум по архею (IAS) – это пример одного из самых авторитетных в мире научный форум, на который собираются представители всех ведущих школ, изучающих раннюю историю Земли. Он проводится традиционно один раз в 10 лет в г. Перт, Западная Австралия и 5-9 сентября 2010 года состоялся очередной – пятый симпозиум. В нем приняли участие 270 ученых из всех стран, где изучают докембрий. Место проведения форума весьма символично: западная часть континента Австралия является классической территорией распространения докембрийских образований (архейские кратоны Йилгарн, Пилбара, бассейн Хамерсли), именно здесь, например, найдены древнейшие (4.4 млрд. лет) на планете цирконы, здесь находятся крупные месторождения (например, золота, редких элементов, железа, марганца), связанные с докембрийскими комплексами. В рамках симпозиума проводились научные полевые экскурсии: «Эволюция активных границ плит: супертеррейн западная Пилбара, супербассейн Ди Грей, и бассейны Фортескью, Хамерсли» и «Геология западной части кратона Йилгарн: от хадея до неоархея», которые были организованы Геологической Службой Западной Австралии.

Работа 5-ого IAS была сосредоточена вокруг четырех главных тем, касающихся ранней истории Земли:

1. Формирование планеты, рост земной коры и развитие литосферы;
2. Разнообразие тектонических режимов;
3. Уникальны ли докембрийские минеральные (рудные) системы?;
4. Становление пригодной для жизни планеты.

Опубликованные материалы симпозиума [1] и конспекты докладов - основа данного обзора. В ссылках на материалы указывются номера первых страниц тезисов.

Настоящий симпозиум показал, что наибольший интерес в исследованиях ранней истории Земли проявляется к изотопной геологии, геофизике (глубинное строение, палеомагнитизм), геобиологии, численному моделированию геологических процессов, комплексной интерпретации геологических данных.

Наиболее яркие результаты за последние 10 лет получены при изучении докембрия Канадского и Австралийского щитов.

Российские ученые проигнорировали данный симпозиум. Достижения наших геологов-докембристов часто остаются малоизвестными для коллег в мире. Такие, например, уникальные докембрийские объекты, расположенные в российской части Фенноскандинавского щита, как шунгиты, архейские эклогиты, древнейшая палеопротерозойская каменная соль пока известны лишь узкому кругу специалистов.

Формирование планеты, рост земной коры и развитее литосферы (Тема 1)

Ведущая тема этого раздела связана с древнейшей земной корой. В докладе Д. Вэлли (J. Valley) ссоавторами [1, с. 5] была поставлена задача: проанализировать состояние этой проблемы и определиться что мы знаем о земной коре в возрастом древнее 4 млрд. лет. Ключевой объектом для таких исследований - цирконы с конкордантным U-Pb возрастом до 4,4 млрд. лет из 3 млрд. летних осадочных пород Джек Хиллс (Jack Hills) кратона Йилгарн.

Первый вопрос, на который надо ответить, прежде чем делать какие-либо выводы на основании изучения этих цирконов, следующий: сохранили ли они состав, который имели на момент своего формирования 4,4 млрд. лет назад? Дело в том, что в древнейших цирконах обычны домены с нарушенной изотопной U-Pb системой. К счастью, современные прецизионные измерения элементного и изотопного состава цирконов могут обеспечить надежную идентификацию не подверженных поздним изменениям фрагментов и, тем самым, пригодных для изучения условий, в которых они формировались.

Изучение изотопии кислорода в цирконах показало, что $\delta^{18}O$ в блоках с возрастом более 4,3 млрд. лет имеет значения 4,7-5,7, что соответствует «мантийным» меткам, тогда как в более молодых (4,3-3,8 млрд. лет) $\delta^{18}O$ = 4,7–7,4, что указывает на появление и «коровых» меток. Эти данные можно интерпретировать как показатель того, что после 4,3 млрд. лет на поверхности планеты уже появилась жидкая вода. Таким образом, 4,3-4,4 млрд. лет назад происходит, по-видимому, одно из очень важных геологических событий – появление океанов жидкой воды. Изучение минеральных включений в древнейших цирконах (установлены включения: КПШ, плагиоклаза, кварца, мусковита, биотита, амфибола, апатита, ксенотима, монацита, титаномагнетита, рутила, пирита, алмаза (?)), элементного (сод. РЗЭ, Ti, Li) и изотопного состава дают основания считать, что они формировались в гранитном расплаве континентальной или субконтинентальной земной коры. Их состав значимо отличается от таковых из пород современной океанической коры, мантийных ксенолитах, лунных образцов. Вместе с тем, существует и альтернативная точка зрения, предполагающая, что формирование этих цирконов происходило в океанической коре, но эта позиция выгляди менее аргументированной (хотя и обращает на себя внимание то, что, например, содержание Ti в древнейших цирконах больше соответствует таковому в основных интрузивных породах). Без ответа остаются пока вопросы о количестве древнейших гранитов в составе коры, их составе и, конечно же, о геодинамических условиях их формирования. Благодаря исследованию детритовых цирконов мы значительно продвинулись в понимании ранних стадий развития Земли, но, безусловно, знания о составе только цирконов не могут дать полную информацию о строении древнейшей коры.

Поэтому столь интересна находка канадских геологов, о которой от имени авторского коллектива рассказал Д. О'Нейл (J. O'Neil) [1, с. 18]. В северо-восточной части Канадского щита на восточном побережье Гудзонова залива на площади около 10 км^2 установлены метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования хадея-эоархея. В составе зеленокаменного пояса Нуввуагиттук (Nuvvuagittuq) супракрустальные образования представлены, главным образом, амфиболитами и широкой гаммой (антофиллит-кордиерит)-гранат-биотитовых сланцев, среди которых известны силлы габброидов ($^{147}Sm/^{143}Nd$ изохронный возраст - 4023±110 млн. лет) и ультрамафитов, а также хорошо картируемые прослои тонкополосчатых железистых кварцитов и кремнистых сланцев. Среди супракрустальных образований выделяется три страто-тектонические ассоциации (СТА), каждая из которых характеризуется своеобразием состава: 1) толеитовые базальты, высоко-Ti, с плоским графиком распределения РЗЭ, силлы ультрамафитов-1; 2) известково-щелочные базальты-андезиты с U-образным графиком распределения РЗЭ с силлами ультрамафитов-2, 3) – андезиты извесково-щелочной серии. Толща толеитовых базальтов отделяется от других СТА толщей метаосадков. Древнейшая составляющая пояса – это ассоциация низкотитанистых амфиболитов и ультрамафитов-2, возраст которой на основании $^{142}Nd/^{144}Nd$ – $^{147}Sm/^{144}Nd$ изохроны, оценивается в 4381^{+67}_{-123} млн. лет. Среди супракрустальных образований выделяются небольшие тела тоналито-гнейсов, U-Pb возраст магматических цирконов из которых – 3751-

3817 млн. лет. Следует также отметить, что среди кордиерит-антофиллитовых сланцев выделяются разности с низким содержанием CaO, обогащенные ЛРЗЭ, с отрицательной Eu-аномалией, которые интерпретируются как гидротермально измененные в морской воде базиты. Таким образом, этот комплекс можно рассматривать как древнейший (около 4,3 млрд. лет) вулканогенно-осадочный. Он обнаруживает черты сходства с хорошо известными архейскими зеленокаменными комплексами: в его составе обычны и толеитовые метабазальты, сопоставимые с океаническими, и известково-щелочные дифференцированные серии, и толщи железистых кварцитов. Эти материалы хорошо согласуются с данными по детритовым древнейшим цирконам Австралии, в том числе, и в том, что около 4,3 млрд. лет назад существовала гидросфера.

Продолжается изучение и хорошо известного эоархейского зеленокаменного пояса Исуа в Гренландии. В докладе А. Нутмана (A. Nutman), подготовленного совместно с К. Френдом (C. Friend) [1, с. 54], обращается внимание на мантийные ультрамафитовые фрагмены из разреза супрасубдукционных офиолитов, с возраст 3720-3710 млн. лет. Линзы (тектонические пластины) дунитов и сланцев по ним залегают среди островодужных габброидов и базальты с прослоями хемогенных осадков. В оливинах дунитов установлены включения титанистого гумита – минерала, найденного и в фанерозойских мантийных метасоматизированных породах зон субдукции. Таким образом, представленные материалы свидетельствуют о конвергентном механизме взаимодействия литосферных плит уже в эоархее.

В эволюции Земли важную роль играет магнитное поле, т.к. от него зависит защищенность поверхности планеты от космических излучений, сохранность атмосферы. Поэтому столь важно понять, когда заработало геодинамо, создающее его. Прецизионные исследования палеонапряженности магнитного поля по оригинальной методике на южноафриканских материалах проанализировал Д. Тардуно (J.Tarduno) с соавторами [1, с. 132]. Показано, что 3,2 и 3.45 млрд. лет назад геодинамо уже действовало и создавало поле, интенсивность которого, однако, была меньше современного на 30-50%. Исследователи надеются получить информацию о магнитном поле в палеоархее-хадее, изучая включения в древнейших цирконах. Высказывается рабочая гипотеза, что оно появилось 3,75 млрд. лет назад.

Комплексный анализ моделей роста континентальной коры с использованием данных по изотопии Sr в океанических осадках, оценок площади континентов, уровня океанов и температуры мантии выполнен Н. Фламентом (N. Flament) с коллективом [1, с. 51]. Показано, что для поддержания постоянной (с точностью ±200 м) средней высоты континентов над уровнем моря необходимо, чтобы температура верхней мантии не превышала современный уровень на 110-210° С. Это означает, что, либо мантия не должна была охлаждаться ниже этой температуры, либо, что уровень континентов был ниже (по мнению авторов, последнее более вероятно).

Оценка площади континентов находящихся выше уровня океана показывает, что в архее суши было менее 12% (против 27,5% сейчас), более того, наиболее вероятно, что эта цифра составляла 2-3%. Уровень океана был выше современного, а рельеф континентов был менее контрастным. Тренд изменения изотопного состава Sr в океанических осадках согласуется с хорошо известной моделью «позднего» (т.е. резкий рост, начиная с 3,0-2,8 млрд. лет) роста континентальной коры, если не принимать во внимание более высокий уровень океанов. Однако, если он был таковым, то приемлемой становится и модель раннего роста континентальной коры.

Разнообразие тектонических режимов (Тема 2)

Много внимания в докладах уделялась оценке геодинамических обстановок в архее

и вопросу о том, когда начался современный плитно-тектонический режим.

М. Браун (M. Brown) [1, с. 176] проанализировал для этого особенности проявления метаморфизма в разновозрастных (архей-фанерозой) поясах и показал возможности применения численного двумерного петролого-термомеханического моделирования (подробно: статья в журнале Lithos: Sizova et al., 2010) для тестирования геодинамических моделей. Анализ 140 метаморфических поясов, в которых описаны ассоциации с «пиковыми» значениями по температуре и давлению и оценено время их проявления, позволил выделить три группы комплексов. Первая – это пояса с проявлениями метаморфизма высоких и ультравысоких давлений (HP-UHP), т.е. ассоциаций от лавсонитовых сланцев и эклогитов до коэсит- и алмазсодержащих эклогитов; вторая – с метаморфизмом среднетемпературной эклогитовой – высокотемпературной гранулитовой фаций (E-HPG), т.е. в них могут сосуществовать эклогиты и гранулиты высоких давлений; третья – с метаморфизмом гранулитовой фации, в том числе высокотемпературным (T >900 C, в области стабильности Sill) – G-UHT. Среди фанерозойских метаморфических комплексов известны все три группы, хотя G-UHT (с термальным градиентом 800-1300 гр/кбар) редки. В неоархее–неопалеопротерозое известны комплексы двух групп: E-HPG и G-UHT. В эоархее-мезоархее метаморфизм не отличается крайне высокими параметрами по температуре или давлению и отвечает примерно G-UHT тренду (градиент 800-1000 гр/кбар). Для хадея, на основании состава включений в древнейших цирконах, даются близкие оценки - 1000 гр/кбар.

В фанерозое в аккреционных и с коллизионных орогенах обычны сочетания высоко- и низкоградиентных метаморфических комплексов, которые рассматриваются как проявление дивергентного взаимодействия литосферных плит и такой режим именуется «тектоника литосферных плит современного типа». В протерозое и неоархее контрастные по градиенту комплексы устанавливаются, но среди них не описаны UHP, что может означать отсутствие в этот период глубокой субдукции и такой геодинамический режим называется «тектоника литосферных плит протерозойского типа». Данные о метаморфизме в мезо- эоархее и хадее пока весьма бедны, но предполагается, что именно в мезоархее произошел переход от просубдукции (pre-subduction) к субдуции.

Использование численного моделирования субдукции позволило показать, что при температуре верхней мантии выше современной на 250-200 градусов (гр), этот процесс не реализуется, при температуре выше на 160-175 - 200-250 гр он происходит в режиме протосубдукции, современный стиль субдукции устойчив, если указанная температура не выше современной на 160 гр. Эти изменения происходят из-за того, что при увеличении температуры верхней мантии она подплавляется и погружающийся слэб быстро переплавляется, кроме того, не происходит эклогитизация слэба, что замедляет субдукцию. Предполагается, что режим протосубдукции существовал в палео- и эо-архее.

Своеобразным дополнением к предыдущему, является доклад южноафриканских геологов во главе с Г. Стевенсом (G. Stevens) [1, с. 158]. Они установили палеоархейские (3,23 млрд. лет) высокобарические парагенезы эпидот-амфиболитовой - эклогитовой фаций в юго-западной части всемирно известного зеленокаменного пояса Барбертон. Эти находки позволяют выделить в палеоархейской эволюции структуры субдуционную и коллизионную стадии.

Существует и иная - экзотическая в настоящее время - точка зрения на геодинамику архея. Д. Бедард (J. Bédard) [1, с. 151] постулируя, что ассоциации ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиритов) не формируются на современных конвергентных границах, и то, что для архея не характерны вулканические андезит-содержащие комплексы и орогены коллизионного типа, делает вывод о

принципиально ином геодинмическом стиле ранней Земли. Более того, на примере блока Минто провинции Сьюпириор Канадского щиты [1, с. 40], сложенного преимущественно неоархейскими ТТГ и эндербитами показано, что они сформировались за счет переработки более древних ТТГ в короткий промежуток времени в 20 млн. лет. Это, как считает автор, не совместимо с субдукционными процессами и предлагает модель мантийного диапира. Вместе с тем, в докладе Д. Персеваля (J. Percival) [1, с. 145] в котором подемонстрированы достижения по изучению Канадского щита, была предложена плейт-тектоническая модель формирования земной коры провинции Сьюпириор и показано место в этой системе и блока Минто. Последний интерпретируется как активная континентальная окраина.

Б. Уиндли (B. Windley) с соавторами [1, с. 239] на примере анализа мезо- и неархейских комплексов западной Гренландии и СЗ Шотландии, показывают, что наиболее полными их современными аналогами являются образования субдукционных и коллизионных систем.

Как редкую удачу российских ученых воспринял симпозиум информацию [1, с. 212] о находках коровых мезо- и неоархейских эклогитов в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита (Володичев и др., 2004; Щипанский и др., 2005; Слабунов, 2008; Минц и др., 2010). Эти находки, в сочетании с ранее установленными здесь островодужными комплексами, фрагментами офиолитов, метаморфическими комплексами характерными для коллизионных обстановок, делают эту структуру щита одной из ключевых для понимания геодинамики мезо- и неоархея.

Уникальны ли докембрийские минеральные (рудные) системы? (Тема 3)

Совершенно очевидно, что месторождения полезных ископаемых являются одним из проявлений глобальных геологических процессов, поэтому, с одной стороны, их поиск требует глубокого всестороннего понимания этих процессов, а с другой, геология месторождений является одним из индикаторов геодинамических процессов. Доклад Г. Бегга (G. Begg) коллегами [1, с. 253] – это попытка найти ответы на явное противоречие: почему при очевидном сходстве геодинамических поцессов Земли начиная по крайней мере с 3,2 млрд. лет, столь мало крупных месторождений с возрастом более 3 млдр. лет. На основании анализа совокупности геофизических, геологических и геохимических данных предполагается, что около 70 % литосферной мантии имеет архейский возраст, при этом данные по изотопной системе Re-Os в сульфидах из мантийных перидотитов уточняют, что время максимальной генерации континентальной литосферы – 3,0-3,5 млрд. лет, о чем более подробно было изложено в докладе Б. Гриффина (W.L. Griffin) с коллегами [1, с. 21], и связано оно с неординарной активностью мантийных плюмов. Быстрое образование значительных объемов континентальной литосферы создало условия для формирования современного стиля взаимодействия литосферных плит, при этом, естественно, существенно возросла сохранность образующихся на границах литосферных плит комплексов, в том числе рудных.

Становление пригодной для жизни планеты (Тема 4)

Становление кислородной атмосферы Земли, которое произошло в период 2,45-2,32 млрд. лет, тесно связывается с жизнедеятельностью цианобактерий. Поэтому большой интерес вызвали доклады Н. Ноффки (N. Noffke) [1, с. 333] и Д. Фланнера (D. Flanner) с соавторами [1, с. 358] о древнейших - мезоархейских (2,9 млрд. лет) и неоархейских (2,7 млрд. лет), соответственно, микробиальных постройках, которые, по-видимому, связаны именно с цианобактериями.

Литература

1. Fifth International Archean Symposium. Abstracts. Eds.: Teyler I.M. & Knox-Robinson C.M. Record 2010/18. Perth: Geological Survey of Western Australia. 2010. 372 p.

ОБРАЗОВАНИЕ И ОХЛАЖДЕНИЕ ДРЕВНЕЙШЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Славинский В.В.

Геологический институт РАН, Москва, Россия
(vvslavin@mail.ru)

Определение охлаждения литосферы архейского кратона за миллиарды лет позволяет сделать выбор между двумя наиболее вероятными механизмами возникновения глубоких корней древнейшей континентальной литосферы: субдукционно-аккреционным и плюмовым. Согласно первому из них, толстая литосферная мантия кратона была образована путём аккреции тонких океанических литосферных плит, погрузившихся под его кору неглубоко, но очень круто. По второму механизму она сложена материалом головы мантийного плюма, который сильно истощён несовместимыми элементами в результате экстракции их плюмовыми расплавами и флюидами, сформировавшими первичную континентальную кору. В первом случае литосфера изначально была относительно холодной, а во втором – температура её основания приближалась к температуре солидуса сухого лерцолита.

Охлаждение древнейшей континентальной литосферы изучено на примере южноафриканского архейского Каапваальского кратона. Измерены температуры (T) и давления (P) равновесия гранат (Grt) – ортопироксен (Opx) согласно [18] в каапваальских ксенолитах мантийных перидотитов и тех алмазах, где включения граната и ортопироксена не контактируют друг с другом и прочими минералами (т.е. полностью изолированы алмазом–хозяином), но находились в длительном соприкосновении при стабильных T-P условиях (в равновесии) перед кристаллизацией или последней перекристаллизацией алмазов. Две геотермы – одна по неконтактирующим Grt – Opx включениям в алмазах („алмазная“), другая по ксенолитам из кимберлитовой трубки с этими алмазами („ксенолитная“) – позволили оценить охлаждение литосферы за период со времени кристаллизации (перекристаллизации) алмазов до момента выноса их к поверхности Земли. „Алмазная“ геотерма аппроксимирована уравнением стационарной кондуктивной геотермы со средними теплогенерациями коры (A_C) и литосферной мантии (A_{LM}), рассчитанными по A_C и A_{LM} „ксенолитной“ геотермы путём введения поправок на разность возрастов алмазов и трубки на основе теплогенераций и констант распада изотопов U, Th и K, исходя из современных массовых отношений K/U = $1.25 \cdot 10^4$ в литосфере и Th/U = 2.5 и 5.0 в литосферной мантии и архейской континентальной коре соответственно [11].

Неконтактирующие включения гарцбургитовых граната и ортопироксена в шести алмазах (DP/014, 418, 440, 473, 481 и 486 [14]) из трубок группы Кимберли, находящихся в центральной части Каапваальского кратона, были равновесны перед кристаллизацией этих алмазов в одно и то же время, поскольку T-P параметры равновесия Grt – Opx определяют единственную стационарную кондуктивную геотерму литосферы. Её возраст $t \leq 1.4$ (здесь и далее t – возраст в млрд лет), если A_C этой геотермы рассчитывать по A_C позднемеловой „ксенолитной“ геотермы Кимберли (0.803 мкВт/м^3, t = 0.085) и тепловому потоку через основание литосферы (q_A), называемому астеносферным. Из-за охлаждения подлитосферной мантии он больше q_A, найденного по геотерме Кимберли (12.55 мВт/м^2).

Во времена орогений Хейс (t = 1.7 – 2.0) и Намаква–Наталь (t = 1.0 – 1.2) субдукция океанической литосферы с запада и юга под литосферу Каапваальского кратона не могла вызвать существенного увеличения A_C и уменьшения глубины основания литосферы

(H_L) в его удалённой от окраин центральной части. Поэтому для расчёта геотерм Кимберли в протерозое, архее и хадее использовались значение A_C в позднем мелу (t = 0.085) и обратно пропорциональная зависимость между q_A и H_L, считая, что q_A и H_L изменялись лишь за счёт охлаждения мантии Земли.

Если алмазы с неконтактирующими Grt – Opx включениями кристаллизовались в начале орогении Намаква–Наталь (t = 1.2) и в обстановке стационарного теплового режима, то *T-P* параметры равновесия таких включений следует аппроксимировать „алмазной“ геотермой Кимберли, q_A и H_L которой (табл. 1) близки к рассчитанным по „ксенолитной“ геотерме каапваальской среднепротерозойской кимберлитовой трубки Премьер (q_A = 12.7 мВт/м^2, H_L = 260 км, t =1.18).

Таблица 1. Охлаждение литосферы Каапваальского кратона

Трубки	Возраст, млрд лет	q_S, мВт/м^2	q_A, мВт/м^2	A_C, мкВт/м^3	A_{LM}, мкВт/м^3	H_L, км	T_L, °C
Кимберли	0	43	12.5	0.791	0.010	270	1400
»	1.2	51	13.0	1.009	0.013	260	1460
»	3.0	81	15.1	1.736	0.025	225	1600
»	3.5	96	16.2	2.126	0.032	210	1670
»	4.2	129	18.5	2.957	0.046	185	1800
Коффифонтейн	0	45	11.3	0.920	0.010	235	1220
»	1.0	54	11.9	1.121	0.013	225	1270
»	3.0	89	15.3	2.018	0.025	175	1420
»	3.5	107	17.0	2.472	0.032	155	1490
»	4.2	145	20.6	3.438	0.046	130	1630
Финш	0	40	11.4	0.766	0.010	245	1240
»	1.5	53	13.3	1.051	0.015	210	1290
»	3.0	80	18.2	1.680	0.025	155	1390
»	3.5	96	21.1	2.058	0.032	135	1450
»	4.2	130	27.1	2.862	0.046	105	1560

Примечание: q_S и q_A – поверхностный и астеносферный тепловые потоки соответственно; A_C и A_{LM} – средние теплогенерации коры и литосферной мантии соответственно; H_L и T_L – глубина и температура основания литосферы.

Значения A_{LM} мантии любого состава – от истощённого до примитивного – хорошо приближаются линейной зависимостью от exp(at) с относительными стандартными отклонениями от 1.2% (t = 0) до 0.3% (t = 4.2), где a = 0.62 (при Th/U = 2.5 – 3.3) и a = 0.61 (при Th/U = 3.4 – 5.0). Допущение линейной зависимости q_A от exp(0.62t) позволило путём экстраполяции по двум значениям q_A (t = 0.085 и 1.2) определить q_A и H_L до t = 4.2 (табл. 1), когда в целом завершились дифференциация мантии

Земли и образование континентальной литосферы с первичной корой [7]. Тогда температура основания континентальной литосферы (T_L) была равна температуре солидуса (T_S) безводного лерцолита KLB-1 [8, 21], а поверхностный тепловой поток (q_S) соответствовал оцененному для континентальной литосферы с помощью численного моделирования мантийной конвекции (q_S = 120 – 130 мВт/м^2, t = 4.2) [4].

Конвективная мантия охлаждалась медленнее вышележащей континентальной литосферы: на 200 – 300 °C [3], ~340 °C [4] за 4 млрд лет и ~150 °C с архея [19] по результатам моделирования. Согласно составам MORB из зеленокаменного пояса Исуа, Гренландия, температура мантии с начала архея уменьшилась на ~150 °C [9].

Охлаждение литосферы Каапваальского кратона в ~100 км от его южной окраины определено по неконтактирующим включениям лерцолитовых граната и ортопироксена в четырёх алмазах (K/2, 9, 46 и 47 [16]) из позднемеловой кимберлитовой трубки Коффифонтейн. На основании их термобарометрии возраст „алмазной“ геотермы t < 1.2. Эта геотерма отнесена к концу орогении Намаква–Наталь (t = 1.0), когда кристаллизовались алмазы из трубки Коффифонтейн, содержащие эклогитовые сульфидные включения, Re–Os изохронный возраст которых t = ~1.0 ± ~0.04 [12], 1.05 ± 0.12 [13]. Более древние геотермы (табл. 1) рассчитаны так же, как в случае Кимберли. Получено, что и в районе Коффифонтейн T_L = T_S (t = 4.2).

Раннемеловая кимберлитовая трубка Финш находится недалеко от западной границы Каапваальского кратона, вблизи фронта надвига коры пояса Хейс на кору кратона с большой горизонтальной амплитудой. При условии T_L = T_S (t = 4.2) определено время кристаллизации (t = 1.5) её алмаза F41 с неконтактирующими включениями гарцбургитовых граната и ортопироксена [6]. Оно близко к Sm–Nd изохронному возрасту (t = 1.58 ± 0.05 [15]) и Sm–Nd модельным возрастам (t = 1.44 ± 0.17 и 1.66 ± 0.08 [20]) включений соответственно эклогитовых граната и клинопироксена и только граната в алмазах из трубки Финш, а также к пику (t ≈ 1.55) на кривой интегральной вероятности Re–Os модельных возрастов T_{MA} сульфидов в перидотитовых ксенолитах трубок Кимберли и Финш [5]. Кора подобного возраста (t ≈ 1.57) обнаружена в террейне Какамас сектора Намаква пояса Намаква–Наталь, неподалёку от пояса Хейс и к западу от трубки Финш [2].

Таким образом, алмазы с включениями минералов перидотитового и эклогитового парагенезисов кристаллизовались (перекристаллизовались) во время самой молодой складчатости у границ архейского кратона благодаря флюидам из субдуцированной океанической литосферы. С увеличением глубины её погружения в субдукционных флюидах быстро возрастает отношение CO_2/H_2O в связи с большей устойчивостью к распаду карбонатных, чем водных минералов, при повышенных температурах и давлениях. Углекислый состав таких флюидов благоприятствует алмазообразованию.

Согласно параметрам геотерм литосферы (табл. 1), температура основания коры Кимберли была равна 785, 865 и 995 °C при t = 3.5, 3.8 и 4.2 соответственно. Температуры >800 °C достаточны для плавления нижней коры, а следовательно, нестабильности верхней коры. При значениях A_C и H_L, близких к полученным для Кимберли, древнейшая стабильная кора Каапваальского кратона должна иметь возраст 3.5 < t < 3.8 млрд лет. Такая кора (t = 3.644 [1]) представлена тоналитовыми гнейсами Нгване, Свазиленд.

Дегидратация мантии и невысокие температуры поверхности Земли вскоре после возникновения континентальной литосферы предполагают столь же раннее, как образование литосферы с континентальной корой (t ≥ ~4.2), возникновение гидросферы, подтверждаемое изотопией O, Hf и Li и химическим составом самых древних (t = 4.0 – 4.4) обломочных цирконов из Джек-Хиллс, кратон Йилгарн, Австралия [7], а

также анализами обломочных цирконов (t = 4.2) из гнейсового комплекса Акаста, кратон Слейв, Канада. Древнейшая океаническая кора (t = 3.82) найдена в поясе Исуа. Включения микроалмазов в цирконах (t = 3.06 – 4.25) из Джек-Хиллс, подобных алмазам из метаморфических пород ультравысоких давлений, указывают на очень раннее существование довольно мощной континентальной литосферы [10] и достаточно глубокое погружение её коры при континентальной коллизии.

Литосфера Каапваальского кратона образовалась из материала головы мантийного плюма, поскольку в начале её существования $T_L = T_S$ сухого лерцолита. В районе Кимберли литосфера сформирована центральной частью головы плюма, а районах Коффифонтейн и Финш с меньшими, чем в Кимберли, значениями H_L и T_L (табл. 1) – её более холодными периферийными областями. При охлаждении тонкая литосфера утолщается быстрее толстой (табл. 1), поэтому со временем контрасты мощностей литосферы между центром архейского кратона и его окраинами уменьшаются.

Образованию всей древнейшей континентальной литосферы по второму (плюмовому) механизму множеством мантийных плюмов (их количество намного превышает число сохранившихся до настоящего времени архейских кратонов) не противоречит присутствие в кимберлитах архейских кратонов ксенолитов гарцбургитов с высокохромистыми ($Cr_2O_3 \geq$ 6 мас. %) и низкокальциевыми (CaO ≤ 4 мас. %) гранатами из-за их весьма подчинённого значения. Например, в трубках группы Кимберли ксенолиты таких гарцбургитов составляют лишь ~1.7 об. % всех ксенолитов и ~4.2 об. % гранатсодержащих ксенолитов [17]. Их протолитом являлись гарцбургиты с высокохромистыми шпинелями последней погрузившейся океанической литосферы, которая была зажата, раздроблена и растащена столкнувшимися (t = 2.9) блоками Кимберли (Западным) и Витватерсранд (Восточным) Каапваальского кратона.

Литература

1. *Compston W., Kröner A.* Multiple zircon growth within early Archaean tonalitic gneiss from the Ancient Gneiss Complex, Swaziland // Earth Planet. Sci. Lett., 1988, V. 87, №1-2, pp.13-28.
2. *Cornell D.H., Pettersson Å.* Ion probe zircon dating of metasediments from the Areachap and Kakamas Terranes, Namaqua-Natal Province and the stratigraphic integrity of the Areachap Group // S. Afr. J. Geol., 2007, V. 110, №4, pp.575-584.
3. *Davies G.F.* Cooling the core and mantle by plume and plate flows // Geophys. J. Int., 1993, V. 115, №1, P.132-146.
4. *De Smet J., Van den Berg A.P., Vlaar N.J.* Early formation and long-term stability of continents resulting from decompression melting in a convecting mantle // Tectonophys., 2000, V. 322, №1-2, pp.19-33.
5. *Griffin W.L., Graham S., O'Reilly S.Y., Pearson N.J.* Lithosphere evolution beneath the Kaapvaal Craton: Re-Os systematics of sulfides in mantle-derived peridotites // Chem. Geol., 2004, V. 208, №1-4, pp.89-118.
6. *Gurney J.J., Harris J.W., Rickard R.S.* Silicate and oxide inclusions in diamonds from the Finsch kimberlite pipe // Proc. 2nd Int. Kimb. Conf. Wash., D.C., AGU, 1979, V. 1, pp.1-15.
7. *Harrison T.M., Schmitt A.K., McCulloch M.T., Lovera O.M.* Early (≥4.5 Ga) formation of terrestrial crust: Lu–Hf, $\delta^{18}O$, and Ti thermometry results for Hadean zircons // Earth Planet. Sci. Lett., 2008, V. 268, №3-4, pp.476-486.
8. *Herzberg C., Zhang J.* Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: compositions of magmas in the upper mantle and transition zone // J. Geophys. Res., 1996, V. 101, №B4, pp.8271-8295.
9. *Komiya T., Maruyama S., Hirata T., Yurimoto H., Nohda S.* Geochemistry of the oldest MORB and OIB in the Isua Supracrustal Belt, southern West Greenland: implications for the composition and temperature of early Archean upper mantle // The Island Arc, 2004, V. 13, №1, pp.47-72.
10. *Menneken M., Nemchin A.A., Geisler T., Pidgeon R.T., Wilde S.A.* Oldest terrestrial diamonds in zircon from Jack Hills, Western Australia // 17th Annual V.M. Goldschmidt Conf. Abstracts, 2007, p.A652.
11. *Paul D., White W.M., Turcotte D.L.* Constraints on the $^{232}Th/^{238}U$ ratio (κ) of the continental crust // Geochem. Geophys. Geosyst., 2003, V.

4, №12, pp.1-17.
12. *Pearson D.G., Harris J.W.* Age constraints for diamonds from Koffiefontein mine, S. Africa, a Re-Os isotope and N-aggregation study // 14th Annual V.M. Goldschmidt Conf. Abstracts, 2004, N 1315 (5.7.21).
13. *Pearson D.G., Shirey S.B., Harris J.W., Carlson R.W.* Sulphide inclusions in diamonds from the Koffiefontein kimberlite, S. Africa: constraints on diamond ages and mantle Re–Os systematics // Earth Planet. Sci. Lett., 1998, V. 160, №3-4, pp.311-326.
14. *Phillips D., Harris J.W., Viljoen K.S.* Mineral chemistry and thermobarometry of inclusions from De Beers Pool diamonds, Kimberley, South Africa // Lithos, 2004, V. 77, №1-4, pp.155-179.
15. *Richardson S.H., Erlank A.J., Harris J.W., Hart S.R.* Eclogitic diamonds of Proterozoic age from Cretaceous kimberlites // Nature, 1990, V. 346, №6279, pp.54-56.
16. *Rickard R.S., Harris J.W., Gurney J.J., Cardoso P.* Mineral inclusions in diamonds from Koffiefontein Mine // Proc. 4th Int. Kimb. Conf. Geol. Soc. Austral. Spec. Publ. №14. 1989, V. 2, pp.1054-1062.
17. *Schulze D.J.* Low-Ca garnet harzburgites from Kimberley, South Africa: abundance and bearing on the structure and evolution of the lithosphere // J. Geophys. Res., 1995, V. 100, №B7, pp.12513-12526.
18. *Slavinskiy V.* Thermobarometry of xenoliths from deep-seated rocks // Int. Geol. Rev., 1993, V. 35, №1, P.48-58.
19. *Sleep N.H.* Survival of Archean cratonal lithosphere // J. Geophys. Res., 2003, V. 108, №B6, pp.ETG 8/1-8/29.
20. *Smith C.B., Gurney J.J., Harris J.W., Otter M.L, Kirkley M.B, Jagoutz E.* Neodymium and strontium isotope systematics of eclogite and websterite paragenesis inclusions from single diamonds, Finsch and Kimberley Pool, RSA // Geochim. Cosmochim. Acta, 1991, V. 55,№9, pp.2579-2590.
21. *Takahashi E., Shimazaki T., Tsuzaki Y., Yoshida H.* Melting study of a peridotite KLB-1 to 6.5 GPa, and the origin of basaltic magmas // Phil. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A. 1993, V. 342, №1663, pp.105-120.

КАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ И АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ

Смирнов В.Н.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан (smirnov@neisri.ru)

Исследована территория, примыкающая к северному побережью Охотского моря от р. Урак на западе до р. Парень на востоке. Ее протяженность около 1000 км, ширина от 150 до 400 км. Она охватывает в основном горные сооружения охотского склона водораздела между реками Охотоморского бассейна и верховьями рек Индигиро-Колымского бассейна. Кайнозойская структура этой территории формировалась на тектоническом основании, представленном зоной сложного сочленения Верхоянской и Удско-Мургальской складчато-орогенных систем и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [2]. В морфоструктурном плане территория Северного Приохотья принадлежит Тауйско-Тайгоносской и частично Охотско-Чукотской областям кайнозойского орогенеза [9]. Важнейшими кайнозойскими структурами здесь являются межгорные впадины, различные формы проявления вулканизма, а также крупные неотектонические разломы, среди которых многие обнаруживают признаки активности в позднем неоплейстоцене и голоцене.

Характерным геодинамическим режимом кайнозоя на территории Северного Приохотья является окраинноконтинентальный рифтогенез в эоцене и миоцене [7, 9]. Рифтогенные впадины эоценового заложения локализованы на трех участках: на юго-западе это Охото-Кухтуйская впадина и Тауйско-Ямская система впадин, на северо-востоке – Гижигинско-Тайгоносская система впадин. Они обладают одинаковыми как периодом развития, так и проявлениями синхронного вулканизма основного состава. В структурном отношении их объединяет система рифтогенных впадин на шельфе Охотского моря, установленная по геофизическим данным [4].

Впадины Тауйско-Ямской системы и Охото-Кухтуйская впадина сложены толщами терригенных осадков эоцен-миоценового возраста мощностью до 2000 м. В основании их залегают вулканогенно-осадочные толщи (туфы, туфобрекчии, туфоалевролиты) мощностью до 100 м. На северо-западном ограничении Охото-Кухтуйской впадины установлены базальтовые покровы позднеэоценового возраста (34 млн. лет по K/Ar) [3].

Гижигинско-Тайгоносская система состоит из крупной Гижигинской впадины, простирающейся к северо-востоку от одноименной морской губы более чем на 100 км, и меньших по размерам впадин в северо-западной части полуострова Тайгонос. Начало формирования Гижигинско-Тайгоносской системы впадин также относится к эоцену. В бассейне рр. Чайбуха, Авекова, Колымак впадины выполнены толщей грубо переслаивающихся слабо диагенезированных полимиктовых и вулканомиктовых конгломератов и песчаников с прослоями аргиллитов, алевролитов, песков, глин, лигнитов и бурого угля (авековская свита). Мощность свиты по разным оценкам колеблется от 200-400 м до 1440 м. Свита залегает на базальтах кытыймского комплекса эоценового возраста. По данным геологического картирования, обширные поля развития этого комплекса распространены в районе Гижигинской впадины, а также в северо-западной части полуострова Тайгонос. Комплекс представлен оливиновыми, пироксеновыми, анальцимовыми базальтами, их агломератовыми туфами, в нижней и средней частях разреза присутствуют линзы

слабо диагенезированных песчаников, глин, суглинков, лигнитов, конгломератов и гравелитов. Его мощность колеблется от 70 до 800 м. Возраст базальтов по K/Ar 36-42 млн. лет [7].

В миоценовый этап рифтогенеза продолжали прогибаться впадины, возникшие в эоцене, а также образовались новые в пределах Тауйско-Ямской и Гижигинско-Тайгоносской систем. Они распространены к югу и северу от эоценовых и в промежутках между ними, что отражает, по-видимому, продолжавшийся режим регионального растяжения.

Одновременно вблизи осевой линии Охотско-Колымского водораздела возник ряд новых межгорных впадин, наиболее крупные из которых - Верхне-Купкинская, Няркинская, Верхне-Сугойская, Наяханская. Отмеченные впадины выполнены аллювиальными и озерными угленосными отложениями мощностью до 300 м. Они контролируются Ланково-Омолонской зоной разломов, которая представляет собой возникшую в миоцене систему протяженных и глубоких правосторонних сбросо-сдвигов [6, 10]. У северо-восточной границы Верхне-Купкинской впадины к этой зоне приурочены проявления щелочно-базитового комплекса: покровы лав нефелин-лейцитовых тефритов и субвулканические тела оливиновых меланефелинитов, которые имеют возраст по K/Ar 10,7-13,2 млн. лет [1].

На территории Сев. Приохотья установлены крупные, протяженностью в десятки и сотни километров разломы, которые ограничивают блоки земной коры с разной амплитудой вертикальных и горизонтальных движений и контролируют размещение вулканических структур. Выделяются разломы северо-западного, субмеридионального, северо-восточного и субширотного простирания, среди которых имеют место сбросы, сдвиги, сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги. По отношению к структурам тектонического основания они интерпретируются как унаследованные (возрожденные) и новообразованные (наложенные) [9, 11]. Многие из них обладают геологическими, геоморфологическими и сейсмологическими признаками активности: они рассекают позднеоплейстоценовые морены, террасы, смещают русла; к ним приурочены мощные оползневые и осыпные шлейфы, эпицентры землетрясений и палеосейсмодислокации. Для разломов различных простираний свойственно тяготение к определенным кайнозойским структурам.

В западной части территории, ограниченной с востока рр. Иня, Нилгысыг, а с запада - рр. Кетанда, Американ, плановый рисунок сети разломов резко отличен от других районов Северного Приохотья [11].. Здесь преобладают субмеридиональные направления главных разрывных структур, в равной степени осложненные локальными северо-восточными и северо-западными разломами. Ширина полосы распространения субмеридиональных разрывных структур около 200 км. Она прослеживается от побережья Охотского моря до хр. Сунтар-Хаята. С этими разломами связано большое число мелких приразломных впадин, конфигурация которых указывает на левостороннюю кинематику разломов [5]. Отмеченные кайнозойские разрывные структуры являются следствием активизации на неотектоническом этапе древних разломов субмеридионального и северо-западного простираний, имеющих первостепенное значение в геологическом строении Охотского массива [9, 11].

В области Охотско-Колымского водораздела к востоку от р. Иня главную роль в кайнозойской структуре также играют возрожденные разломы мезозоид северо-западного простирания, представленные здесь своими юго-восточными флангами. Это разломы Улахан, Умарский, Чай-Юрьинский и другие, которые на этой территории состоят из серий кулисообразно расположенных разрывов, ясно выраженных в рельефе и разделяющих разные по высоте неотектонические блоки. С ними связано большое число межгорных впадин,

занимающих различную позицию в структуре рельефа и выполненных разными по возрасту осадками. По кинематическим характеристикам среди них выделяются левосторонние сдвиги и взбросо-сдвиги [5, 9]

В структуре Тауйско-Тайгоносской зоны главную роль играют разломы широтной и северо-восточной ориентировки, в связи с которыми сформировались Тауйско-Ямская и Гижигинско-Тайгоносская системы кайнозойских впадин. Система широтных разломов включает в себя несколько субпараллельных разрывных нарушений, крупнейшими из которых являются возрожденные элементы Челомджа-Ямского разлома. Он ограничивает с севера Тауйско-Ямскую систему межгорных впадин. Расположенный севернее Иня-Ямский широтный разлом простирается от Ини до среднего течения р. Ямы на расстояние около 400 км. Он состоит из отдельных кулис протяженностью в десятки км [9, 11]. С ним связано большое число оперяющих разломов северо-восточного простирания и небольших приразломных впадин, заполненных четвертичными отложениями. По соотношениям с геологическими структурами основания этот крупный разлом является новообразованным, а судя по его выраженности в рельефе земной поверхности, он, скорее всего, имеет плиоцен-четвертичный возраст.

На северо-востоке территории по данным дешифрирования космоснимков и геологического картирования выделен Верхне-Гижигинский разлом широтного простирания, ограничивающий с севера Гижигинскую впадину [6].

Среди разломов северо-восточного простирания наиболее крупным является Ланково-Омолонский, протягивающийся вдоль Охотско-Колымского водораздела от Тауйской губы до верхнего течения р. Омолон. Его значение для понимания кайнозойской геодинамики Северного Приохотья достаточно велико, поскольку он, как упомянуто выше, контролирует размещение миоценовых межгорных впадин и проявлений щелочнобазитового вулканизма и, кроме того, отсекает проникающие в Северное Приохотье с северо-запада активизированные элементы системы разломов хр. Черского [9]. Важное значение имеют разломы северо-восточного простирания в Гижигинско-Тайгоносской зоне. Крупнейшие из них - Тайнынотский и Южно-Тайгоносский являются выокоамплитудными сбросами, которыми ограничен с северо-запада и юго-востока Тайгоносский горный массив [6].

Активными разломами широтного и северо-восточного простирания образована береговая линия Охотского моря. В береговой зоне широко развиты обрывистые сбросовые берега. Как правило, они имеют дугообразную в плане форму, характерную для наклонных листрических сбросов. Об их современной активности свидетельствует развитие скальных оползней и тектонических отторженцев, а также соотношения с верхнеплейстоценовой морфоскульптурой побережья [8].

Литература

1. *Акинин В.В., Апт Ю.Е.* Позднекайнозойский щелочнобазитовый вулканизм на Северо-Востоке России. - В кн.: Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. - 1997. С 155-174.
2. *Богданов Н.А., Тильман С.М.* Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии (Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока Азии масштаба 1:5000000). М.: - ИЛ РАН. – 1992. - 54 с.
3. *Гриненко О.В., Сергеенок А.И., Белолюбский И.Н.* Палеоген и неоген Северо-Востока России. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России и объяснительная записка к ней.Часть I. - Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1998. 68 с.
4. Иванов В.В. Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии (сравнительный нефтегеологический анализ). М.: Наука. - 1985. 198 с.
5. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Активные разломы и сейсмотектоника Северо-Восточной Якутии. – Якутск. – 1990. - 140 с.
6. Карта новейшей тектоники Северной Евразии. Масштаб 1:5000000. Главный

редактор А.Ф.Грачев. М.: АООТ «Зарубежгеология». 1997.
7. *Корольков В.Г.* Государственная геологическая карта. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист О-56 – Магадан; Р-56,57 – Сеймчан. Объяснительная записка. СПб. 1992. 112 с.
8. Пахомов А.Ю., Смирнов В.Н. Скальные оползни в горах Примагаданья // Геоморфология. 2002, №3. С. 95-109.
9. *Смирнов В.Н.* Морфотектоника областей горообразования Северо-Востока Азии (автореферат дисс. доктора географ. наук). - М.: МГУ. 1995. 41 с.
10. *Смирнов В.Н.* Ланково-Омолонская неотектоническая зона разломов // Геофизические модели геологических процессов на Северо-Востоке России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН.1996. С. 135-147.
11. *Смирнов В.Н., Левашова С.В.* Особенности морфоструктуры и неотектоники Приохотья по данным дешифрирования космических снимков // Четвертичный период Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР. 1987. С. 96-109.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ УСТЬ-ЕНИСЕЙСКОГО И ХАТАНГСКОГО БАССЕЙНОВ.

Соболев Н.Н., Нелюбин В.В.

ВСЕГЕИ им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия (Nikolay_Sobolev@vsegei.ru)

Особенности седиментационных процессов на западе ЕХРП. Разрез осадочного чехла на западе ЕХРП отчетливо подразделяется на два структурно-вещественных мегакомплекса: палеозойско-триасовый и юрско-меловой, разделенные структурным несогласием. Это несогласие отчетливо выражено на севере (Южно-Таймырская мегамоноклиналь) и юге (Мессояхско-Малохетская гряда) ЕХРП и менее проявлено в Центрально-Таймырском мегапрогибе. Нижний палеозойско-триасовый мегакомплекс в свою очередь подразделяется на два комплекса: кембрийско (вендско?) – нижнекаменноугольный и среднекаменноугольно-триасовый. В составе первого комплекса преобладают мелководно-морские преимущественно карбонатные отложения; в составе второго доминируют прибрежно-морские и континентальные терригенные отложения. Для пермской части разреза характерны угленосные формации, а для пограничных пермско-триасовых отложений проявления вулканической деятельности.

Особенности осадконакопления в палеозое - триасе. При оценке перспектив нефтегазоносности западных районов ЕХРП важным является вопрос о строении нижних (доюрских) горизонтов осадочного чехла. Этот вопрос слабо освещен в предшествующих исследованиях, что в первую очередь объясняется недостатком фактического материала. Между тем от его решения во многом зависит достоверность прогноза масштабов нефтегазонакопления и фазового состава залежей в регионе.

В пределах Южно-Таймырской мегамоноклинали дислоцированная толща палеозойских-триасовых отложений по сейсмическим данным подразделяется на три сейсмостратиграфических комплекса (профиль Диксон – оз. Хантайское), которые соответствуют трем этапам тектонического развития региона: нижне-среднепалеозойскому, верхнепалеозойскому и пермо-триасовому. Толщина палеозойских сейсмокомплексов уменьшается от 11-13 км на Таймырском выступе до 6.5км на Пуринской моноклинали. Порядок толщин палеозоя, который прогнозируется для Южно-Таймырской мегамоноклинали по сейсмическим данным, значительно отличается от толщин палеозоя в пределах Северотаймырского геоблока и хорошо соотноситься с оценкой толщин палеозоя для Быррангского геоблока Таймырской складчатой системы. По аналогии с последней, можно прогнозировать следующий разрез палеозоя:

Нижне-среднепалеозойский комплекс представлен преимущественно морскими карбонатными отложениями, содержащими в пределах Таймырского выступа пачки черносланцевых пород обогащенных ОВ. Уровни черносланцевой седиментации прогнозируются для позднего девона и раннего карбона и соответствуют периодам активизации тектонических движений в регионе. По аналогии с Быррангским районом Таймыра толщину черносланцевых отложений позднего девона и раннего карбона можно оценить в 300м при содержании С орг в отдельных пачках до 5%. Для позднего силура-нижнего девона прогнозируются пачки и толщи битуминозных кавернозных доломитов толщиной от 100 до 1000м, которые имеют региональное распространение на севере Таймыра, а для нижнего-среднего девона - органогенные постройки.

Позднепалеозойский (С2-Р2) комплекс представлен преимущественно терригенными прибрежно-морскими и

континентальными, в том числе угленосными формациями. В основании этого комплекса залегают морские темноцветные преимущественно аргиллитовые отложения позднего карбона - ранней перми (нижняя часть турузовской свиты).

Триасовые отложения, вскрытые скважинами на Хабейской и Гольчихинской площадях, представлены преимущественно осадочными породами: аргиллитами, окрашенными в разнообразные цвета, алевролитами и песчаниками, реже туффитами и туфами, брекчиями, с единичными покровами базальтов и толщиной не менее 1500м.

В пределах Мессояхско-Малохетской гряды палеозойские отложения глубоким бурением вскрыты на Точинском поднятии Малохетского мегавала (скв. Р-11, инт.570-2002м). Они представлены дислоцированными мелководно-морскими карбонатными отложениями, преимущественно вторичными доломитами. Нижняя часть разреза (инт.1143-2002м) отнесена к кембрию-ордовику, из средней части толщи (инт.1038.6м) определены раннесилурийские кораллы. Предполагается, что подобный тип разреза нижнего палеозоя характерен в целом для левобережья Енисея (Ермаковский СФР), вплоть до Елогуйской опорной скважины на юге. Толщина палеозойских отложений оценивается в 2км. На силурийских отложениях на Малохетском мегавалу с размывом залегают отложения нижнего отдела триаса. Нижнетриасовые отложения вскрыты бурением на Тампейской, Семеновской и Малохетской площадях. По составу они близки триасовым отложениям Южно-Таймырской мегамоноклинали и представлены туфогенно-аргиллитовой толщей с двумя подтолщами (снизу-вверх): пестроцветной (эффузивно-туфо-аргиллитовой) и темноцветной (эффузивно-туффито-аргиллитовой) суммарной толщиной более 1500м.

На западе Центрально-Таймырского мегапрогиба (Носковская впадина), судя по сейсмическим данным (профиль Диксон-оз. Хантайское), палеозойские и триасовые отложения имеют суммарную толщину до 10км, причем основная их часть приходиться на отложения пермо-триаса. По результатам бурения на Рассохинском (Тундровая площадь) и Балахнинском (Владимирская площадь) мегавалах, верхнетриасовые отложения представлены алевро-аргиллитовой толщей более 1200м. В разрезе она отвечает единому ритму осадконакопления, который начинается прибрежно-морскими мелководными осадками и заканчивается лагунно-континентальными. В целом разрез толщи сложен преимущественно аргиллитами с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников.

Важно отметить, что, в отличие от Южно-Таймырской мегамоноклинали и Мессояхско-Малохетской гряды, в пределах Центрально-Таймырского мегапрогиба палеозойско-триасовые отложения не дислоцированы. В нижней части разреза они конформно облекают выступы фундамента, в верхней части – залегают субгоризонтально.

Особенности осадконакопления **в юре-мелу.** Детальная всесторонняя характеристика юрско-меловых отложений ЕХРП содержится в многочисленных публикациях, поэтому мы акцентируем внимание на нескольких моментах, являющихся важными при оценке перспектив нефтегазоносности района.

Анализ толщин нижне - среднеюрской формации показывает, что в течение этого времени западная часть Енисей-Хтангского прогиба являлась областью интенсивного прогибания. Увеличение толщины закономерно происходит от бортов к центру прогиба. Так, в районе Казанцевской площади, она равна 1860-2010 м., а в районе рр. Агапы и Джангоды соответственно – 2200-2700м. В прибортовых частях впадины толщина нижне-среднеюрской формации составляет всего 725-1073 м. При этом отдельные

участки, такие как Точинский, Суходудинский и Долганский были вовлечены в область осадконакопления в различные этапы ранне-среднеюрской эпохи, отсюда отличие разрезов нижне-среднеюрских отложений Малохетского мегавала с одной стороны и Рассохинского - с другой. Эти отличия выражаются как в резком увеличении толщины отложений от 570м до 2100м, так и в их составе. Граница раздела структурно-фациальных зон на юге проходила между Рассохинским и Малохетским мегавалами, а западнее - по северному борту Танамской структурной мезотеррасы. Отмеченные выше особенности объясняются тем, что разные участки палеобассейна в юрское время испытали дифференцированное прогибание. Пульсационный характер осадочного процесса отражен в серии трансгрессивно-регрессивных последовательностей. Выделяются следующие периоды активизации тектонических движений: в начале ранней юры; на границе раннего и позднего плинсбаха; в раннем аалене. Эти движения неизбежно должно были привести к образованию устойчиво функционирующей зоны разуплотнения на границе СФЗ.

Максимальной интенсивности тектонические движения достигают на границе юры и мела. В начале этого этапа в позднеюрское время общее прогибание территории обусловило максимальное распространение морского бассейна, во внутренних частях которого формируются темноцветные преимущественно глинистые отложения гольчихинской и яновстанской свит. В конце юры движения отдельных блоков в Малохетско-Рассохинской зоне глубинных разломов приобретает разнонаправленный характер. Это приводит с одной стороны к размыву средне-верхнеюрских отложений на валах, а с другой – к лавинному осадконакоплению в Центрально-Таймырском мегапрогибе, где за очень короткий срок (валанжинский век) накопилось до 1600м пород, т.е. примерно половина всей мощности меловой толщи. Как известно, быстрые темпы осадконакопления способствуют образованию пород с хорошими коллекторскими свойствами. Действительно отложения являются основным нефтегазоносным комплексом в регионе. Для понимания закономерностей локализации залежей УВ в этом комплексе важно отметить, что его формирование происходило в два этапа, которым соответствуют два Т-Р цикла: позднеберриаский-ранневаланжинский и ранневаланжинский-раннеготеривский. Граница между ними отчетливо фиксируются в наиболее поднятых участках Малохетского и Тассохинского мегавалов по стратиграфическому несогласию проходящему внутри нижнего валанжина на границе нижнехетской и суходудинскойсвит. На Малохетском валу с первым этапом связано образование нижнехетской свиты, ограниченной снизу и сверху региональными размывами, а в Носковском прогибе клиноформного комплекса осадков. Во время второго этапа сформировались отложения суходудинскойсвиты.

Верхняя часть нижнемеловых – верхнемеловые отложения формировались в условиях общего равномерного опускания территории. Для свит этого возраста характерна выдержанность литологического состава по площади и близкие толщины. Активизация тектонических движений в районе отмечается для конца позднего мела-начала пагеогена. Новейшие тектонические движения активно проявились в области Мессояхско-Малохетской гряды и Рассохинского мегавала.

Закономерности локализации месторождений УВ на западе ЕХРП. Месторождения локализованы по периферии крупных депрессионных структур: Центрально-Таймырского мегапрогиба и Пендомаяхской впадины. Масштабы нефтегазонакопления и особенности фазового состава залежей определяются в

первую очередь тектонической природой этих структур. Центрально-Таймырский мегапрогиб сформировался на байкальском фундаменте, для него характерен мощный осадочный чехол как палеозойских, так и мезозойских отложений. В связи с этим фазовый состав залежей УВ в юрско-меловых отложениях формировался вероятно не только за счет собственного ОВ, но и под влиянием флюидов поступающих из подстилающих палеозойских толщ. Последнее обстоятельство обусловило смешанный фазовый состав залежей свойственный обрамлению Центрально-Таймырского мегапрогиба: газовый, газово-конденсатный, газово-конденсатный с нефтяной оторочкой. Пендомаяхская впадина образовалась в результате процессов триасового рифтогенеза, поэтому фазовый состав залежей определяется в основном составом и степенью метаморфизма ОВ в юрско-меловых отложениях.

Основные скопления УВ приурочены к унаследованно развивающимся палеоподнятиям. При этом наиболее перспективны те части палеоструктур, которые не нарушены интенсивными неотектоническими процессами. Так в пределах Мессояхско-Малохетской гряды перспективны районы лежащие вне зоны влияния Малохетского глубинного разлома. Поднятия, образовавшиеся в результате инверсии ранее существующих прогибов (Рассохинский и Балахнинский мегавалы), малоперспективны на обнаружение крупных месторождений УВ.

Крупные месторождения УВ приурочены к межблоковым струтурным зонам первого порядка: Дерябинское месторождение находиться в зоне сочленения Южно-Карской синеклизы Западно-Сибирской плиты с Носковской впадиной и Пуринской моноклиналью ЕХРП. Пеляткинское и Соленинские меторождения лежат в зоне сочленения Надым-Тазовской синеклизы Западно-Сибирской плиты и Носковского прогиба ЕХРП. Важно отметить сложное блоковое строение этой зоны. Здесь выделяется две положительные структуры: Мессояхско-Малохетская гряда и Танамско-Пайяхский мегавал, разделенные МБЗ второго порядка, к которой и приурочены упомянутые выше месторождения. Сузунское месторождение находится в зоне сочленения Пендомаяхской впадины Надым-Тазовской синеклизы Западно-Сибирской плиты и Пакулихинской моноклинали Сибирской платформы.

Практически все месторождения пространственно и генетически связаны с зонами глубинных разломов. В пределах ЕХРП с разломами северо-восточного простирания определяющими древний структурный план района. Так: Хабейское месторождение с зоной Южно-Таймырского глубинного разлома; Дерябинское месторождение приурочено к зоне глубинного разлома ограничивающего с юга Яковлевско-Тарейский мегавал; Нанадянское, Пеляткинское, Соленинское, Ушаковское, Казанцевское месторождения находятся в зонах разломов, ограничивающих с юга и севера Танамо-Пайяхскую ступень; Мессояхское, Зимнее, Нижнехетское, Джангодское месторождения приурочены к Малохетско-Балахнинской зоне глубинных разломов.

На востоке Надым-Тазовской синеклизы Тагульское, Лодочное, Ванкорское и Сузунское месторождения находятся в зоне Худосейского глубинного разлома.

Основные эпохи нефтегазонакопления в юрско-меловое время коррелируются с периодами активизации тектонических движений в регионе. Наиболее четко эта связь проявлена в пограничных юрско-меловых отложениях. Сформировавшиеся здесь месторождения УВ в нижнехетском, дерябинском и суходудинскомрезервуарах связаны с тектонической активизацией в предваланжинское и ранневаланжинское время.

С активизацией тектонических движений в конце позднего мела, вероятно, связано формирование

вторичных залежей УВ в долганском резервуаре на Джангодской, Зимней, Нижнехетской, Мессояхской площадях.

Особенности седиментационных процессов на востоке ЕХРП. Особенности седиментогенеза Хатангского бассейна недавно освещались в печати [2], где подчеркивалось, что он является эпиконтинентальным осадочным бассейном (ОБ), самых западных районов Прилаптевоморья, включающих северную и восточную часть ЕХРП, и относится к типу ангулярных или угловых бассейнов. Южная граница его проведена по Нордвикскому разлому и аналогичной границе Белогорско-Тигянского мегавала, а в разрезе чехла наибольший интерес в отношении нефтегазоносности представляют два структурно-вещественных мегакомплекса: палеозой-триасовый (начиная с D), и юрско-меловой. Первому из них предшествовал крупный перерыв в осадконакоплении, а возникшие затем девонско-пермский и триасовый палеобассейны проходят в своем развитии следующие стадии: континентального рифтогенеза, термального прогибания с формированием относительно глубоководных впадин и стадию компенсации впадины карбонатными и терригенными осадками.

Следствием подобной стадийности является соответствующая вертикальная последовательность формаций: рифтогенная галогенная – D_{1-2}? Относительно глубоководная темноцветная глинисто-карбонатная доманикоидная – D_3f, мелководно-морская карбонатная – D_3fm-C_1, мелководно-морская сероцветная терригенная – P_1, прибрежно-морская угленосно-терригенная – P_2. Триасовая последовательность формаций представлена: рифтогенной туфо-базальтовой – T_1, относительно глубоководной темноцветной алевро-аргиллитовой – T_1o – T_2an, морской сероцветной – T2 – T3k, прибрежно-морской угленосно-терригенной – T3. Завершается триасовый этап активными тектоническими движениями, связанными с формированием Южно-Таймырской складчатой системы [1].

Отложения юрского возраста залегают на триасовых породах со структурным и стратиграфическим несогласием; юрско-триасовый ОБ выполнен терригенными формациями, образующими две трансгрессивно-регрессивные последовательности (секвенции) второго порядка: нижне-среднеюрскую и среднеюрско-нижнемеловую, разграниченных несогласиями, фиксируемыми по наличию базальных конгломератов. Трансгрессивные тракты этих секвенций представлены прибрежно-морскими песчано-конгломератовыми формациями, переходящими в мелководно-морские сероцветные терригенные. Тракты высокого стояния моря представлены углеродистыми глинистыми, карбонатно-кремнисто-глинистыми формациями, а регрессивные – мелководно-морскими сероцветными терригенными формациями и угленосными терригенными. Наконец, следует отметить и еще одну особенность послеюрского времени: в позднем мелу-кайнозое режим растяжения, который преобладал в течение палеозоя и раннего мезозоя, сменяется сжатием, вызванным коллизионными процессами в Верхояно-Колымском подвижном поясе. Эти движения обусловили общий подъем территории бассейна, амплитуда которого, учитывая выведенные на поверхность триасовые и юрские отложения, может достигать 1,5-2 км.

Особенности локализации углеводородных скоплений Хатангского бассейна рассматриваются на примере Нордвикского, Южно-Тигянского, Ильинского малодебитных месторождений (чаще называемых нефтескоплениями), первые два из которых занесены даже в справочник «Нефтяные и газовые месторождения СССР», 1987 г. Нордвикское нефтескопление расположено на одноименном куполовидном поднятии, образуемым

блоками с соляным куполом; низкопродуктивные отложения гуримисской свиты (T2) встречены на глубинах от 90 до 120 метров и более, нефтенасыщение чаще фрагментарное по отдельным участкам пластов. Южно-Тигянское газонефтескопление с незначительными проявлениями УВ в верхнекожевниковской свите (P2) и более ощутимыми притоками нефти (до 12,3 м3/сут) и газа (до 1445 м3/сут) из нижнекожевниковской свиты (P1). Характер нефтенасыщения в отдельных пластах P2 пятнистый и неравномерно полосчатый, а в верхних пластах P1 нефтенасыщение пятнистое и порой сплошное. Аналогичные особенности насыщеня имеют и битумопроявления. Для Ильинского газонефтепроявления притоки УВ идентичны нордвикским, а нефтепродуктивных объектов еще больше.

Помимо перечисленных к газонефтепроявлениям по разным, но преимущественно геохимическим признакам, могут быть отнесены в основном пермские объекты и других площадей: Н.Н.Истомин, например, считает, что Чайдахская площадь даже может считаться месторождением; по нашим данным геохимический состав битуминоидов одного из опробованных пермских горизонтов на Гуримисской площади наиболее близок к составу тигянской нефти, что не исключает нефтепроявления и на этой площади; наконец, по комплексным анализам ХБА, проведенным в BGR (Hannover) под руководством Б. Крамера… можно добавить к перечисленным еще минимум пол-дюжины площадей, на которых возможны нефтепроявления (хотя они уже за пределами Хатанского бассейна).

В целом для региона характерна приуроченность нефтескоплений к разломам, формирующим мелкоблоковые структуры «произвольной» формы, зависящей от ограничивающих дизъюнктивов, но нередко вытянутых вдоль структурно-контролирующего разлома. Продуктивны в основном пермские отложения, редко триасовые, коллекторы и тем более флюидоупоры которых хуже пермских. Ловушки, как правило, небольшие по объему, тип их литолого и тектонически ограниченные, коллектора преимущественно разнозернистые песчаники и алевролиты, порой с благоприятными фильтрацинно-емкостными свойствами.

Наиболее ярким примером вышесказанного является участок, включающий 3 площади: Чайдахскую, Гуримисскую и Южно-Тигянскую, которые должны быть доразведаны с качественным опробованием и отбором проб керна и свободного и растворенного газа на все виды современных анализов.

На картах прогноза нефтегазоносности разного масштаба в границах анализируемого бассейна (по районированию это газонефтеносная область) показаны площади перспективных земель с удельной плотностью начальных суммарных геологических ресурсов углеводородов (в н. э.) до 20 тыс. т/км2. Вместе с тем необходимо отметить, что практически на всей территории бассейна коллекторские пласты и перекрывающие их флюидоупоры затронуты, а потом и разрушены дизъюнктивными нарушениями, поскольку большая часть региона находится в зоне повышенной сейсмичности (до 6-7 баллов и выше).

Таким образом, отмеченные особенности седиментогенеза (по геофизическим и геологическим материалам) Усть-Енисейского и Хатангского бассейнов позволяют сделать выводы: 1. Для палеозоя, триаса, а также юры и нижнего мела отмечается значительная общность вещественного состава и последовательности формационных комплексов на всей территории ЕХРП. Сформировавшиеся здесь осадочные бассейны проходят несколько стадий развития, которые хорошо соотносятся с геодинамическими процессами на севере Таймыра. С этим этапом связано формирование нефтяных

залежей в палеозойских-нижнетриасоых отложениях на востоке ЕХРП. 2.В позднем мелу-кайнозое тектонические процессы на западе и востоке ЕХРП принципиально различаются. Если в пределах Усть-Енисейского бассейна продолжается устойчивое прогибание с образованием значительной толщи осадков, то на востоке происходит общий подъем территории и размыв ранее накопленных отложений. Этим объясняются особенности нефтегазоносности юрско-меловых отложений ЕХРП. 3.В целом, перспективы нефтегазоносности как палеозойских, так и мезозойских пород в регионе могут быть достаточно высокими, что подтверждается открытием ряда месторождений на западе ЕХРП и нескольких газонефтепроявлений на востоке прогиба, а все это в свою очередь позволяет надеяться и на благоприятные результаты дальнейших поисковых работ и в центральной части ЕХРП. При этом особое внимание необходимо обратить на изучение разрывной тектоники, которая, как было отмечено выше, влияла на формирование залежей УВ как на западе, так и на востоке ЕХРП.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ЦИФРОВОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ РОССИИ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Соболев П.О.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, (ВСЕГЕИ), СПб
(peter.sobolev@gmail.com)

Введение

Давно установлено, что площадь пород уменьшается с увеличением геологического возраста [4,5]. Однако такое соотношение не постоянно и изменяется в ходе геологической истории, также оно различается для пород разного типа. Зная возраст пород, мы может рассчитать распределение для разных геологических эпох – такие оценки имеют важное значение для изучения эволюции и неоднократно делались раньше, но только с распространением географических информационных систем (ГИС) их можно выполнить легко и с большой точностью - например, раньше приходилось резать геологическую карту, используя ножницы, сортировать эти кусочки по типам и затем взвешивать разные группы [5]. В последние годы такие работы выполнены для ряда регионов мира [9-13], однако для России насколько нам известно новые обобщающие карты не использовались.

Исходные данные и методика

Основой анализа явилась цифровая геологическая карта России м-ба 1 : 2 500 000, составленная во ВСЕГЕИ под руководством С.И.Стрельникова [1]. Исходная карта состоит из более 46000 полигонов, представляющих более 830 типов площадных геологических объектов, различающихся по возрасту, происхождению составу и и другим признакам. Традиционно, при разработке легенды геологические карты в России используется смешанный принцип – для осадочных пород и метаморфических изображается возраст (при этом состав игнорируется), для изверженных и вулканических – возраст и состав. Такой же подход был принят и в цифровой геологической карте, что затрудняет анализ. Поэтому перед анализом была выполнена обработка данных по определенным правилам. Для характеристики использовались наиболее обобщенные группы пород, основанные на их происхождении: осадочные, интрузивные, вулканические и метаморфические.

В атрибутивной таблице цифровой карты приведен относительный геологический возраст (эры, периоды, эпохи, ярусы, а также их комбинации), притом длительность подразделений может быть самой разной – от сотен тысяч до сотен миллионов лет (общее количество равно 311). На основании Международной Стратиграфической Шкалы для каждого тела определялось абсолютное начальное и конечное время интервала, после чего нетрудно было подсчитать длительность временного интервала и его середину. поскольку дальнейший анализе был основан главным образом на оценках площадей, то для минимизации искажений использована равноплощадная азимутальная проекция Ламберта.

Результаты

Длительность временных интервалов возрастает с увеличением абсолютного возраста – в первую очередь это связано с уменьшением точности датирования. Для оценки этой неоднородности построены кумулятивные кривые распределения возраста (оценивался по середине временного интервала) для всей истории (3800 Ма) и фанерозоя (600 Ма) (рис. 1). Отчетливо видно, что кривая в первом приближении состоит из двух участков с переломом примерно около 550 (граница протерозоя и фанерозоя). Менее резкий перелом намечается на границе фанерозоя и кайнозоя (65 Ма). Очевидно, такая неоднородность связана с относительной

шкалой геологического времени и ее разной детальностью в пределах каждой эры.

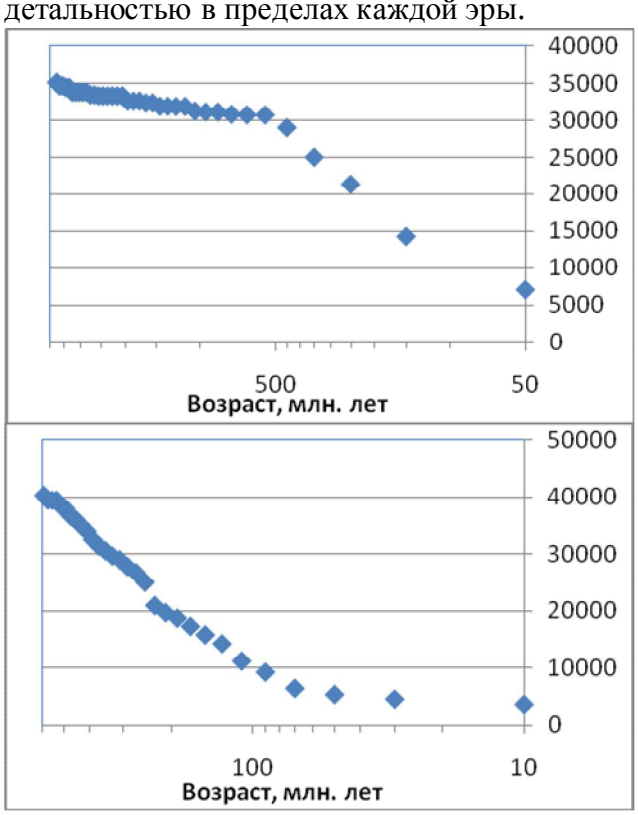


Рис. 1. Распределения возраста геологических тел для AR-PH (3800 Ма) и PH (600 Ма), лог. масштаб.

Анализ распределения площадей геологических тел представляет определенный интерес для целого ряда проблем, таких как делимость земной коры, подобие, фрактальность, эволюция и т.д. Кумулятивные кривые, построенные для четырех разных генетических типов пород всей территории России показывают одну четкую закономерность – на всех них в двойном логарифмическом масштабе четко выделяется линейный участок для площадей примерно от 102 до 106 кв.км. (рис. 2).

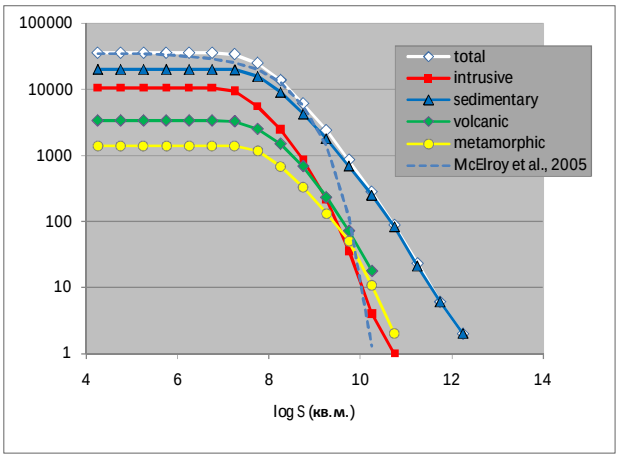


Рис. 2. Распределение площадей геологических тел для всей территории России.

Это свидетельствует о степенном законе распределения, что, в свою очередь, является следствием самоподобия (скейлинга, масштабной инвариантности) в данном диапазоне размеров. Этот результат принципиально отличается от предположения об экспоненциальном распределении площади геологических тел [7], которое возникает при пуассоновском случайном распределении размеров плоских полигонов. На рисунке изображена такая зависимость для соответствующего числа полигонов и общей площади – видно, что она не подходит для данного случая. Отметим также, что наклон линейного участка различается – максимальный угол у изверженных пород, у остальных типов он более-менее одинаков. Вполне вероятно, что выполаживание кривой для меньших площадей связано просто с ограничениями масштаба исходных данных цифровой карты, подобные аналоги известны в сейсмичности (закон Гутенберга-Рихтера распределения землетрясений по магнитуде).

Соотношение площадей выхода пород разных типов для России показывает резкое преобладание осадочных пород - 84% общей площади (рис. 3). Это величина близки к другим регионам, например, для территории США (без Аляски), например площадь осадочных пород 83.2 % [9].

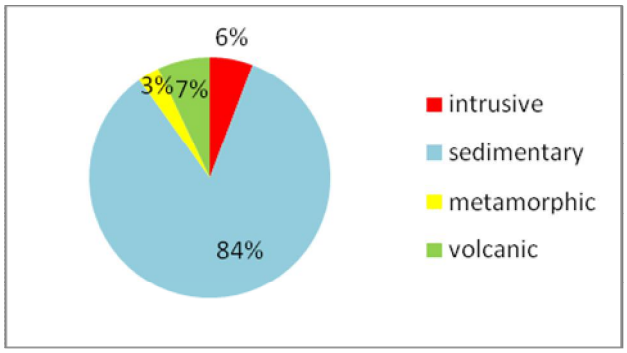


Рис. 3. Соотношение площадей пород разных типов для всей территории России.

Выше было показано, что самая общая закономерность для всей геологической карты - уменьшение площади пород в зависимости от возраста по степенной функции. При более детальном рассмотрении можно попытаться установить отклонения от нее, связанные с цикличностью и неравномерностью процессов формирования и уничтожения пород. Для этого использовались не кумулятивное распределение, а суммарная площадь за некоторый интервал времени - 50 млн. лет при анализе все геологической истории (4000 млн. лет) и 20 млн. лет при анализе фанерозоя (в качестве оценки возраста бралась середина временного интервала). Результаты для разных генетических типов пород показаны ниже для фанерозоя, шаг 20 Ма (рис. 4), на рисунках также приводятся сглаженные кривые (метод скользящего окна, двойной период).

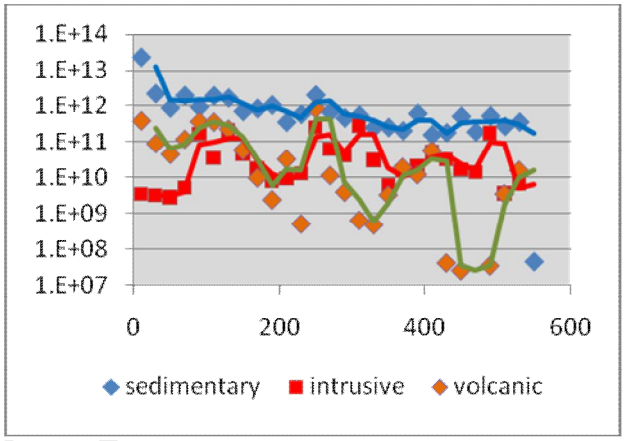


Рис. 4. Площадь пород разного возраста для всей территории, фанерозой.

Существуют две основные точки зрения на интерпретацию колебаний площади (или объема) пород в зависимости от возраста. Одна точка зрения, традиционно распространенная в работах советской геологической школы [2] связывает их с неравномерностью процессов эволюции – например, с ускорением или замедлением осадконакопления или магматизма. Среди зарубежных исследователей более распространена точка зрения на ведущую роль процессов разрушения пород [14]. На общей кривой обращает внимание резкий дефицит пород всех типов нижнего рифея (~1400 Ма). Для фанерозоя можно наметить несколько периодов ускорения и замедления процессов. Пермь (250-300 Ма) характеризуется активизацией магматизма и вулканизма, также возрастает накопление осадочных пород. Для позднего триаса - ранней юры, карбона и кембрия скорее типичен пониженный уровень вулканизма. Также намечается корреляция кривых скорости накопления осадочных и магматических пород в фанерозое. Три эпохи активизации магматизма и вулканизма в фанерозое также четко видны по процентному соотношению пород разных типов в разные эпохи (рис. 5). Интересно, что по времени вулканизм как бы запаздывает по отношению к магматизму.

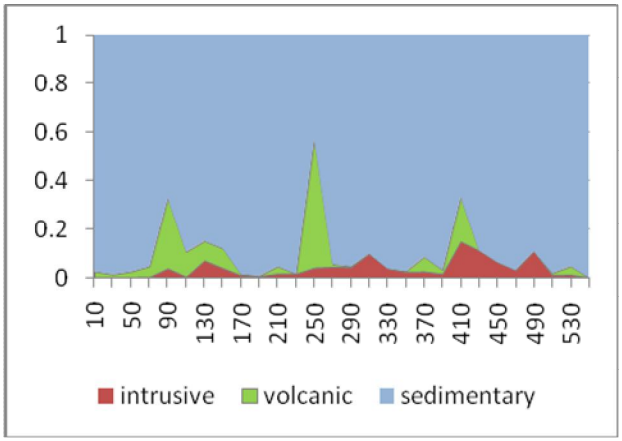


Рис. 5. Соотношение площадь/время разных типов пород в зависимости от возраста (для фанерозоя).

Сопоставление таких графиков для различных тектонических областей (использовалась карта тектонического

районирования, созданная на основе актуализированной Геологической карты России, Стрельников и др., ВСЕГЕИ, 2005) выявляет еще большие колебания, отражающие сложность и неравномерность геологической истории каждого региона. Так, например, для многих складчатых областей (но не для всех) характерно повышение доли пород с возрастом примерно 140-160 Ма и 380-420 Ма.

Также подобный подход важен при оценке эволюции металлогенических процессов [6, 15, 16]. Использовалась схема металлогенического районирования России масштаба 1 : 5 000 000 [3]. Каждый полигон геологической карты с ранее добавленными характеристиками возраста и типом пород, был отнесен к определенной металлогенической зоне регионального уровня (всего таких зон 33). После этого можно анализировать соотношения площадей для пород разного возраста и типа, принадлежащих той или иной области. В качестве исходных данных по рудным месторождениям использовалась открытая база данных ГЛАВНИВЦ, содержащая 1400 месторождений и рудопроявлений. Анализ закономерностей изменения во времени для металлогенических провинций только начат и говорить о результатах еще рано. Тем не менее, кумулятивные кривые показывают разные периоды ускорения/замедления формирования и/или разрушения определенных типов пород, что позволяет надеяться разработать количественный подход к выделению металлогенических эпох и металлогенических циклов.

Заключение

Выполненный анализ цифровой геологической карты России м-ба 1:2 500 000 выявил ряд закономерностей, которые могут быть использованы при анализе тектонической и металлогенической эволюции, а также при исследовании ряда важных методических вопросов:

1) Основная неопределенность в оценках возраста пород связана с относительной шкалой геологического времени и ее разной детальностью, но в пределах каждой эры шкала может считаться в первом приближении однородной;

2) Для распределения геологических тел разных генетических типов по размерам (площади) и возрасту характерен степенной закон распределения; очевидно, это связано с масштабной инвариантностью (фрактальностью) размеров;

3) На графиках распределения площади пород в зависимости от возраста для всей территории России, и особенно для отдельных регионов, выделяются периоды и циклы, которые могут интерпретироваться как проявления ускорения/замедления процессов породообразования/эрозии.

4) Подобная методика может использоваться для выделения и корреляции металлогенических эпох и провинций.

Работа выполнена в рамках Программы № 14 Президиума РАН «Научные основы эффективного природопользования, развития минерально-сырьевых ресурсов, освоения новых источников природного и техногенного сырья».

Литература

1. А.Ф. Морозов, О.В.Петров, С.И. Стрельников и др. (ред.) Геологическая карта России и прилегающих акваторий. Масштаб 1 : 2 500 000 // Картфабрика ВСЕГЕИ, СПб, 2004, 12 л.
2. А.П. Ронов. Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения, состава и эволюции) // М.: Наука, 1980, 80 С.
3. Н.В. Межеловский (Гл.ред.) Схема металлогенического районирования России. Масштаб 1 : 5 000 000: Объяснительная записка // М., 2002, 163 С.
4. H. Blatt, R. L. Jones Proportions of Exposed Igneous, Metamorphic, and Sedimentary Rocks // Geological Society of America Bulletin, 1975, V .86, N8, pp.1085-1088.
5. J. Gilluly Geological Perspective and the Completeness of the Geologic Record // Geological Society of America Bulletin, 1969, V .80, N11, pp.2303-2312.
6. S.E. Kesler, B.H. Wilkinson The role of exhumation in the temporal distribution of ore

deposits // Economic Geology, 2006, V.101, N5, pp. 919-922.
7. B.J. McElroy, B.H. Wilkinson, E.D. Rothman Tectonic and Topographic Framework of Political Division // Mathematical Geology 2005, V.37, N2, pp.197-206.
8. M.E.J. Newman Power laws, Pareto distributions and Zipf's law, Contemporary Physics, 2005, V.46, N5, pp.323 - 351.
9. B. Peucker-Ehrenbrink, M.W. Miller Quantitative bedrock geology of the conterminous United States of America // Geochemistry Geophysics Geosystems, 2002, V.3, N10, doi: 10.1029/2002gc000366.
10. B. Peucker-Ehrenbrink, M.W. Miller Quantitative bedrock geology of Alaska and Canada, Geochemistry Geophysics Geosystems, 2003, V.4, N4, doi:10.1029/2002GC000449.
11. B. Peucker-Ehrenbrink, M.W. Miller Quantitative bedrock geology of east and Southeast Asia (Brunei, Cambodia, eastern and southeastern China, East Timor, Indonesia, Japan, Laos, Malaysia, Myanmar, North Korea, Papua New Guinea, Philippines, far-eastern Russia, Singapore, South Korea, Taiwan, Thailand, Vietnam) // Geochemistry Geophysics Geosystems, 2004, V.5, N1, Q01B06.
12. B.Peucker-Ehrenbrink, M.W. Miller Quantitative bedrock geology of Brazil // Geochemistry Geophysics Geosystems, 2007, V.8, N5, Q05014.
13. B.Peucker-Ehrenbrink, M.W. Miller Quantitative bedrock geology of the continents and large-scale drainage regions // Geochemistry Geophysics Geosystems, 2007, V.8, N6, Q06009.
14. J. Veizer, S.L. Jansen Basement and Sedimentary Recycling and Continental Evolution // The Journal of Geology, 1979, V.87, N4, pp.341-370.
15. B.H. Wilkinson, S.E. Kesler Tectonism and exhumation in convergent margin orogens; Insights from ore deposits // The Journal of Geology, 2007, V. 115, N6, pp.611-627.
16. B.H. Wilkinson,B.J. McElroy, S.E. Kesler, S.E. Peters, E.D. Rothman Global geologic maps are tectonic speedometers - rates of rock cycling from area-age frequencies // Geological Society of America Bulletin, 2009, V.121, N5-6, pp.760-779.

ОЦЕНКА КАЙНОЗОЙСКОГО ВОЗДЫМАНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Соболев П.О.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, (ВСЕГЕИ), СПб
(peter.sobolev@gmail.com)

Кайнозойское воздымание (аплифт) и связанная с ним эрозия изучены достаточно детально разными методами (геоморфологический, анализ данных каротажа по скважинам, исследования отражательной способности витринита - Ro, трековый анализ апатита и т.д.) для западной, норвежской части Баренцева моря [5]. Однако известно немного оценок для российской акватории, хотя размыв фиксируется практически во всех скважинах (отсутствуют отложения верхнего мела, палеогена и неогена). В нескольких работах амплитуда воздымания оценивалась на основании данных Ro витриниту из керна скважин [1], для этой же цели использовалась степень уплотнения осадочных пород [2]. Результаты показывают, что мощность эродированной части увеличивается от нескольких сотен метров в Южно-Баренцевской впадине до 1000 и более метров в северно-восточной части Баренцева моря (район Земли Франца-Иосифа). Обобщение геологических и геофизических данных по скважинам российской части Баренцева моря, выполненные во ВНИИ «Океангеология» и ВСЕГЕИ в последние годы, и начало работ по моделированию погружения бассейна и эволюции органического вещества (ОВ) позволили уточнить предыдущие оценки.

Величина эрозии оценивалась тремя независимыми методами для основных скважин Баренцевоморского шельфа. Первый метод основан на оценке максимальной глубины погружения глин и аргиллитов по времени пробега упругой волны (акустический каротаж АК). Этот метод был предложен К. Магара [6]; его результаты во многом зависят от тщательности выбора интервалов глинистых пород, что в случае Баренцева моря является отнюдь не тривиальной задачей из-за частого переслаивания в разрезе кластических пород различной зернистости. На основании ряда критериев, учитывающих результаты АК, ГК, КС и СП, были выделены наиболее вероятные интервалы глинистых пород. Для них рассчитаны средние значения времени пробега упругой волны, которые затем сравнивались с теоретической кривой уплотнения. В результате оценка мощности эродированной части для нескольких скважин центральной части Южно-Баренцевской впадины составила ~750 м. Важно отметить, что это значение является максимальной оценкой эрозии – при выборе более «мягких» критериев мы бы получили меньшие значения.

Другой подход к оценке уплотнения осадочных пород основан на статистическом анализе результатов интерпретации каротажа по основным глубоким скважинам, вскрывающим разрезы мезозоя. На основании совместной обработки данных каротажа (АК, ГК, КС) и измерений температуры были оценены степень глинистости разреза и изменения пористости. Сравнение этих данных для разных скважин позволило оценить изменение степени уплотнения с глубиной для разных типов пород. Условно выделено три типа: «аргиллиты», «алевролиты», «песчаники» и для каждой скважины подобрана наиболее подходящая экспоненциальная зависимость пористости от глубины (рис. 1).

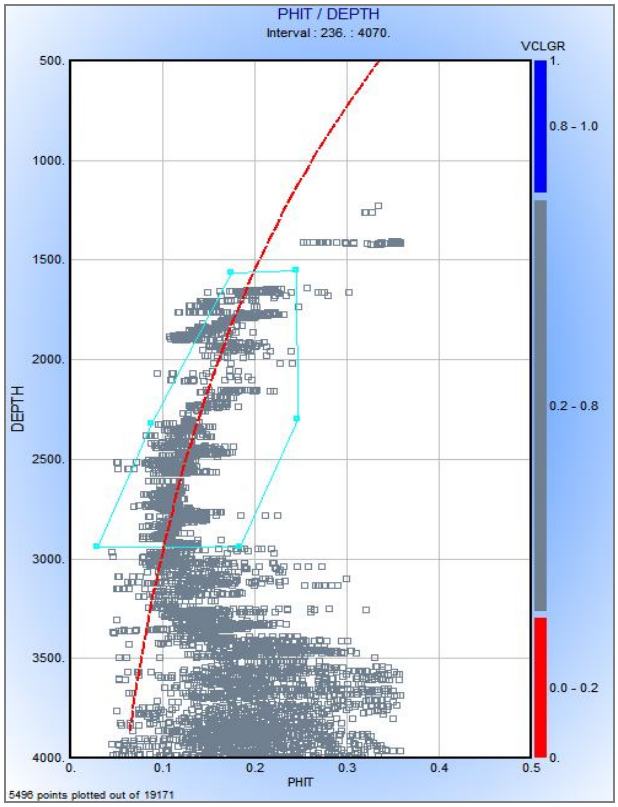


Рис. 1. Распределение пористости с глубиной для алевролитов-алевритов (скв. Лудловская-1).

Сравнивая вертикальное смещение кривых (при этом еще необходимо учитывать различие в составе, возрасте, условиях образования пород, температурный режим), в общем случае можно судить о максимальных глубинах погружения (рис. 2). Основная проблема этого метода состоит в отсутствии надежной калибровочной кривой, так называемого «нормального» тренда уплотнения, который мог бы использоваться как основа для сравнения с другими кривыми. Тем не менее, сравнение величин эрозии полученных методом Ro витринита и оценок по пористости показали их общую сходимость.

Принципиально другой метод связан с изучением отражательной способности витринита Ro. Он основан на эмпирически установленной зависимости Ro от максимальной глубины погружения и температуры, испытанной образцом.
Поскольку температура не однозначно связана с глубиной погружения, этот метод также имеет свои ограничения, однако в первом приближении он позволяет определить на какую глубину был погружен образец при определенных геотермических условиях. Приняв исходную величину показателя Ro витринита 0.25 (лабораторный минимум) и экстраполировав зависимость Ro от глубины для каждой скважины до пересечения с линией (Ro=0.25), получаем максимальную глубину погружения горизонтов, которые могут находиться на поверхности. В центральной части Южно-Баренцевской впадины величина аплифта близка к 750 м для большинства скважин.

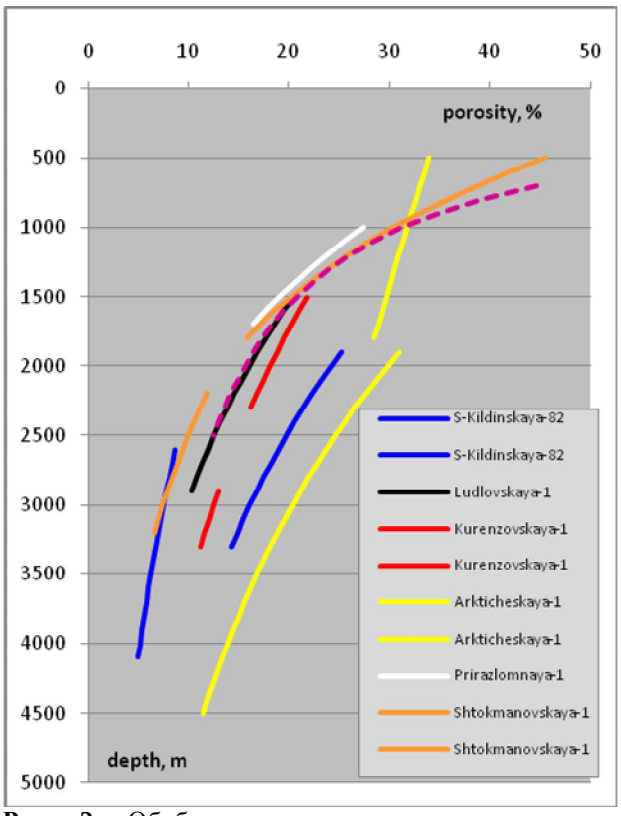


Рис. 2. Обобщенные кривые уплотнения для алевролитов-алевритов скважин Баренцева моря.

Используя данные по Ro витринита для калибровки скважин и сравнивания вертикальное смещение кривых пористости для изоморфных типов пород из разных скважин, построена схема распределения величин воздымания (эрозии) для всей российской части Баренцева моря (рис. 3). В южной части Баренцевоморского шельфа эта величина минимальна, не превышает 500 м (Печорское море), в центральной части Южно-Баренцевская впадины

составляет 750 м. Оценка аплифта для Земли Франца-Иосифа на основании данных Ro витринита по скв. Хейса-1 составляет от 1.5 до 3 км. Еще более интенсивное кайнозойское воздымание испытал архипелаг Шпицберген – в его центральной части величина поднятия оценивается не менее 3 км [5].

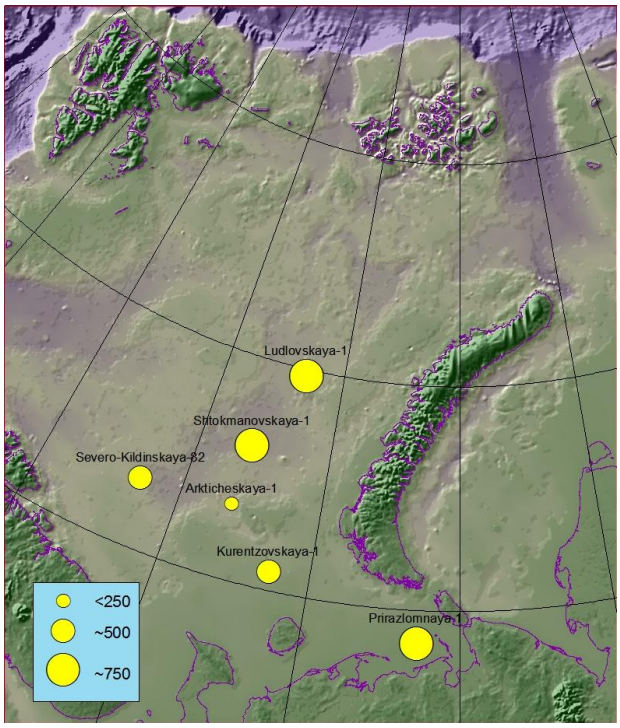


Рис. 3. Величина кайнозойского воздымания (эрозии) для Баренцевоморскогобассейна.

Количественная оценка величины кайнозойского аплифта позволила более обоснованно подойти к анализу эволюции восточной части Баренцевоморского бассейна. Для региона российской части акватории Баренцева моря выполнено немного работ, связанных с компьютерным моделированием осадочных бассейнов и нефтегазовых систем. Первая публикация по моделированию погружения Восточно-Баренцевоморского бассейна принадлежит группе из МГУ [3], наиболее детальные модели по семи профилям выполнены во ВНИИ «Океангеология» [4], однако оценка аплифта пока недостаточна надежна.

Одномерное моделирование погружения и термической истории, выполненное нами по шести скважинам для которых оценивался аплифт, позволило оценить эволюцию условий нефтеобразования различных тектонических обстановкок с разными типами нефтегазовых систем, в том числе месторождений «Северо-Кильдинское» (Центрально-Баренцевская зона поднятий, газовое месторождение, продуктивны нижнетриасовые песчаники), «Штокмановское» (Лудловская седловина, залежи газоконденсатов в юрских песчаниках), «Приразломное» (Печорская плита, залежи нефти в коллекторах девона-перми). Сравнивая модельную зональность с реальной, можно судить о происхождении залежей нефти и газа в данных условиях. На Северо-Кильдинском месторождении газовая залежь вскрыта в триасовых отложениях, скорее всего УВ там же и возникли – условия в нижнетриасовых толщах были благоприятны для генерации газа в течение всего мезозоя вплоть до начала воздымания (рис. 4).

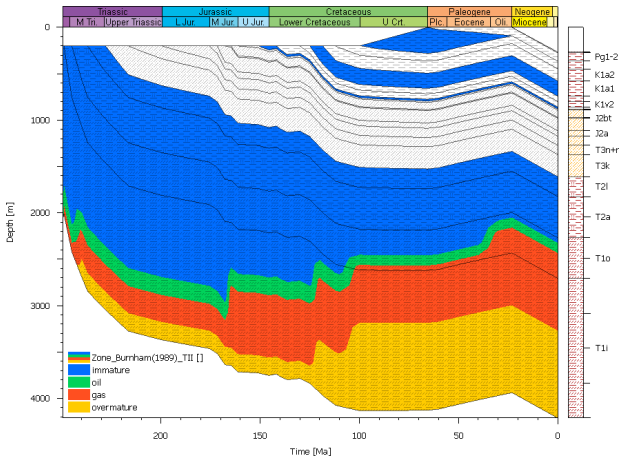


Рис. 4. Моделирование эволюции термической зрелости ОВ для скв. Северо-Кильдинская-82.

Для Штокмановского месторождения моделирование показало, что ОВ в юрских толщах не достигло термической зрелости, следовательно, залежи газоконденсата возникли вследствие миграции УВ (рис. 5).

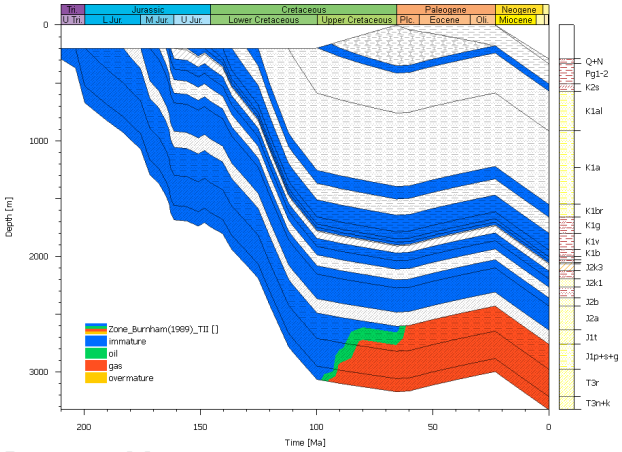


Рис. 5. Моделирование эволюции термической зрелости ОВ для скв. Штокмановская-1.

Что касается возможности генерации УВ в палеозойских толщах, то в центральной части Баренцева моря нефть в этих толщах нефть к началу аплифта (100-120 млн. лет) подверглась интенсивной термической деструкции и могла частично перераспределяться в верхние горизонты чехла. Для месторождений Печорского моря с сокращенной мощностью мезозойских толщ генерация УВ в палеозойских толщах могла протекать в течение всего мезозоя (месторождение «Приразломное», рис. 6).

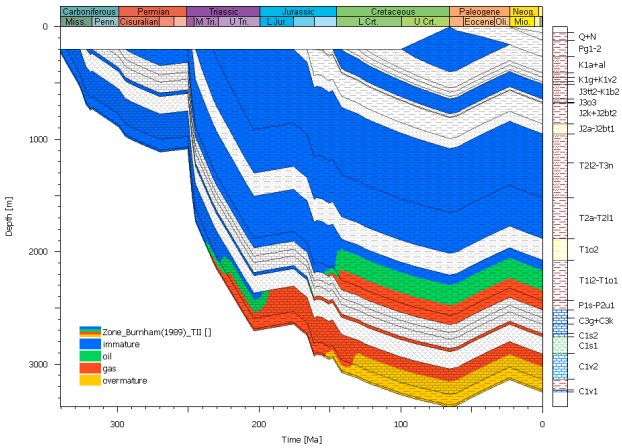


Рис. 6. Моделирование эволюции термической зрелости ОВ для скв. Приразломная-1.

Таким образом, выполненные исследования позволили существенно уточнить закономерности кайнозойского воздымания и эрозии для российской части Баренцева моря, что крайне важно как для понимания общих закономерностей эволюции бассейна, так и прогнозных оценок нефтегазоносности.

Литература

1. И.С. Грамберг, Н.К. Евдокимова, О.И. Супруненко Катагенетическая зональность осадочного чехла Баренцевоморского шельфа в связи с нефтегазоносностью // Геология и геофизика, 2001, V.42, N.11-12, С.1808-1820.
2. Г.И. Киреев, Ю.П. Смирнов и др. Коллекторский потенциал и перспективы нефтегазоносности осадочных образований и пород кристаллического основания Баренцевоморского региона. // В сб.: М.Д. Белонин (ред.), Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз, поиски, разведка и освоение месторождений, т. 3: СПб: ВНИГРИ, 1999, С. 340-347.
3. М.В. Коротаев, А.М. Никишин, Э.В. Шипилов, С. Клутинг, Р. Стефенсен История геологического развития Восточно-Баренцевоморского региона в палеозое-мезозое по данным компьютерного моделирования // Доклады Академии наук, 1998, V.359, N5, С. 654-658.
4. О.И. Супруненко, И.В. Орешкин, Н.В. Лопатин, К.Г. Вискунова, О.И. Меркулов Перспективы нефтегазоносности Печорского и российской части шельфа Баренцева морей по результатам бассейнового моделирования 2D // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2007, N.12, С. 4-10.
5. P. Dimakis, B.I. Braathen, J.-I.Faleide, A. Elverhøi, S.T. Gudlaugsson Cenozoic erosion and the preglacial uplift of the Svalbard-Barents Sea region // Tectonophysics, 1998, V.300, N.1-4, P.311-327.
6. K. Magara Thickness of removed sediments, paleopore pressure and paleotemperature, southwestern part of Western Canada Basin// AAPG Bulletin, 1976, V.60, N.4, P. 554-565.

О ПЛАСТИЧНЫХ СИСТЕМАХ АДАПТАЦИИ ЗЕМЛИ К ИЗМЕНЯЮЩИМСЯ ВНЕШНИМ УСЛОВИЯМ

Соколова Н.В.

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, Россия
(sona@ipng.ru)

По современным представлениям Земля развивается уже не менее 4,7 млрд лет, и существует много признаков того, что движения ее самой (вокруг Солнца и своей оси) и вещества на земной поверхности многократно менялись и меняются. В связи с этим появляется необходимость исследования пластичности и систем приспособления Земли к изменяющимся условиям внешней среды.

Земля представляет собой открытую систему, подверженную влиянию окружающего Космоса [10].

В последнее время все актуальнее становится проблема выявления взаимосвязи геодинамических процессов и движений нашей планеты вокруг Солнца и вокруг своей оси. В частности, о насущной необходимости учета ротационного фактора отмечается в работах [11], [5], [3] и др.

Рассматриваемые перманентные движения Земли приводят к формированию систем крупнейших потоков земного вещества и зон нарушений земной поверхности. При изменении геодинамических условий изменяются потоки, гидрографическая сеть на земной поверхности, а также характер процессов сноса и накопления земного вещества. Они очень чувствительны к подобного рода геодинамическим перестройкам.

Все современные разломы и потоки на земной поверхности подчинены в конечном итоге ротационному режиму Земли. Существует жесткая причинно-следственная связь процессов формирования современных разломов, зон разрядки напряжений разного ранга с особенностями движений Земли вокруг Солнца и своей оси:

- Земля движется вокруг Солнца против часовой стрелки, и такое движение диктует вращение Земли вокруг своей оси также против часовой стрелки;
- Вращение Земли вокруг своей оси против часовой стрелки вызывает дополнительный тренд ее движений в плоскости полярной оси «вверх» (согласно правилу буравчика);
- Данный дополнительный тренд движений Земли приводит к тому, что она постепенно выходит из своего орбитального потока вокруг Солнца в ортогональную плоскость;
- У каждого транзитного потока существует система взаимно противоположных притоков. Вследствие действия противоположного притока и под собственным весом Земля при выходе из орбитального потока деформируется (сплющивается), расширяется по экватору и сжимается по полярной оси. Такой характер деформации ее подтверждается в реальной действительности тем, что радиус на экваторе больше полярной полуоси;
- Определенный характер деформаций приводит, в свою очередь, к формированию единой многоранговой глобальной и региональной сети постоянно действующих разломов и потоков земного вещества. В зависимости от ранга они способствуют снятию всех перманентных напряжений в Земле и на земной поверхности [7].

Как показывают исследования, транзитные потоки вещества (в частности воды) на земной поверхности имеют своих антиподов и притоки противоположного направления. Данные потоки функционируют по закону минимальных относительных изменений. Все это позволяет речной системе с минимальными усилиями в случае

необходимости перестраиваться, кардинально менять ориентировку, направление главного течения [4], [6].

Глобальные непрерывные движения Земли вокруг Солнца и вокруг своей оси определяют характер размещения крупнейших потоков на земной поверхности. Если рассматривать Землю в целом, то можно выделить современную глобальную их систему, состоящую из так называемого «Течения Западных Ветров» (ТЗВ) и ортогональной ему зоны крупнейших потоков (в пределах Тихого океана (вдоль побережья Евразии), Северного Ледовитого океана, Атлантического океана).

ТЗВ имеет четкое почти субширотное направление, совпадающее с направлением вращения Земли, и является само по себе индикатором изменения скорости ее вращения вокруг своей оси (прямо пропорциональная зависимость).

ТЗВ – самый мощный поток на земной поверхности. На различных глубинах скорость ТЗВ разная и уменьшается за счет обратных локальных потоков более низкого ранга. Тем не менее, целый слой воды толщиной минимум 500–1000 м непрерывно перемещается в данном направлении с запада на восток. Это мощное явление широко выражено в пределах океанов. Исходя из картографических данных, можно заключить, что толщина потока ТЗВ не везде одинакова. Максимальная толщина его в Тихом океане (до 4000 м). Данный поток не является замкнутым, вода в нем циркулирует непрерывно, он связан со всеми океанами посредством обратных течений.

Ортогональная ТЗВ зона включает глобальные потоки, связанные с самыми крупными базисами – воронками: Марианским желобом (–11022 м) в пределах Тихого океана; впадиной (– 4975 м) в Северном Ледовитом океане; впадиной Пуэрто-Рико (–9218 м) в пределах Атлантического океана.

Очевидно, что на протяжении всей своей истории Земля вращалась вокруг Солнца не в раз и навсегда данном направлении. Одновременно, орбита движения Земли не является замкнутой. Она может увеличиваться или уменьшаться. При достижении предельных показателей (максимальной или минимальной орбиты) меняется направление движения Земли вокруг Солнца и вокруг своей оси. Необходимо отметить, что существует всего четыре варианта сочетаний изменений орбит и направлений движений. Деформации движущегося тела при этом разные: одни приводит к увеличению его объема, другие – к деградации. В настоящее время Земля движется по увеличивающейся орбите из базиса против часовой стрелки (это случай расширения – созидания). В противоположном режиме Земля будет расчленяться. На Земле существуют маркеры – признаки таких возможных систем потоков, которые могут привести к постепенной ее деградации. Однако в настоящий момент они не являются определяющими [4].

Сложная картина взаимодействия процессов, происходящих в недрах Земли, непрерывно эволюционирует и видоизменяется, причем основным регулятором этих изменений служат, скорее всего, события на границе мантия/ядро, обнаруживающие определенную периодичность, вполне возможно находящуюся в резонансе с воздействиями, испытываемыми нашей планетой со стороны окружающего ее космического пространства [9].

Следует учитывать, что при перестройке фигуры Земли и ансамбля литосферных плит существует тенденция использования для приспособления к ним перемещений по уже существующим зонам разломов и, прежде всего, сдвигам, которые, по современным данным, играют весьма значительную роль в структуре коры и литосферы. Кинематика смещений по ним может меняться, как и их место в регматической сети, но ориентировка последней относительно географических координат в целом сохраняется [1], [2], [8].

В земных недрах развиваются системы флюидных потоков разного ранга. Как показали исследования, эти потоки связаны с функционирующей на земной

поверхности единой многоранговой глобальной и региональной сетью постоянно действующих разломов. При изменении геодинамических условий на глубинах меняется также характер процессов сноса и накопления земного вещества. Выделяются две группы противоположных потоков флюидов различного вещественного состава по вертикали: связанные с так называемыми базисами – воронками, где вещество затягивается в глубь Земли, и противоположные им по направлению «трубы дегазации», каналы выброса вещества из земных недр при разрядке земных напряжений.

Исходя из того, что при конкретном движении Земли на ее поверхности должны действовать определенные глобальные потоки вещества, можно выделить три варианта систем адаптации к изменениям внешних условий, в каждом из которых будет функционировать свой прототип ТЗВ и своя ортогональная зона крупнейших потоков вещества. В современном варианте южный полюс расположен в пределах Антарктиды, в двух других – прототипы «южного полюса» будут размещаться соответственно или в одной конкретной области Тихого океана, или в Австралии. В обоих этих случаях развиваются свои ортогональные зоны крупнейших потоков вещества также с учетом уже имеющихся базисов-воронок и регматической системы разломов.

По-видимому, должна существовать последовательность изменения движений Земли вокруг Солнца и своей оси, а также и свойственных им адаптационных систем крупнейших потоков на земной поверхности, характерных для режима расширения – созидания. Анализ большого количества материалов позволил установить наиболее вероятную последовательность изменения движений Земли и систем ее адаптации (они приводится по аналогам только «южного полюса»): Антарктида (в настоящее время там южный полюс) → определенная область Тихого океана (первый прототип «южного полюса») → Австралия (второй прототип «южного полюса») → Антарктида и т.д. По своим условиям каждая из этих областей претерпевала и будет претерпевать изменения в определенной последовательности: ледовый панцирь → суша → вода → ледовый панцирь и т.д. К примеру, в настоящее время Антарктида покрыта ледовым панцирем, область Тихого океана практически вся под водой, Австралия – суша. В будущем в Антарктиде могут быть условия для произрастания лесов, рассматриваемая область Тихого океана при этом покроется ледяным панцирем, а Австралия скроется под водой (это первая система адаптации Земли). Далее Антарктида будет затоплена, область Тихого океана станет сушей, а Австралия покроется толстым слоем льда (это уже вторая система адаптации Земли). Затем все повторяется сначала: в Антарктиде опять будет полюс холода.

Известные особенности отложений разных геологических периодов в рассматриваемых частях земного шара свидетельствуют о том, что данные изменения природных условий здесь происходили неоднократно.

Без пластичных систем адаптации к изменениям внешней среды (без своего рода «иммунитета») существование Земли столь продолжительное время было бы проблематичным, ведь из четырех возможных вариантов сочетаний изменений орбит (уменьшающаяся или увеличивающаяся) и направлений движения (против или по часовой стрелке) два из них могут привести к расчленению Земли. И они при определенных внешних условиях вполне реальны. Поэтому необходимо исследовать пластичность Земли, свойство ее необратимо деформироваться, не разрушаясь, под действием внешних сил, способствующих пока функционированию Земли в режиме расширения.

Литература

1. В.С. Буртман Стационарная сеть разломов и мобилизм // Геотектоника 1978. № 3.
С.26-37.

2. В.А. Буш Континентальные линеаменты и проблема мобилизма // Геотектоника 1983. № 4. С. 14-25.
3. О.А. Мельников Роль внешних источников (ротационного и космических факторов) в энергетике тектогенеза Земли // Фундаментальные проблемы геотектоники: материалы совещания. М.: ГЕОС, 2007. Том II. С.13-18.
4. В.И. Орлов Динамическая география. М.: Научный мир, 2006. 594 с.
5. А.И. Полетаев Проблема ротогенеза в докладах и материалах XXXV Тектонического совещания // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. Четвертые Горшковские чтения. М.: МГУ, 2002. С. 22-27.
6. Н.В. Соколова О необходимости создания ранговой трехмерной геолого-динамической модели залежи УВ // Современная геодинамика недр и эколого-промышленная безопасность объектов нефтегазового комплекса: материалы междунар. конференции. М., 2009. С. 160-163.
7. Н.В. Соколова О связи динамики геоморфологических процессов с ротационным режимом движений Земли // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты: VI Щукинские чтения – Труды. М., 2010. С. 222-224.
8. В.Е. Хаин Главные противоречия современной геотектоники и геодинамики и возможные пути их преодоления // Фундаментальные проблемы геотектоники: Материалы совещания. М.: ГЕОС, 2007. Том II. С.324-329.
9. В.Е. Хаин Многоуровенная мантийная конвекция и многопорядковая цикличность эндогенных процессов – ключ к пониманию глобальной геодинамики // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы Совещания. М.: ГЕОС, 1999. Том II. С.253-255.
10. В.Е. Хаин Планета Земля: основные черты структуры, динамики и эволюции – глобальный аспект // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: материалы совещания. М.: ГЕОС, 2005. Том II. С.309-311.
11. В.Е. Хаин Современная геодинамика: достижения и проблемы // Природа. 2002. № 1.
С. 51-59.

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ ФРОНТАЛЬНЫХ И УДАЛЕННЫХ ЭФФЕКТОВ ИНДО-ЕВРАЗИЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ

Соколова Е.Ю.[а], Баглаенко Н.В.[а], Бай Д.[б], Варенцов И.М.[а], Голубцова Н.С.[в], Израиль М.[г], Пушкарев П.Ю.[в], Рыбин А.К.[д], Рабочая группа NARYN[а,в,д]

[а] Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, Троицк, Московская обл., Россия
[б] Институт геологии и геофизики Китайской Академии Наук, Пекин, Китай
[в] Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[г] Индийский технологический институт, Рорки, Утаранчал, Индия
[д] Научная станция РАН, Бишкек, Киргизия
(sokol_l@mail.ru)

Введение

Неотектонические процессы громадной территории Индо-Евразийской коллизионной зоны от Гималаев до Алтая и Саян во многом определяются наиболее ярким событием ее недавнего геологического прошлого - столкновением двух суперплит, давшим это обобщающее название всему региону [Molnar and Tapponier, 1975; Buslov et al., 2007].

Области современного горообразования в пределах коллизионной зоны, в целом характеризующейся доминантой распространяющихся к северу напряжений, отличаются существенными аномалиями геофизических полей и активно изучаются геофизическими методами. Важную роль в этом комплексе играют глубинные геоэлектрические исследования. Магнитотеллурические и магнитовариационные зондирования, проводимые в Гималаях [Unsworth et al., 2005, 2008; Arora et al., 2007: Israil et al., 2008 и др.], на Тянь-Шане [Рыбин, 2011; Sokolova et al., 2008; Bielinski et al., 2005] и в области Восточно-Гималайского Синтаксиса [Bai at al., 2010; Varentsov et al., 2010] дали полезную для геодинамических построений информацию о реологии, геотермическом и флюидном режимах недр.

В настоящей работе представляются методы и результаты изучения геоэлектрического строения Центрального Тянь-Шаня исследовательской группой NARYN. Дается их сопоставление с аналогичными материалами по фронтальной зоне коллизии – Гималаям.

Обсуждение результатов

Для изучения уникального тяньшаньского региона интенсивного внутриконтинентального орогенеза использовался богатый материал МТ/МВ зондирований, накопленный в последние десятилетия Научной Станцией РАН (г.Бишкек) (Рис.1).

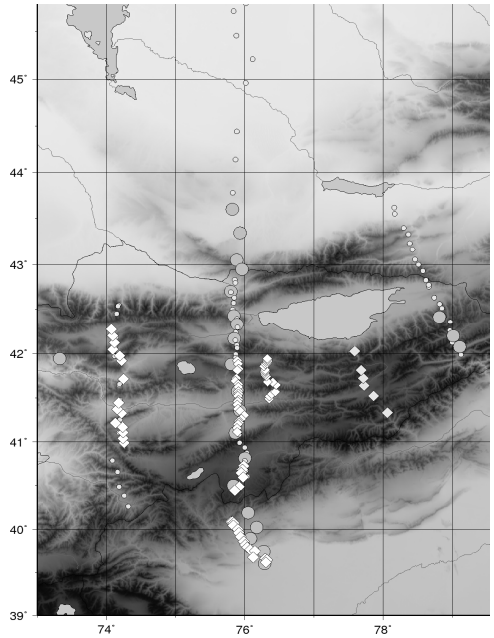


Рис.1. МТ\МВ зондирования НС РАН (г.Бишкек) в регионе Тянь-Шаня, анализируемые в докладе.

Геоэлектрические образы (пространственно-частотные распределения передаточных функций, разрезы электропроводности по серии региональных геотраверсов) сравниваются и анализируются в геотектонических терминах. Наиболее важные особенности геоэлектрических разрезов Тянь-Шаня (проводящий слой в низах коры и спорадически проявленный верхнекоровый проводящий слой, субвертикальные или наклонные проводники разломных зон и

крупных сутур, области высоких сопротивлений Таримской и Казахской плит) хорошо коррелируются с данными по сейсмотомографии и сейсмичности региона (Рис.2) [Zhiwei, et al., 2009].

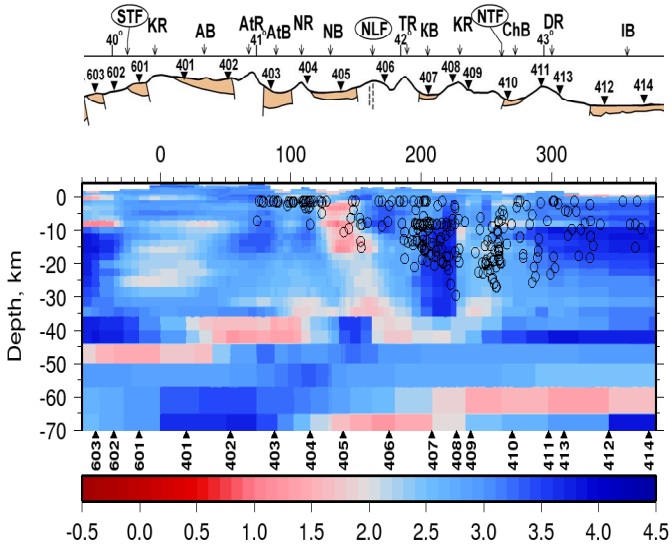


Рис.2. Фрагмент модели геоэлектрического разреза по геотраверсу «Нарын» 76°в.д. (log Ro, Омм). На разрез вынесены проекции гипоцентров землетрясений из полосы 75°-77° (255 событий, каталог KNET, 2000-01г.г.).

Сравнение геоэлектрических образов Тянь-Шаня с геоэлектрическими моделями Западных Гималаев и Восточно-Гималайского Синтаксиса (по ряду профилей, вынесенных на Рис.3) выявляет сходные черты в глубинных распределениях электропроводности несмотря на существенную разницу в степени их проявления.

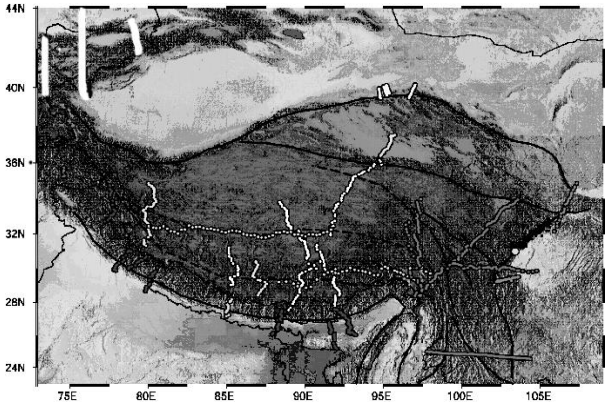


Рис.3. Геотраверсы MT/MV зондирований Тянь-Шаня (белые линии) в контексте международных геоэлектрических исследований Тибета и Гималаев (по [Unsworth, 2008]).

К ним относятся: наличие мощного проводника в средней-нижней коре, присущего многим активным орогенам; полого падающий проводник, ассоциирующийся с погружающейся плитой (Индийской или Таримской); области проводящей верхней мантии, совпадающие с областями пониженных сейсмических скоростей, выявленными сейсмотомографией.

Заключение

Работа группы NARYN и других исследовательских групп, изучающих геоэлектрику региона, направлена на стабильное разрешение этих аномальнопроводящих структур и служит созданию объективных ограничений на геодинамические модели в отношении расположения областей частичного плавления и доли проводящего флюида, а также элементов коллизионной тектоники, генерирующих значительную сейсмичность ряда областей. Сопоставление полученных ими результатов способствует лучшему пониманию соотношения дальних и ближних эффектов столкновения суперплит в регионе Индо-Евразийской коллизии.

Литература

1. *Рыбин А.К.* Глубинное строение и современная геодинамика Центрального тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических исследований // Москва. Научный мир. 2011. 252С. В печати.
2. *Arora, B. R., M. J. Unsworth, and G.Rawat*, 2007, Deep resistivity structure of the northwest Indian Himalaya and its tectonic implications: Geoph. Res. Let., **34**, L04307, doi:10.1029/2006GL029165.
3. *Bai, D., M. J. Unsworth, M. A. Meju, X. Ma, J. Teng, X. Kong, Y. Sun, J. Sun, L.Wang, C. Jiang, C. Zhao, P. Xiao, and M. Liu*, 2010, Crustal deformation of the eastern Tibetan plateau revealed by magnetotelluric imaging: Natural Geoscience. Advance online publication www.nature.com/naturegeoscience
4. *Bielinski, R.A., S.K. Park, A. Rybin, V. Batalev, S. Jun, C. Sears*, 2003, Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies: GRL,**30**, N15, 1806.
5. *Buslov, M.M., J. De Grave, E.A. Bataleva, V.Yu. Batalev*, 2007, Cenozoic tectonic and geodynamic evolution of the Kyrgyz Tien Shan mountains: a review of geological,

thermochronological and geophysical data: J. of Asian Earth Sci., **29**, 205-214.
6. *Israil, M., D. K. Tyagi, P. K. Gupta and S. Niwas,* 2008, Magnetotelluric investigations for imaging electrical structure of Garhwal Himalayan corridor,Uttarakhand, India: J. Earth Syst. Sci., **117**, No. 3, 189–200.
7. *Molnar, P., and P. Napponier,*1975, Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision: Science,**189**, 419-426.
8. *Sokolova, E., M. Berdichevsky, Iv. Varentsov, A. Rybin, N. Golubtsova, P. Pushkarev, N. Baglaenko and V. Matukov,*2008, Geoelectrical cross-section of the Central Tien Shan and geodynamic implications: 19th Int. EM Induction WS, Extended Abstracts,**1**, 203-208.
9. *Varentsov Iv.M., Bai D., Sokolova E.Yu.* Joint inversion of long-period MT/MV data at EHS3D transects (Eastern Tibet) // 20th Workshop on EM induction in the Earth (Extended Abstracts). Egypt, Giza. 2010. S7-05. 4p.
10. *Unsworth, M J, A. G. Jones, W. Wei, G. Marquis, S.G. Gokarn, J.E. Spratt, and INDEPTH-MT Team,* 2005, Crustal rheology of the Himalaya and Southern Tibet inferred from magnetotelluric data: Nature,**438**, 78–81.
11. *Unsworth, M. J.,* 2008, Magnetotelluric studies of continent-continent collisions: 19th Int. EM Induction WS, Extended Abstracts,**1**, 291.
12. *Zhiwei, L., S. Roeker, Z. Li, B. Wei, H. Wang, G. Shelochkov, V. Bragin,* 2009, Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from MANAS broadband deployment: possible evidence for lithospheric delamination: Tectonophysic,**477**, 49-57.

МАРКЕРЫ ДЕЙСТВИЯ РАЗНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В АТЛАНТИКЕ: АНОМАЛЬНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ПЛОТНОСТЬ РАЗЛОМОВ И ДРУГИЕ ДАННЫЕ

Соколов С.Ю.

Геологический институт РАН, Москва, Россия
(sysokolov@yandex.riu)

Современная геодинамическая обстановка в Атлантическом океане характеризуется как зона растяжения в субширотном направлении с общей протяженностью по оси Срединно-Атлантического хребта (САХ) около 16 тысяч километров, средней шириной глубоководной части около 4.5 тысяч километров и пассивными (на 95%) окраинами. Наличие активного геодинамического фактора, формирующего данную структуру, признается всеми. При этом существуют разногласия по поводу его физической природы и движущих сил, обеспечивающих его действие, поскольку модель тектоники плит наталкивается на серию проблем, разрешить которые трудно без введения дополнительных геодинамических факторов. Одним из фундаментальных маркеров процесса растяжения океанического бассейна со спрединговым центром вдоль САХ является сейсмичность с вполне определенной картиной механизмов очагов землетрясений. Типичный набор этих механизмов для САХ представлен на рис.1.

Непротиворечивое объяснение находит концентрация очагов с механизмами типа «сброс» вдоль оси САХ и механизмы типа «сдвиг» вдоль офсетных частей трансформных разломов. Известно, что сейсмические события для расчета параметров в очаге для базы CMT тщательно отбираются по системе критериев качества. Поэтому нетипичные для зоны САХ механизмы, проявленные концентрированно в пространстве, должны рассматриваться как явление статистически достоверное. На рис.1 наблюдается несколько кластеров событий с механизмом типа «взброс» и несколько механизмов с неширотной ориентацией растяжения. Возникает необходимость анализа причин подобных проявлений, в частности анализа локальных или региональных отклонений геодинамических обстановок от фоновой.

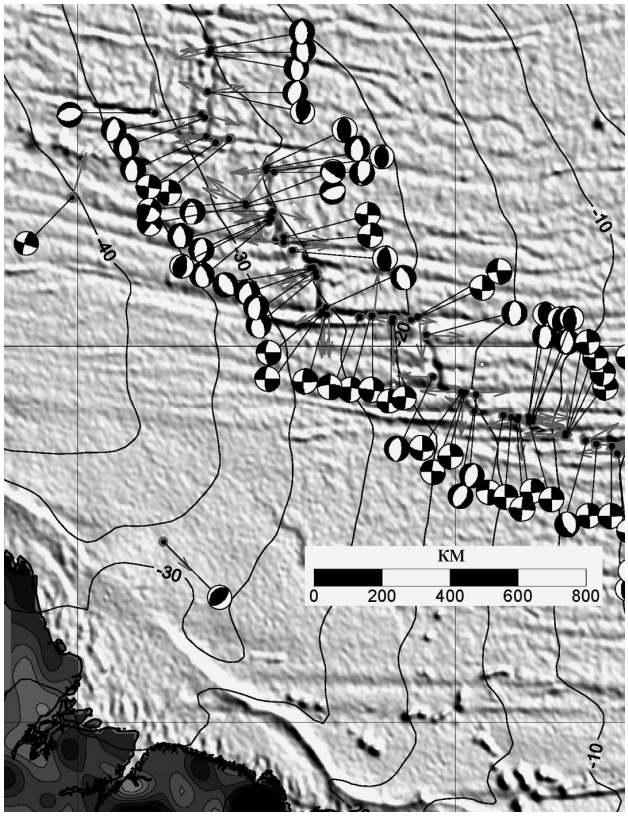


Рис. 1. Механизмы очагов землетрясения вдоль САХ от 7° до 17° сш по данным [1].

Рассмотрим в качестве примера механизмы в районе хребта Книповича (рис.2). Хорошо видно, что вдоль оси хребта «сбросы» ориентированы не перпендикулярно структуре, а под углом около 45°. Кроме того, имеется набор «взбросов», ориентированных вдоль линии, пересекающей хребет также под углом около 40°, но в северо-западном направлении. Подобная картина заметно отличается от фоновой в Атлантике. Вероятнее всего, она отображает не типичную для Атлантики обстановку растяжения, а систему макротрещиноватости, возникающей в сдвиговых зонах. Этот регион расположен между протяженными спрединговыми структурами хребтов Мона и Гаккеля, смещение между которыми составляет около 1100 км. Структуры хребта

Книповича и трога Лена являются трансфером между этими спрединговыми центрами, что и определяет геодинамическую обстановку в этой области.



Рис. 2. Сейсмические события с механизмами очага для района хребта Книповича (северная Аталантика).

Особый интерес представляет то, что многие авторы, пользующиеся каталогом Harvard CMT [1], в своих публикациях «вычищают» выборки из этой базы данных, удаляя события с неподходящими типами механизмов. Во многих публикациях, касающихся хребта Книповича, взбросовые типы, указывающие на локальное сжатие, не показаны вообще. Но поскольку каталог механизмов доступен в сети любому желающему, всегда существует возможность проверки представленной в публикациях картины. Концентрированность подобных отклонений в пространстве в ряде регионов заставляет рассмотреть распределение аномальных механизмов более внимательно. С этой целью была проведена «обратная» отбраковка механизмов землетрясений: из выборки на Атлантику были удалены все события, которыми обычно иллюстрируют классическую обстановку растяжения. Результат (без желобов) показан на рис.3 по данным [2] с изменениями. Там же даны линии разломной сети по интерпретации данных спутниковой альтметрии (до 65° сш).

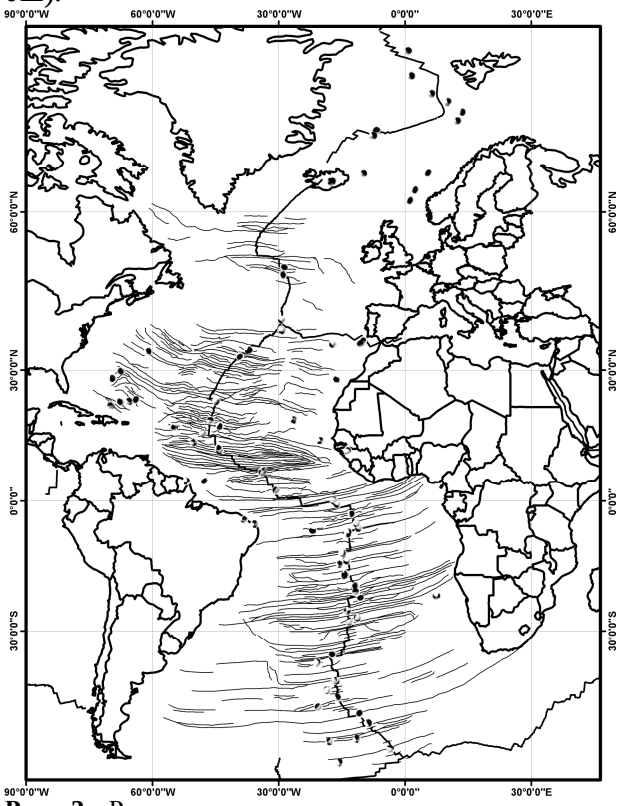


Рис. 3. Распределение аномальных механизмов и разломной сети по данным альтиметрии (до 65° сш).

Сравнение приведенных характеристик показывает следующее. Аномальные механизмы очагов не распределены в пространстве случайно. Их концентрация тяготеет к областям с повышенной плотностью разломных зон, особенно в экваториальном сегменте Атлантики. Кроме того, они ассоциированы с зонами активации напряжений и деформаций (ЗАНД)[3], которые выявлены в литосфере Атлантики по контрастному сочетанию максимумов аномалий Буге и минимумов изостатических аномалий, что обычно свойственно преддуговым областям, а также по повышенным значениям томографии по Р-волнам (район хребта Книповича), указывающим на позитивную тензочувствительность среды. Эти зоны по данным [4] сопряжены с наличием надвиговых структур, выявленных сейсморазведкой, и по данным [5] сопряжены с новейшими деформациями осадочного чехла, имеющими анизотропию структурной ориентации. Эти факты позволяют обоснованно говорить именно об активации напряжений

и деформаций (ЗАНД) на пространстве от САХ до континентального склона. Корреляция ЗАНД и очагов землетрясений с частотой трансформных разломов обнаруживает признаки совпадения, а также синхронизацию с увеличением суммарной длины трансформных разломов между окраинами океана.

Проведенное сравнение позволяет сделать вывод о том, что неотектоническая активность блоков литосферы Атлантики, включая САХ, активизируется вдоль субширотных зон с вектором движения блоков преимущественно субмеридиональным, о чем свидетельствуют структурные детали, полученные в маршрутных съемках. Это приводит к формированию зон сжатия и растяжения с аналогичной ориентацией осей напряжений и механизмами очагов с субмеридиональными векторами подвижек. Это видно по конфигурации областей с аномальными механизмами. Геодинамический фактор, ответственный за механизмы фонового типа, продолжает действовать, но к нему добавлено действие другого фактора, из-за которого появились аномальные механизмы очагов и другие явления, наложенные на фоновую картину. Таким образом, необходимо обнаружить дополнительный источник тектогенеза, наложение которого на фоновую систему сил, напряжений и деформаций могло бы объяснить наблюдаемую фактуру.

Таким дополнительным источником тектогенеза может быть субгоризонтальное действие растекающегося в верхах мантии вещества мегаплюмов: Африканского и отрогов Тихоокеанского. Особо подчеркнем что «растекание» плюмов по поверхности и их взаимодействие с плитами с одной стороны, и горизонтальные перемещения плит с другой, рассматриваются как независимые процессы. Для плюмовых процессов источник энергии очевиден, но для классических горизонтальных движений плит автором преимущественно рассматривается ротационный механизм, связанный с диссипацией энергии вращения Земли. Тем не менее, для наблюдаемых тектонических явлений могут быть оценены и другие факторы, как потенциальные участники тектогенеза.

Одним из наиболее интересных факторов является конфигурация поверхности геоида и ее возможные изменения в пространстве и времени. На рис.4 приведена карта высот геоида в метрах по данным [6]. Хорошо видно, что серия максимумов от Исландии до Юга Африки совпадает с известной конфигурацией Африканского мегаплюма. С ней же совпадает карта высот границы раздела ядро-мантия. Это говорит о том, что внешнее ядро, как одна из наиболее подвижных оболочек Земли, формирует выступы на своей внешней поверхности, с которых начинается подъем прогретого вещества мегаплюмов и над которыми образуются положительные выступы эквипотенциальной поверхности – геоида. Поскольку подвижность внешнего ядра как генератора магнитного поля Земли не вызывает сомнений, любые изменения его конфигурации будут отслеживаться в форме геоида, реагирующего на изменения наиболее плотных гравитирующих масс. В наиболее контрастных градиентных зонах геоида должна возникать тектоническая активизация, совпадающая с их положением.

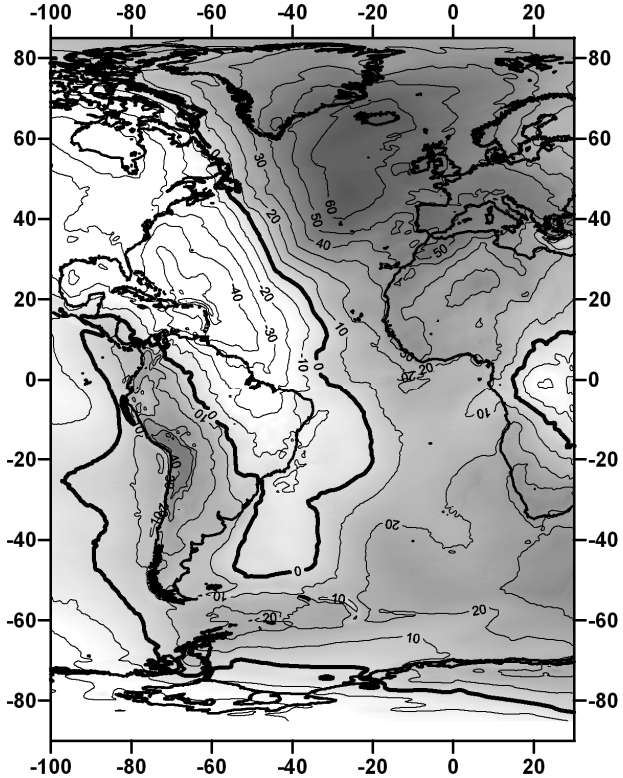


Рис. 4. Поверхность геоида в Атлантическом океане по данным [6].

Сравнение рисунков 3 и 4 показывает, что рассматриваемые автором геодинамические маркеры ложатся в пространстве приблизительно вдоль нулевой изогипсы высот геоида. Особенно интересно совпадение маркеров с северо-западным отклонением этой изогипсы в экваториальной Атлантике. Адаптация формы поверхности Земли может вызвать дополнительные подлитосферные течения, которые и приводят к формированию аномалий в анализируемых параметрах.

Литература

1. Harvard University Centroid-Moment Tensor Catalog. June 2007. http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html
2. Соколов С.Ю. Аномальные механизмы очагов землетрясений Атлантики и их геодинамическая интерпретация // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V. -М.: ГЕОС, 2009. С. 153-155.
3. Соколов С.Ю. Аномальные механизмы очагов землетрясений вдоль Срединно-Атлантического хребта и их геодинамическая интерпретация // Russian-RIDGE VI. Сборник тезисов. ВНИИОкеанология. Санкт-Петербург. 6-7 июнь 2009. Р. 33-34.
4. Соколов Н.С. Корреляция геолого-геофизических параметров вдоль оси Срединно-Атлантического хребта и преддуговые обстановки на его восточном фланге // Вестник МГУ. Геология. 2007. №6.
5. Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Анизотропия внутриплитных деформаций Атлантического океана // Современные проблемы геологии. М.: Наука. 2004. С. 221-250 (Тр.ГИН. В. 565)
6. Lemoine F.G. et al. The Development of the NASA GSFC and DMA Joint Geopotential Model. International Symposium on Gravity, Geoid and Marine Geodesy (GraGeoMar96). Univ. of Tokyo. Tokyo. Japan. Sept. 30 - Oct. 5. 1996. Geoid Undulation Grid from EGM96. NASA-NIMA. 1996.

ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ

Соловьев А.В.[а], **Рожкова Д.В.**[а], **Акинин В.В.**[б], **Хисамутдинова А.И.**[а]

[а] *Учреждение Российской академии наук Геологический институт РАН, Москва, Россия (solov@ilran.ru)*

[б] *Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия*

Введение

В восточной части Охотского моря и на западе Камчатского полуострова расположен Западно-Камчатский прогиб, выполненный кайнозойскими отложениями [2, 5]. Фундамент Западно-Камчатского прогиба сложен юрско-меловыми вулканогенно-терригенными отложениями, имеющими покровно-складчатую структуру [3, 4]. Реконструкция источников сноса для палеогеновых терригенных отложений Западной Камчатки важна как для построения палеогеографических моделей и расшифровки ранних стадий эволюции Охотского моря, так и в связи с потенциальной нефтегазоносностью региона.

Для реконструкций возраста и состава источников сноса терригенного материала в последние годы активно применяется обломочный циркон. Циркон – минерал, широко распространенный в терригенных породах и весьма устойчивый к выветриванию и разрушению. Современные прецизионные геохронологические методы, такие как U/Pb SHRIMP, U/Pb LA-ICPMS и трековый, позволяют датировать единичные зерна обломочных цирконов и делать выводы о возрасте комплексов питающей провинции. Морфология цирконов несет важную информацию об источниках сноса [13], а типоморфизм цирконов [10, 8] позволяет определить физико-химические условия (температура, давление, агпаитность) образования размываемых комплексов. Сопоставление возраста и морфологии обломочных цирконов является мощным инструментом для изучения питающих провинций и тестирования региональных палеогеографических и палеогеодинамических реконструкций.

Объект исследований

Среднеэоценовые терригенные отложений снатольской свиты с резким угловым несогласием [3] залегают на юрско-меловых вулканогенно-терригенных комплексах аккреционной призмы Евразиатской континентальной окраины и на кремнисто-вулканогенных образованиях окраинного моря и Олюторской островной дуги [4, 6]. Накопление снатольской свиты началось после эоценовой коллизии Олюторской островной дуги с окраиной Евразии [6, 9]. В основании снатольской свиты залегают базальные конгломераты [7], вверх по разрезу сменяющиеся песчаниками. По составу песчаники снатольской свиты фациально изменчивы и относятся к кварц–полевошпатовым граувакка м [7].

Для изучения обломочных цирконов и минералов тяжелой фракции отобраны песчаники из нижних частей разреза Западно-Камчатского прогиба, относимых к снатольской свите и свите мыса Зубчатого [3] (рис. 1, табл. 1).

Методы исследования

Выделение минералов тяжелой фракции проводилось по стандартной методике в лаборатории минералогического и трекового анализа ГИН РАН. Из проб после дробления, промывки, разделения и доводки концентрата в бромоформе были выделены монофракции циркона.

Широкая изменчивость кристалло-морфологических особенностей циркона обуславливает его высокую петрологическую информативность. Одним из самых широко применяемых и признанных является метод, предложенный Дж.П. Пупином (1980) [10], который увязывает морфологию зёрен циркона с

термобарическими и кислотно–щелочными условиями образования гранитоидов. Принадлежность зёрен циркона к определенной морфологической группе является характерным признаком для разделения S– и I– типов гранитов [8].

Учитывая, что основным поставщиком цирконов в осадочные породы являются гранитоиды, выдвинуто предположение о том, что дать непосредственную характеристику источника сноса можно при проведении анализа обломочных цирконов [8].

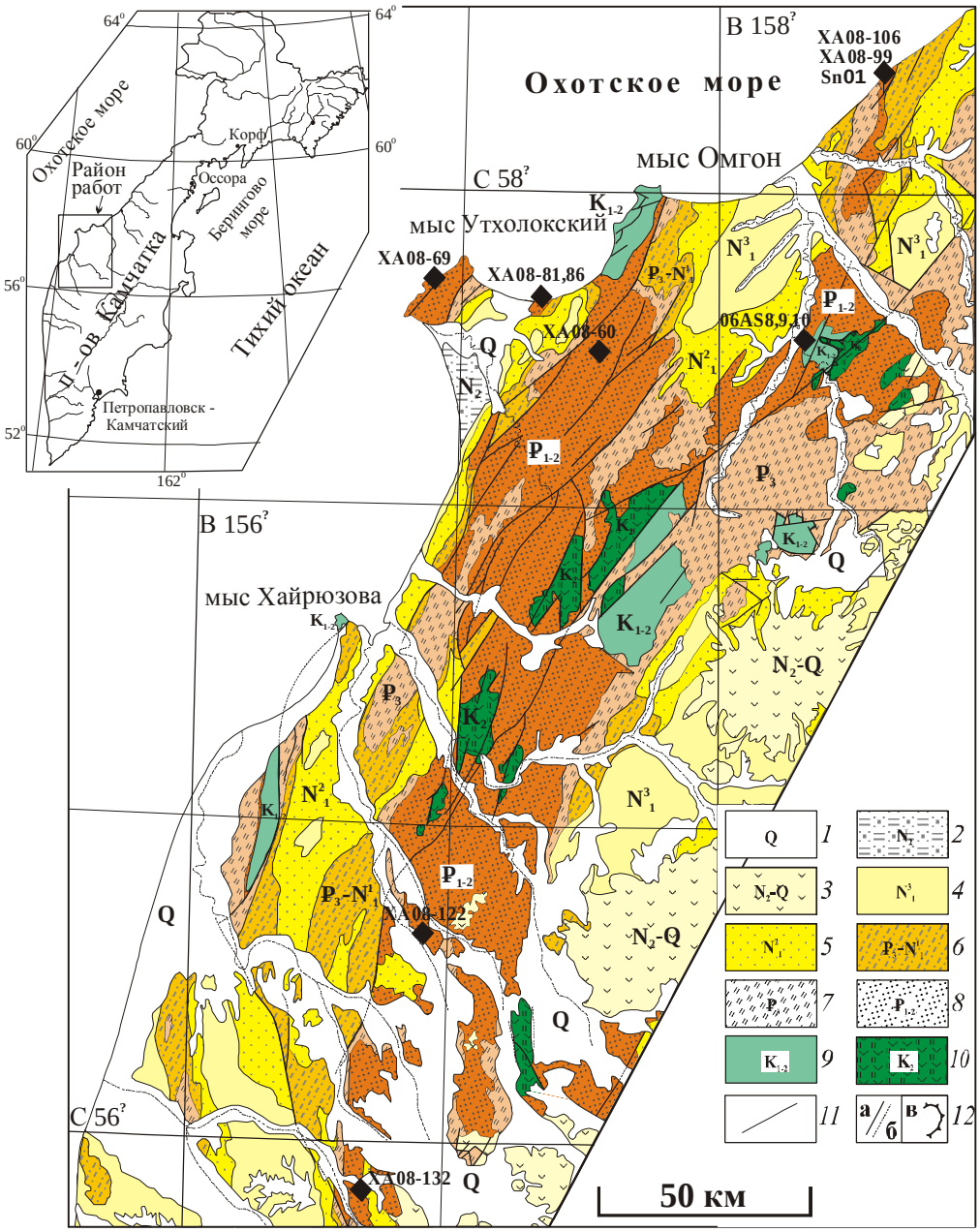


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Западной Камчатки, с изменениями по [5]. *1-8* – отложения Западно-Камчатского прогиба: *1* – четвертичные; *2* – N_2 (энемтенская свита); *3* – N_2-Q, вулканогенные; *4* – N_1^3(здесь и далее - снизу вверх: этолонская и эрмановская свиты); *5* – N_1^2 (ильинская и какертская свиты); *6* – P_3-N_1^1 (вивентекская и кулувенскаясвиты); *7* – P_3 (аманинская, гакхинская и утхолокскаясвиты); *8* – P_{1-2} (хулгунская, напанская, снатольская свиты и ковачинская серия); *9–10* – фундамент прогиба: *9* – K_{1-2} – флишоидные отложения автохтона (тальническая, майначская, кунунскаясвиты); *10* – K_2 – кремнисто-вулканогенныеотложенияаллохтона (ирунейскаясвита); *11* – стратиграфические контакты; *12* - разрывные нарушения (а – выделенные, б – предполагаемые, в - надвиг). Ромбами показаны изученные пробы.

Результаты

По 100 зерен обломочных цирконов из образцов SN-01 и AS-06-10 были датированы методом лазерной абляции (LA-ICPMS) в Университете штата Аризона (Тусан, США).

Для анализа морфологии исследовалась фракция размерностью -0,07 мм, наиболее представительная с точки зрения сохранения кристаллических форм цирконов. Для удобства подсчёта исходная классификация цирконов по [10] модифицирована. В группы объединялись морфологические типы со сходным строением без учета коэффициента удлинения, каждая из объединенных групп носит название по крайнему левому морфологическому типу в классификации [10].

В пробах установлены две генерации циркона: окатанные, угловато-окатанные зерна и короткопризматические кристаллы со сглаженными вершинами и ребрами малинового и насыщенно-розового цвета и идиоморфные бесцветные и слабоокрашенные кристаллы, среди которых можно выделить различные морфологические типы. Содержание малиновых зерен крайне мало, поэтому подсчёты проводились только по бесцветным зернам.

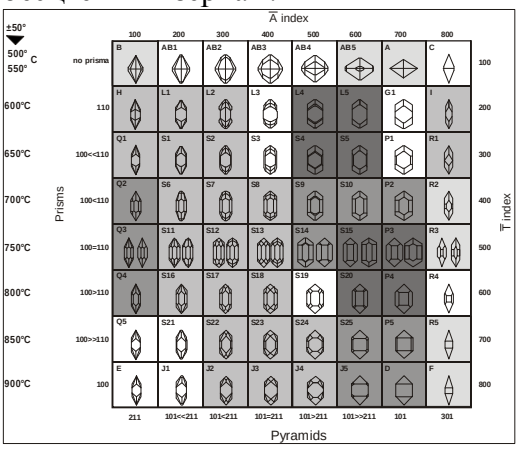


Рис. 2. Содержания цирконов различных морфологических типов в пробе SN-01.

Так как исследовались зерна из обломочных пород, необходимо отметить, что содержание зёрен, пригодных для проведения подсчёта (неокатанных) составило в среднем по всем пробам около 35%, полуокатанных зёрен около 45%, окатанных зёрен около 20%.

Подсчёт производился по 100-250 зёрнам в зависимости от содержания циркона в пробе. В результате проведенных исследований было выделено пять морфологических типов цирконов, преобладающих в пробах: H, L4, S9, S15, S25, содержание цирконов остальных морфологических типов крайне незначительно (рис. 2, Табл. 1).

Таблица 1. Содержания цирконов различных морфологических типов в пробах (%) песчаников Западной Камчатки

Номер образца	Координаты пробы	Морфологический тип				
		H	L4	S9	S15	S25
Точилинский разрез (снатольская свита)						
ХА-08-106	58°16'53" 158°42'30"	7	27	14	17	13
ХА-08-99	58°16'42" 158°42'16"	4,9	22,1	19,7	20,5	5,7
SN-01	58°16'40" 158°42'07"	3,9	21,6	9,2	22,9	7,8
Мыс Зубчатый (свита мыса Зубчатого)						
ХА-08-69	57°47'44" 156°51'57"	16,9	14,3	22,3	10,7	14,3
Увучинский разрез (снатольская)						
ХА-08-81	57°46'03" 157°19'20"	5,6	23,6	36,1	16,7	6,9
ХА-08-86	57°46'06" 157°19'51"	7,3	25,2	14,6	17,2	9,3
р. Россошина (снатольская)						
AS-06-10	57°41'27" 158°19'44"	6,1	18,9	15,2	13,4	4,3
AS-06-09	57°41'26" 158°19'48"	17,9	23,2	17,9	8,9	8,9
AS-06-08	57°41'25" 158°19'51"	16	20	13	12	17
р. Рассошина (юг) (снатольская)						
ХА-08-132	55°54'10" 156°42'11"	2,6	11,5	44,9	15,4	15,4
р. Белоголовая (снатольская)						
ХА-08-122	56°26'27" 156°51'28"	10	21,7	21,7	18,3	16,7

Цирконы морфологического типа H характеризуют высокоглиноземистые мусковитсодержащие граниты S–типа; цирконы морфологического типа L4 характерны для гибридных (контаминированных) монцонитов и щелочных гранитов; цирконы морфологического типа S9 и S15 типичны для контаминированных субщелочных и щелочных гранитов I-типа, включая известково-щелочные надсубдукционные; цирконы морфологического типа S25 характерны для щелочных гранитоидов и толеитовых гранитов I–типа [8].

Датирование обломочных цирконов методом лазерной абляции показало присутствие широкого спектра возрастов (рис. 3). Для сравнения на графике приведены данных по обломочным цирконам из палеогеновых терригенных отложений укэлаятского флиша [9] и из современных песков реки Амур [12]. Во всех образцах из Охотоморского региона присутствуют единичные зерна архейских цирконов, а зерна с возрастами 2.0-1.8. млрд. лет образуют значительный пик (14-24 %), только в осадках реки Амур этот пик выражен хуже (8%). Раннепротерозойские цирконы, по-видимому, связаны с Сибирским кратоном или с блоками связанными с Сибирью (Авековский, Охотский, Омолонский), для которых известен пик магматической активности около 1.9 млрд. лет (например, [11]). Современные исследования указывают на глобальный эпизод формирования континентальной коры 2.0-1.8 млрд. лет назад, в результате которого сформировался суперконтинент Коламбия [12]. Палеозойские цирконы не присутствуют в значимых количествах. Цирконы мезозойских возрастов (~250-45 млн. лет) встречаются в наиболее значимых количествах (~52-74%). Цирконы древнее 110 млн. лет присутствуют в большом объеме только в отложениях Амура (~47%), а в остальных образцах имеют гораздо меньшее значение (~10-25% возрастов ~250-110 млн. лет). Наиболее значимым является пик, близкий по возрасту известково-щелочному магматизму Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [1] – 106-77 млн. лет (рис. 4). Более молодые цирконы в образцах Западно-Камчатского прогиба единичны (рис. 4) и, по-видимому, связаны с синхронным вулканизмом Кинкильского вулканического пояса [3]. Четкий раннеэоценовый пик проявлен только в песчаниках укэлаятского флиша.

Выводы

1. На основании анализа морфологии цирконов можно сделать следующий вывод: в источниках сноса изучаемой территории преобладают субщелочные (известково-щелочные) гранитоиды при незначительной доле высокоглиноземистых мусковитовых гранитов. Этот вывод согласуется с результатами датирования обломочных цирконов, основным источников которых был Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, где известны значительные объемы известково-щелочных магматических пород, включая контаминированные гранитоиды мантийно-корового происхождения [1].

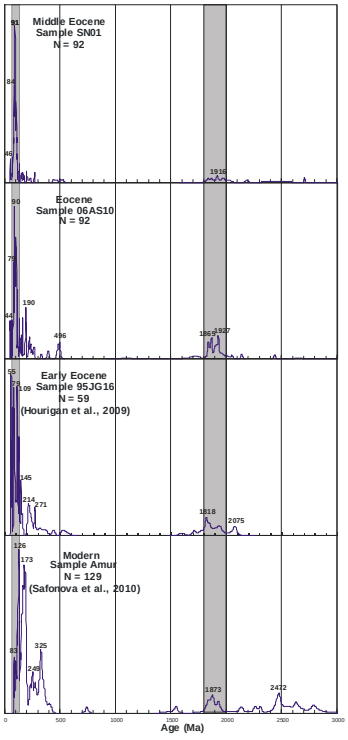


Рис. 3. Распределения возрастов обломочных цирконов в интервале 0-3500 млн. лет.

2. Присутствие в тяжелой фракции рутила, черной шпинели, анатаза, пироксена может свидетельствовать о разрушении пород основного состава, причем преобладание этих минералов свидетельствует о значительном влиянии источника. Так же по присутствию циркона и апатита можно предполагать существование гранитоидов в области размыва. Незначительное количество граната, скорее всего, указывает на присутствие высоко глиноземистых гранитоидов, либо метаморфических пород.

3. Снос терригенного материала происходил с севера и северо-востока. Значительное влияние на систему

осадконакопления в эоцене оказывал размыв Охотско-Чукотского пояса, причем продольный структурный перенос превалировал над сносом поперечным основному простиранию структур. Таким образом, можно предполагать, что речная система Палео-Пенжины существовала уже в эоцене, а, возможно, и в еще более раннее время после формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

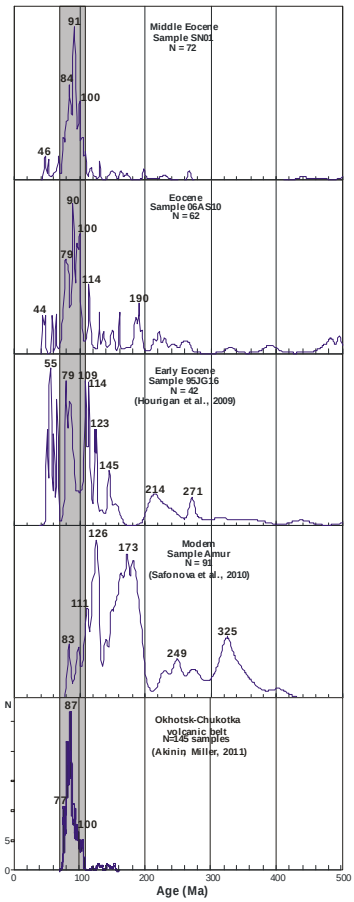


Рис. 4. Распределения возрастов обломочных цирконов в интервале 0-500 млн. лет.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов Президента РФ МД-1053.2010.5 и НШ-7091.2010.5, гранта молодых учёных ГИН РАН (Д.В.Рожкова).

Литература

1. *В.В. Акинин, Э.Л. Миллер* Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология, 2011, в печати.
2. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Часть I. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 734 с.
3. *Ю.Б. Гладенков, А.Е. Шанцер, А.И. Челебаева и др.* Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС. 1997. 367 с.
4. Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный Мир, 2005. 224 с.
5. Карта полезных ископаемых Камчатской области. М-б 1 500 000. Ред. А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока, Б.А. Марковский. Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, Камчатприродресурс. 1999.
6. *А.В. Соловьев* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 577).
7. *А.И. Хисамутдинова, А.В. Соловьев, Ю.В. Кущева* Эоценовые терригенные отложения Западной Камчатки: источники сноса, перспективы нефтегазоносности // Современное состояние наук о Земле. 2011. (данный сборник).
8. *E.A. Belousova, W.L. Griffin, S.Y. O'Reily* Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from Eastern Australian granitoids // Journal of Petrology, 2006, V. 47,№ 2, p. 329–353.
9. *J.K. Hourigan, M.T. Brandon, A.V. Soloviev et al.* Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // American Journal of Science, V. 309, 2009, pp. 333-396.
10. *J.P. Pupin* Zircon and granite petrology // Contribution to Mineralogy and Petrology, 1980, V. 73, p. 207-220.
11. *O.M. Rosen*, Siberian craton – a fragment of a Paleoproterozoic supercontinent // Russian Journal of Earth Sciences, 2002, Vol. 4, p. 103–119.
12. *I. Safonova, S. Maruyama, T. Hirata et al.* LA ICP MS U-Pb ages of detrital zircons from Russia largest rivers: Implications fro major granitoid events in Eurasia and global episodes of supercontinent formation // Journal of Geodynamics, 2010, Vol. 50, p. 134-153.
13. Zircon. Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin // Review in Mineralogy and Geochemistry, 2003. p. 500.

ТЕКТОНИКА БОЛЬШОГО КАВКАЗА: РЕВИЗИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ, НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ СЛЕДСТВИЯ

Сомин М.Л.

Институт физики Земли им. О.Шмидта РАН, Москва.
(somin@ifz.ru)

Большой Кавказ в силу его прекрасной обнаженности, разнообразия геологических формаций, структур и полноты геологической летописи считают природной тектонической лабораторией нашей страны и обстоятельно исследованной областью. Однако в действительности многие важные аспекты геологии этой территории дискуссионны. Это касается как собственно альпийского Б. Кавказа, так и его доальпийского (доюрского) основания. Ревизия традиционных представлений о строении последнего была начата еще в начале 1960-годов, когда было установлено [4], что в осевой полосе Южного склона Большого Кавказа, в Сванетском хребте под трансгрессивным лейасом находится непрерывный разрез морских отложений от девона до триаса. Иначе говоря, в этом Сванетском домене нет проявлений варисцийских тектонических событий. Вместе с тем рядом, в нескольких сотнях метров севернее, за Главным Кавказским разломом, выступают совершенно иные, высокометаморфизованные породы и граниты, перекрытые верхнепалеозойской молассой. Она же севернее, в Передовом хребте, несогласно ложится на вулканогенно-осадочные толщи девона и нижнего карбона. Таким образом, здесь мы видим типичную область варисцийского тектогенеза. Сближенность среднепалеозойских отложений Сванетского домена с гнейсами Главного хребта, а в Передовом хребте залегание слабометаморфизованных отложений девона непосредственно на гнейсах, естественно, приводили к мысли о древнем, вероятно, докембрийском возрасте метаморфических пород Северо-Кавказского домена. Эти метаморфические породы к тому же считались многими авторами примерно одинаковыми по возрасту и происхождению на всем Б.Кавказе. Наши исследования, однако, показали, что гранитно-метаморфическое основание (кристаллиникум) Северо-Кавказского домена очень разнородно, а возраст его совсем не тот, который ему традиционно приписывался. Так, на юго-западе Главного хребта обособляется *Перевальная зона* с линейными тесно сжатыми структурами. Она сложена существенно мафическими энсиматическими низкобарическими метаморфитами и натровыми ортогнейсами лабинского и буульгенского комплексов. В лабинском комплексе Ю.Я. Потапенко найдены среднепалеозойские криноидеи. Этот факт длительное время считали неким курьезом, не имеющим отношения к остальной части кристаллиникума. Но позже нам удалось определить возраст исходных пород уже и буульгенского комплекса- с помощью U-Pb традиционного, SHRIMP-метода и лазерной абляции по цирконам из ортогнейсов и по детритовым цирконам из парагнейсов. Он оказался девон-раннекаменноугольным, а возраст метаморфизма - позднепалеозойским [6,7]. Упомянутые комплексы тектонически сочленены с расположенным севернее кристаллиникумом *Эльбрусской зоны*. Это типично энсиалические гнейс-мигматитовые и гнейс-сланцевые толщи с уровнем метаморфизма до высокотемпературной амфиболитовой фации, замещенные обильными гранитами S-типа. Высокий уровень их метаморфизма, а также ошибочная интерпретация первых результатов изотопного датирования стали основанием для вывода о протерозойском возрасте этих толщ. Однако датирование магматических цирконов из ортогнейсов и ортоамфиболитов и детритовых цирконов из метапелитов (всего 8 проб), а также Rb-Sr изохронное датирование [6,7] однозначно

показали, что возраст исходных пород отвечает интервалу ордовик- девон, а пик регионального метаморфизма по цирконам из мигматитов определен как начало позднего палеозоя, 321-307 Ма [7]. Возраст основной массы S-гранитов находится в этих же возрастных рамках, т. е. метаморфизм и гранитообразование субсинхронны и, очевидно, генетически связаны. Таким образом, комплексы Эльбрусской зоны типично варисцийские. В расположенной севернее *зоне Передового хребта* ниже субплатформенного мезозоя и верхнепалеозойских моласс находится колонна тектонических покровов, подстилаемая девон-нижнекаменноугольной островодужной серией, которая в свою очередь перекрывает кристаллиникум – Блыбский комплекс. В силу такого структурного положения последний считался додевонским фундаментом [1,2] или же инфраструктурой островодужных толщ (глубоко преобразованной нижней частью их разреза). Однако признаков стратиграфических соотношений этих комплексов не удалось обнаружить, а постепенные переходы между ними невозможны, поскольку кристаллиникум – это когерентный комплекс высокобарического, субдукционного типа, тогда как островодужный метаморфизован в условиях зеленосланцевой фации низкого давления. Вдоль контакта комплексов развиты бластомилониты. Датирование по циркону (6 проб) показало, что ортопороды Блыбского комплекса не древнее 400 Ма (начало среднего девона), а их метаморфизм происходил в конце раннего карбона. Из этих данных следует, что Блыбский комплекс и толщи островной дуги в значительной мере одновозрастны, т.е. они тектонически совмещены при горизонтальных перемещениях большой амплитуды. Иначе говоря, островодужный комплекс – это аллохтон, как и лежащие выше офиолиты. Корневую зону этих аллохтонных масс, вероятно, составляет упоминавшийся выше лабинский комплекс, поскольку его верхняя часть литологически очень похожа на девон Передового хребта. Наиболее северный компонент доальпийского основания Большого Кавказа - это *Бечасынская зона*, в которой обнажаются метаморфические толщи бечасынского комплекса, трансгрессивно перекрытые осадками силура и девона. Бечасынский комплекс до последнего времени считался среднерифейским, однако критический анализ приводившихся аргументов и, главное, датирование цирконов из его орто- и парапород показало, что преобладающая часть этого комплекса имеет нижнепалеозойский (кембрий-ордовикский) возраст, а нижняя часть трансгрессивного чехла (урлешская свита) скорее всего относится к верхнему ордовику-нижнему силуру [7].

Таким образом, кристаллиникум Большого Кавказа намного моложе, чем принято считать. Комплексы, входящие в его состав, имеют разную природу - как энсиалическую, так и энсиматическую – и формировались при резко различных термобарических условиях. Взаимопереходы между комплексами отсутствуют. В доверхнепалеозойской структуре Б.Кавказа развиты крупноамплитудные покровы и, вероятно, большие сдвиги. Следовательно, кристаллиникум этой области в целом имеет коллажно-террейновую структуру. Все это свидетельствует об очень большом сокращении литосферы при формировании доальпийской структуры и проявлении в палеозое на территории Большого Кавказа субдукционных процессов.

Иная картина вырисовывается на **альпийском Б.Кавказе.** Генезис его структуры до последнего времени интерпретируется существенно по-разному. В противоположность точке зрения школы В.В.Белоусова [8], которая трактовала эту структуру как совокупность складчатых форм, сформировавшихся под влиянием процессов глубинного диапиризма, адвекционных процессов в чехле или увеличения объема последнего в связи с поступлением в него некоего материала, сторонники мобилизма постулировали ведущую роль горизонтального сжатия и поддвигания Закавказского массива и зоны

Южного склона под область Главного хребта. Крайним выражением такого подхода стали работы [1], декларировавшие существование огромного по амплитуде (более 100 км) позднеальпийского Главного надвига, захватившего комплексы всего Главного Кавказского хребта и более северных зон. Однако обе эти точки зрения противоречат геологическим данным. Одним из главных упущений школы В.В. Белоусова было игнорирование того факта, что в структуры горизонтального сжатия на Б.Кавказе вовлечены не только толщи чехла, но и фундамента [5]. Следовательно, деформации чехла совсем не автономны. Деформировалась кора в целом: и фундамент, и чехол испытывали общие тангенциальные нагрузки. А если бы происходила какая-то значительная миграция вещества из глубинных горизонтов в чехол, то это должно было как-то отразиться на составе пород фундамента, чего мы не видим. Вовлечение фундамента в совместные с чехлом деформации горизонтального сжатия имеет значительный масштаб. Формы такого вовлечения, зависящие от ряда факторов (в значительной мере от состава и текстуры фундамента, степени его гомогенности и др.), были рассмотрены в ряде публикаций [5,7]. Из наших данных следует, что рельеф поверхности фундамента в пределах зоны альпийской складчатости тектонически сильно расчленен, имеет фестончато-гребневидную форму с вертикальной амплитудой структур свыше 5 км. При этом выступы фундамента обычно имеют субвертикальное положение. Сложность деформаций чехла в существенной степени зависит от близости фундамента. В кровле его выступов эти деформации минимальны, а между выступами чехол предельно сжат. Эти данные (относящиеся к северной части зоны Южного склона и прилежащей части Главного хребта), во–первых, однозначно указывают на отсутствие регионального срыва в основании чехла, во-вторых, на решающий вклад общего сжатия в формирование альпийской структуры Б.Кавказа и, в третьих, на отсутствие субдукции южных зон под зону Главного хребта. Что касается так называемого Главного Кавказского надвига, то можно утверждать, что он не существует. Среди многих доказательств этого тезиса самые главные - присутствие у границы с фундаментом в области «надвига» базальных слоев чехла и тесная приуроченность к зоне «надвига» корово-мантийных интрузивов среднеюрского возраста, местами его залечивающих. Наши данные, таким образом, показывают, что фиксистские модели не объясняют происхождения альпийской складчатости, а ультранаппистская модель также противоречит многим фактам. Как же могла сформироваться альпийская складчатость? Гипотетический сценарий этого процесса должен учитывать не только вовлечение в складкообразование фундамента, но и отсутствие существенного роста рельефа непосредственно после складчатости. Эволюция началась в начале юры с растяжения коры в рифтовом бассейне, с создания зоны утоненной, сильно ослабленной коры, которая легко среагировала на импульс коллизионного сжатия перед поздней юрой. Быстрое сжатие могло привести к быстрому же фазовому переходу в нижней части относительно холодного глубокого «киля» нижней коры, в составе которого могли присутствовать габброиды, трансформировавшиеся в эклогиты. Современные данные показывают, что эклогитообразование может происходить очень быстро, в период менее 1 млн. лет, что вполне соответствует скорости деформаций. Сверхплотный эклогитовый «корень», дополняющий эффект изостазии, затягивает вниз коровый материал, препятствуя росту рельефа на поверхности. Отрыв плотного «корня», его погружение в астеносферу и удаление астеносферными течениями (известная модель деламинации) приводит к росту рельефа и тектонической инверсии. Вместе с тем геологические данные указывают на относительно небольшую величину горизонтального сокращения коры Большого Кавказа. Предлагаемая в последнее время трактовка этой области как сооружения

аккреционного типа представляется сомнительной. Действительно, мезозойские комплексы Б.Кавказа сохранили признаки взаимопереходов, хотя и сильно затушеванных последующими деформациями. Так, показано [3], что стратиграфические подразделения нижней-средней юры трассируются через весь Большой Кавказ. Подчеркнем также, что здесь среди мезозойских разрезов нет никаких экзотических террейнов и нет ни одного выхода серпентинита. Ни в мезозойской, ни в современной структуре Большого Кавказа мы не видим свидетельств субдукции. Геофизические данные на этот счет весьма неоднозначны. А без субдукции настоящая аккреция невозможна. С этой особенностью альпийского Большого Кавказа – ограниченностью сокращения и отсутствием субдукции – очевидно, связана и другая особенность этого региона – отсутствие альпийского регионального метаморфизма и почти полное отсутствие собственно альпийских гранитоидов. Поэтому, как кажется, выявляется прямая зависимость между величиной сокращения и проявлением такой эндогенной активности. Это становится особенно очевидным, если мы сравним альпийский Большой Кавказ с доальпийским, а также с альпийскими покровно-складчатыми системами Альп, Карпат, Эллинид, Камчатки или Кубы, в осевых зонах которых широко проявился молодой интенсивный региональный метаморфизм и субсинхронное гранитообразование. Альпийский же Большой Кавказ в этом отношении аналогичен Верхоянской складчатой системе, Пиренеям или Загросу, где нет признаков ни субдукции, ни большого сокращения. Присутствие молодых осевых метаморфических зон, таким образом, является признаком, указывающим на определенный стиль структуры складчатого сооружения и специфику его эволюции.

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ, грант 10-05-00036-а.

Литература

1. *Баранов Г.И., Белов А.А., Дотдуев С.И.* Большой Кавказ // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.:Наука. 1990. С.196-214.
2. *Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д .М.* Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Большого Кавказа // М.: Научный мир. 2005. 458 с.
3. *Ломизе. М.Г., Панов Д.И.* Ранняя и средняя юра Большого Кавказа (стратиграфия и тектоника, вулканизм и геодинамическая эволюция) // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС. 2007. С.39-110.
4. *Славин В.И., Сомин М.Л., Моргунов Ю.Г.* Доюрские отложения Сванетии // Геология Центрального и Западного Кавказа. Гостоптехиздат. 1962. С.315-335.
5. *Сомин М.Л.* О структуре осевых зон Центрального Кавказа // Докл. РАН, 2000. Т.375. №5. С.662-665.
6. *Сомин М.Л.* Главные черты строения доальпийского основания Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС. 2007. С.15-38.
7. *Сомин М.Л.* Структурная позиция и геодинамические условия формирования метаморфических комплексов Большого Кавказа и Кубы // Диссертация в форме научного доклада. М.: ИФЗ РАН. 2007. 56 с.
8. *Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А.* Складчатость Большого Кавказа // М.: Наука. 1993. 192 с.

ОЦЕНКА ЖЕСТКОСТИ РАЗЛОМНЫХЗОН ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Спивак А.А.

Учреждение Российской академии наук Институт динамики геосфер РАН, г.Москва, (spivak@idg.chph.ras.ru)

Характер и режимы геодинамических процессов, протекающих в земной коре, во многом определяются тектоникой исследуемого участка, а также свойствами нарушений сплошности среды, которые представлены разломами и трещинами разного масштабного уровня.

Среди параметров, характеризующих разломные зоны земной коры как механические системы, особо следует выделить механическую жесткость, величина которой определяет не только степень локализации деформаций в земной коре при внешних воздействиях естественного и техногенного происхождения, но также – закономерности преобразования вещества-заполнителя разломных зон. Жесткость различных участков разломных зон в известной мере отражает их современную активность, особенности внутреннего строения, отклик земной коры на внешние возмущения естественного и техногенного происхождения, а также интенсивность межгеосферных взаимодействий на границе земная кора-атмосфера [5,8,9,10].

Величина жесткости определяется двумя параметрами: коэффициентами нормальной k_n и сдвиговой k_s жесткости, причем

$$k_n = \frac{d\sigma_n}{dw_n} \quad \text{и} \quad k_s = \frac{d\tau}{dw_s},$$

где σ_n и τ - соответственно нормальные и сдвиговые эффективные напряжения, действующие на берегах тектонического нарушения; w_n и w_s - соответственно относительное нормальное и сдвиговое перемещение берегов.

В отличие то других параметров, характеризующих разрывные нарушения земной коры, величины k_n и k_s достаточно достоверно оцениваются на основе анализа нелинейных эффектов при распространении сейсмических волн через разломы [1,4,7], что делает жесткость удобным параметром при описании изменений внутренней структуры и закономерностей деформирования разломов и, более того, временных вариаций указанных характеристик. Легко показать, что распространение сейсмических волн через структурное нарушение, заполненное более слабым по сравнению с окружающей средой материалом, характеризуется практически скачкообразным уменьшением амплитуды сигнала (результаты наблюдений это хорошо подтверждают [2,3,6]). При этом для оценок допустимо пользоваться зависимостями [4]:

$$k_n = \frac{\rho C_p}{T_p\sqrt{K_0^2 - 1}}; \; k_n = \frac{\rho C_s}{T_s\sqrt{K_0^2 - 1}},$$

где ρ, C_p и C_s – соответственно плотность среды, скорость распространения продольных и поперечных волн; T_p и T_s – периоды соответствующих волн; K_0 – отношение максимальных амплитуд скоростей смещения в сейсмической волне до и после нарушения.

Следует отметить, что использованный в настоящей работе сейсмический метод оценки жесткости разломных зон хорошо зарекомендовал себя при определении коэффициента нормальной жесткости k_n. Сложности с определением коэффициента сдвиговой жесткости k_s связаны с тем, что в известных случаях амплитуда поперечной сейсмической волны не уменьшается, а напротив – имеет тенденцию к увеличению при распространении через разломную зону. Это явление хорошо известно [2] и связано с частичным сбросом запасенной в среде тектонической энергии, когда сейсмическое воздействие выступает в роли триггера

дополнительных дифференциальных подвижек берегов разлома.

Результаты анализа полученных в настоящей работе экспериментальных данных представлены на рис.1 соответственно в виде коэффициентов нормальной k_n и сдвиговой k_s жесткости тектонических структур разной протяженности. Полученные зависимости с достаточной для практических оценок точностью описываются соотношениями

$$k_n = \frac{3}{L^{-0,55}} \text{ МПа/мм},$$

$$k_s = \frac{0,35}{L^{-0,35}} \text{ МПа/мм},$$

(1)

где L – протяженность разломной зоны в км.

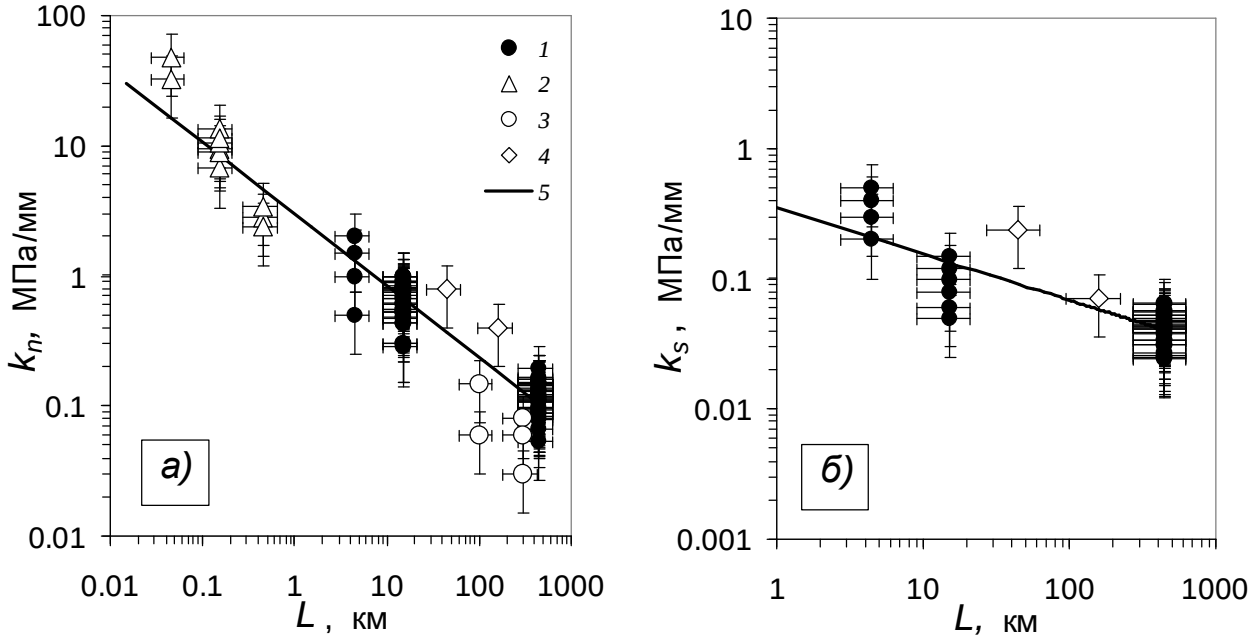


Рис.1. Коэффициент нормальной (*а*) и сдвиговой (*б*) жесткости разломных зон в зависимости от их протяженности L;
Тектонические структуры: *1* - Московской синеклизы [7], *2* – горного массива Дегелен [1,4], *3* – территории Семипалатинского испытательного полигона [2,3], *4* – Воронежского кристаллического массива [6];
5 - расчет по формулам (1);
вертикальные черточки – среднеквадратические отклонения; горизонтальные - интервал неопределенности установления протяженности разломных зон

Анализ данных свидетельствует, в частности, об изменениях коэффициентов жесткости разломных зон со временем. Причем, эти изменения носят периодический характер. Именно наличием временных вариаций можно объяснить достаточно большой разброс полученных значений коэффициентов жесткости на рис.1.

Величины параметров жесткости k_n и k_s для наиболее детально исследованной Нелидово-Рязанской тектонической структуры представлены на рис.2 и рис.3 со временем [7,8]. Приведенные данные демонстрируют хорошо выраженные временные вариации жесткости разломных зон. Причем, основные периоды вариаций жесткости составляют около 13-15 сут, 27-32 сут и около 1 года.

Также как и в случае геофизических полей [8] двухнедельные и околомесячные вариации жесткости разломных зон, по всей видимости, связаны с соответствующими вариациями приливной силы. В данном случае представляется естественным предполагать, что вызываемое приливной деформацией преобразование вещества разломных зон приводит также к изменениям механических характеристик разломов, в частности, тех, которые определяют их жесткость.

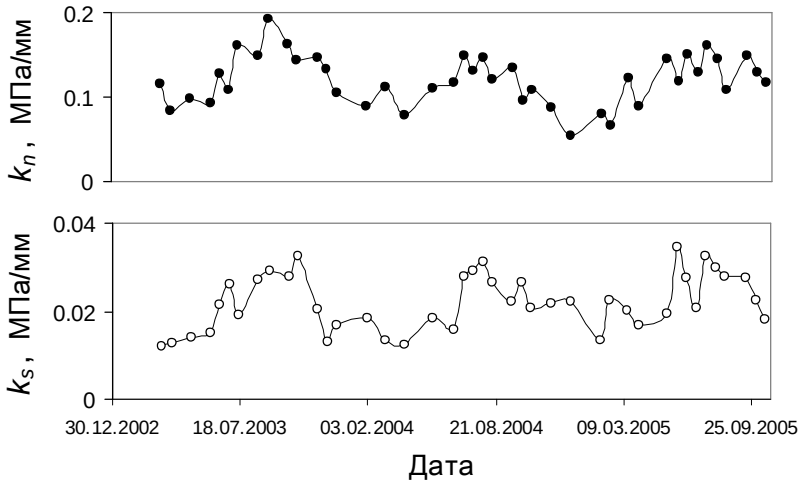


Рис.2. Временные вариации коэффициентов жесткости k_n и k_s Приокского участка Нелидово-Рязанской тектонической структуры

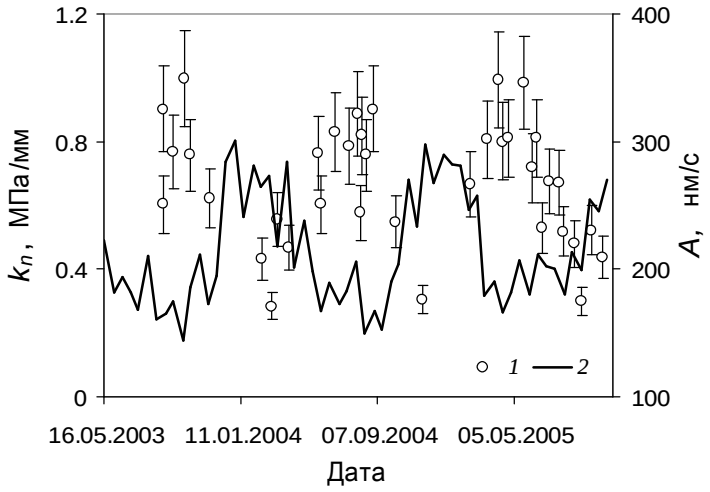


Рис.3. Временные вариации коэффициента нормальной жесткости (*1*) разрывных нарушений II порядка относительно Нелидово-Рязанской тектонической структуры и среднеквадратической амплитуды микросейсмического фона A (*2*)

Причина сезонных вариаций жесткости в настоящее время остается неясной. Это может быть связано как с длиннопериодными волнами деформации земной коры, так и с влиянием на вещество разломных зон микросейсмического поля, среднеквадратическая амплитуда которого характеризуется годовой периодичностью. Здесь следует отметить значимую корреляцию между коэффициентами жесткости тектонических структур с

амплитудными вариациями длиннопериодной составляющей микросейсмического фона [7].

Таким образом, результаты исследований свидетельствуют о том, что тектонические нарушения земной коры не статичны и представляют собой динамические системы, что проявляется, в частности, в изменчивости их жесткости со временем. Величина жесткости разломных зон характеризуются достаточно сильной временной изменчивостью периодического характера (периоды 13-15 сут, 27-32 сут и около 1 года). Причем, коэффициенты как нормальной k_n, так и сдвиговой k_s жесткости разломных зон разного ранга могут изменяться соответственно в 1,3 (двухнедельные вариации), 1,5 (месячные вариации) и 2,5 раза (годовые вариации). Это означает, что при оценках геодинамической активности локальных участков земной коры, содержащих тектонические структуры, необходимо учитывать не только абсолютные значения, но также временные вариации механических параметров присутствующих разломных зон.

Литература

1. Адушкин В.В., Спивак А.А., Спунгин В.Г., Каазик П.Б. Оценка характеристик структурных нарушений на основе сейсмопрофилирования. М.: ИФЗ РАН, 1991. 86 с.
2. Адушкин В.В., Спивак А.А., Куликов В.И. Влияние структурно-тектонического строения геофизической среды на сейсмические эффекты подземного ядерного взрыва// Физика Земли. 1993. 312. С.54-64.
3. Адушкин В.В., Спивак А.А. Подземные взрывы. М.: Наука, 2007. 579 с.
4. Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: Академкнига, 2003. 423 с.
5. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.
6. Спивак А.А., Спунгин В.Г., Бугаев Е.Г., Горбунова Э.М. Диагностика тектонических структур территории Ново-Воронежской АЭС на основе анализа микросейсмических колебаний// Геоэкология 1999. №3. С.268-276.
7. Спивак А.А. Жесткость тектонических структур Центральной части Восточно-Европейской платформы // Докл. РАН. 2006. Т.410. №1. С.109-112.
8. Спивак А.А. Особенности геофизических полей в разломных зонах// Физика Земли. 2010. №4.
9. Collettini C., Niemeijer A., Viti C., Marone Ch. Fault zone fabric and fault weakness// Nature. 2009. Vol.462. P.907-911.
10. Wibberly A.J., Yielding G., Di Toro G. Recent advance in the understanding of fault zone internal structure: a review// The internal structure of fault zones: implications for mecganical and fluid-flow properties. Geological Society: London. 2008. Vol.299. P.5-33.

НИЗКО-TI ТОЛЕИТЫ MORB-ТИПА КАК ИНДИКАТОР РАССЕЯННОГО СПРЕДИНГА НЕОАРХЕЙСКОЙ КОРЫ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ В СРЕДНЕМ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ

Степанова А.В.[а], **Самсонов А.В.**[б], **Шаповалов Ю.Б.**[в], **Степанов В.С.**[а]

[а] *Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия (stepanov@krc.karelia.ru)*
[б] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*
[в] *Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия*

Палеопротерозой в восточной части Фенноскандинавского щита характеризуется широким проявлением разновременных эпизодов внутриплитной магматической активности, связанных с подъемом глубинных мантийных плюмов [1,2,3]

Среди Fe-Ti базальтов ятулийско-людиковийского возраста (2.3-1.97 млрд. лет), которые в целом являются геохимическими аналогами фанерозойских континентальных платобазальтов, выделяется группа низкотитанистых толеитовых основных вулканитов и даек, которые по минеральному составу и петрогеохимическим характеристикам контрастно отличаются от обогащенных Fe-Ti базальтов и пикритов, но близки к базальтам MORB-типа. Низкотитанистые толеиты с такими геохимическими характеристиками известны в вулканогенно-осадочных разрезах ятулия (2.3-2.1 млрд. лет) в нескольких пространственно разобщенных структурах. Во-первых, это подушечные лавы с возрастом 2.1 млрд. лет, близкими к N-MORB геохимическими характеристиками и величиной εNd_{2100}=+2.6, которые залегают среди карбонатных и черносланцевых отложений в составе мафического комплекса Тохмаярви в Финляндии [4]. Во-вторых, вулканиты или силлы основного состава с близкими к MORB геохимическими характеристиками, которые установлены среди карбонатных пород онежского горизонта ятулия в западном борту Онежской структуры (Иваников и др., 2008). Наши исследования показали, что петрогеохимческие аналоги этих вулканитов, низкотитанистые толеитовые мафические дайки представлены в разных террейнах Карельской провинции, а также установлены в Беломорской провинции [5].

По геологическим данным дайки низкотитанистых толеитов, также как и их вулканические аналоги, имеют палеопротерозойский, возможно, ятулийский (2.3-2.1 млрд. лет) возраст. Они секут неоархейские (2.72 млрд. лет) гранитоиды и раннепалеопротерозойские (2.5-2.4 млрд. лет) дайковые комплексы.

Дайки, достоверно относимые к этой геохимической группе, выделены на сегодня в разных по возрасту и составу архейских террейнах Карельской провинции. Изученные дайки варьируют по мощности от первых сантиметров до 100 м с прослеженной протяженностью до 2 км. Границы тел прямолинейные, субвертикальные, апофизы немногочисленны, для крупных тел не описаны. В северной части Центрально-Карельского террейна дайки толеитов формируют тела субширотного – северо-западного (290°) простирания, в восточной и южной частях Карельской провинции простирание толеитовых даек северо-западное 320-340°. В отдельных случаях внутри мощных дайковых тел устанавливаются текстуры типа «дайка в дайке» или «полудайки», которые маркируют внедрение расплавов в обстановке растяжения.

Условия метаморфических преобразований в дайках низкотитанистых толеитов обычно не превышают зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фации – пироксены амфиболизированы, плагиоклаз соссюритизирован и сохраняется лишь местами, рудные минералы замещены лейкоксеном. Первичные магматические

текстурные особенности и реликтовые офитовые и пойкилоофитовые структуры сохраняются во всех изученных телах низкотитанистых толеитов.

Часть даек сохранила первичную минералогию и затронута наложенными метаморфическими процессами лишь по дискретным зонам. Первичные магматические минералы представлены в них плагиоклазом (An_{72-45}), клинопироксеном (авгит + пижонит), оливином (Fo_{57-40},не более 5%), магнетитом и ильменитом. В отличие от клинопироксенов и плагиоклаза, которые представлены в дайках повсеместно, оливин установлен лишь в долеритах центральных частей тел, а в зонах закалки отсутствует.

Зоны закалки и краевые части тел обычно сложены тонкозернистыми афировыми долеритами, но иногда содержат гломеропорфировые срастания плагиоклаза и клинопироксена размером до 3 мм и редкие зональные вкрапленники плагиоклаза. В крупных телах зоны закалки сложены тонкозернистыми клинопироксен-плагиоклазовыми долеритами пойкилоофитовой структуры, при этом клинопироксены (около 60%) существенно преобладают над плагиоклазом (около 40%).

В центральных частях тел установлены оливинсодержащие долериты офитовой и габброофитовой структуры. Количество плагиоклаза в них достигает 50%. В клинопироксенах здесь установлены процессы распада с выделением пластинок низкокальциевого пироксена в авгите и высококальциевого в пижоните. Взаимные прорастания и включения одного пироксена в другом позволяют предполагать их близкую к одновременной и довольно продолжительную кристаллизацию.

Остаточные порции расплава, обогащенные флюидом кристаллизовались в виде габбро-пегматита состава $Hbl+An_{30-40}+Ilm+Mgt\pm Qu$. В целом вариации составов и содержаний минералов от мелкозернистых долеритов центральной части тела к средне-мелкозернистой центральной части тела и шлирам габбро-пегматита отражает процессы внутрикамерной кристаллизации с обогащением остаточных жидкостей летучими компонентами.

По петрогеохимическим характеристикам дайки, отобранные из разных участков, образуют компактную группу с близкими уровнями содержаний и общей направленностью вариаций петрогенных, редких и редкоземельных элементов. С уменьшением магнезиальности (Mg# от 0.56 до 0.47 при MgO от 8.0 до 6.7 мас.%) в дайках наблюдается закономерный рост содержаний Ti, Fe, P, Sr, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, Y и всех РЗЭ, снижение концентраций Si, Ca, Cr, Ni и Co и незакономерные вариации содержаний Al_2O_3 (от 16.5 до 13.6 мас.%). Крайним членом этих трендов являются габбро-пегматиты, в которых снижение магнезиальности до Mg# = 0.37 при MgO = 5.3 мас.% сопровождается резким (в 1.5-2 раза) увеличением концентраций TiO_2 (до 1,83 мас.%) и Fe_2O_3 (до 18,7 мас.%) и большинства несовместимых элементов.

Характерной особенностью изученных даек толеитов является субхондритовый характер распределения лантаноидов ($(La/Sm)_N$ от 0.89 до 1.8, $(Gd/Yb)_N$ от 1.04 до 1.24, Eu/Eu* = 0.97-1.02). На мультиэлементных диаграммах в дайках фиксируются устойчиво выраженные положительные аномалии Nb, Ti и Sr (Nb/Nb*=1.36-1.47, Ti/Ti* =1.18-1.26, Sr/Sr*=1.3-1.62), Zr часто дает отчетливые отрицательные аномалии (Zr/Zr* от 0.59 до 1.1).

Наблюдаемые вариации составов изученных даек могут быть связаны с дифференциацией расплавов in situ, в ходе которой главным ликсидусным минералом был клинопироксен при резко подчиненной роли плагиоклаза. Этой дифференциации, вероятно, предшествовала интенсивная фракционная кристаллизация первичных для даек мантийных магм, о чем свидетельствуют низкая магнезиальность (Mg# 0.50-0.56) и низкие содержания Cr (100-200 мкг/г) и Ni (60-120 мкг/г) в базитах зон закалок.

Данные о распределении редких и высокозарядных элементов которые являются несовместимыми в процессах

дифференциации базальтовых расплавов, во-первых, позволяют говорить о том, что первичные для изученных толеитов расплавы формировались в равновесии с безгранатовым реститом, т.е. на глубинах менее 80 км. Во-вторых, геохимические особенности указывают на формирование материнских толеитовых магм из астеносферного мантийного источника с минимальным вкладом в их генезис коровой компоненты или субдукционно метасоматизированной литосферной мантии.

По всем петрогеохимическим характеристикам и особенностям петрогенезиса наиболее близкими аналогами изученных толеитовых даек являются базальты MORB-типа. Наблюдаемый ряд отличий изученных даек от базальтов MORB-типа находит свое объяснение в различиях условий зарождения их материнских расплавов. Действительно, в отличие от MORB, которые формируются под маломощной океанической литосферой, т.е. на небольших глубинах, в равновесии с оливин-плагиоклазовым кумулусом, изученные толеиты формировались при растяжении и разрыве более мощной континентальной литосферы. В этой ситуации фракционирование исходных магм, происходило, по-видимому, на больших глубинах, и их главной кумулусной фазой в области был клинопироксен.

Таким образом, геохимические характеристики изученных даек низкотитанистых толеитов позволяют предполагать, что исходные расплавы были сформированы при плавлении астеносферного источника в поле стабильности шпинели и последующей дифференциации при давлениях 8-12 кб в области устойчивости клинопироксена на ликвидусе базальтовых расплавов.

Наиболее реалистичной моделью генерации этих базитовых расплавов представляется декомпрессионное плавление в малоглубинных условиях на фоне общего растяжения и, возможно, резкого уменьшения мощности литосферы. Широкое распространение палеопротерозойских пород этого геохимического типа в восточной части Фенноскандинавского щита позволяет предполагать существование условий растяжения т.н. «рассеянного спрединга» в интервале времени 2.3-2.1 млрд. лет.

Геодинамическая причина этого тектонического события для рассматриваемой территории остается неясной. Для аналогичных по геохимическим характеристикам даек среднего палеопротерозоя северо-востока провинции Сьюпириор, датированных в интервале возрастов 2.21-2.16 млрд. лет, в качестве причины малоглубинного декомпрессионного плавления астеносферной мантии была предложена модель деламинации литосферного корня [6]. Такая модель, однако, сложно применима для среднепалеопротерозойских даек Карельской провинции. Здесь U-Pb геохронологические данные по глубинным ксенокристам цирконов из разновозрастных (2.0, 0.6 и 0.38 млрд. лет) кимберлитов, лампроитов и щелочных базальтов, свидетельствуют о том, что основной объем нижней коры и литосферной мантии Карельской и Беломорской провинций был сформирован около 2.4 млрд. лет и сохранился до фанерозоя [7,8,9,10]. Альтернативные геодинамические модели для объяснения причин декомпрессионного плавления мантии в среднем палеопротерозое могут быть связаны с «удаленным воздействием» мантийных плюмов, которые обеспечивали формирование внутриплитных базальтов Центрально-Лапландского зеленокаменного пояса около 2.2 млрд. лет назад [2] и которые предваряли раскол архейского континента Кенория в период 2.1-2.0 млрд. лет [11].

Работы поддержаны ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России», № 02.740.11.0021

Литература

1. *Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W., Haase K.M., Kroner A., Kulikov V.S., Kulikova V.V.,*

Garbe-Schonberg C.-D., Nemchin A.A. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield. // Contrib. Mineral. Petrol., 1998. 130 p.134-153

2. *Weihed P., Arndt N., Billstrom K., et al.* Precambrian geodynamics and ore formation: The Fennoscandian Shield // Ore Geology Reviews 27 (2005) 273–322
3. *Малашин М.В., Голубев А.И., Иваников В.В., Филиппов Н.Б.* Геохимия и петрология мафических вулканических комплексов нижнего протерозоя Карелии. I. Ятулийский трапповый комплекс. //Вестник СПбГУ, Сер.7.2003, вып.1 (№7) с.3-32
4. *Nykanen V.M., Vuollo J.I., Liipo J.P., Piiranen T.A.* Transitional (2.1Ga) Fe-tholeiitic magmatism in the Fennoscandian Shield signifying lithostheric thinning during Paleoproterozoic extenzional tectonics. // Precambrian Research, 1994, v.70, c.45-65
5. *Stepanova, A., Stepanov V* Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield //PrecambrianResearch 2010, v. 183, p. 602–616
6. *Maurice C., David J., O'Neil J., Francis D.* Age and tectonic implications of Paleoproterozoic mafic dyke swarms for the origin of 2.2 Ga enriched lithosphere beneath the Ungava Peninsula, Canada // Precambrian Research 174 (2009) 163–180
7. *Holtta P., Huhma H., Manttari I., Peltonen P., Juhanoja J.* Petrology and geochemistry of mafic granulite xenoliths from the Lahtojoki kimberlite pipe, eastern Finland. Lithos, v. 51, 2000, p. 109–133
8. *Downes H., peltonen P., Manttary I., Sharkov E.V.* Proterozoic zircon ages from lower crustal granulite xenoliths, Kola Peninsula, Russia: evidence for crustal growth and reworking Journal of the Geological Society, London, Vol. 159, 2002, pp. 485–488.
9. *Downes H., Markwick A. J. W., Kempton P. D., Thirlwall M.F.* The lower crust beneath cratonic north-east Europe: isotopic constraints from garnet granulite xenoliths Terra Nova, 13, 395-400, 2001
10. *Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Сальникова Е.Б. и др.*. Изотопная геохимия и геохронология палеопротерозойских метакимберлитов Кимозерского проявления (Центральная Карелия) // Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопные системы и время геологических процессов». 2009. Санкт-Петербург: ИГГД РАН. Т. II. С. 158-161
11. *Lahtinen, R., Korja, A., Nironen, M.* Paleoproterozoic tectonic evolution. *In* M. Lehtinen, P.A. Nurmi & O.T. Rämö (eds.): Precambrian geology of Finland – key to the evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier Science, B.V., Amsterdam, 2005,p. 481–532.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ: ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Стогний Г.А., Стогний В.В.

Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия
(stogny@newmail.ru)

В структуре литосферы Северо-Востока России по результатам интерпретации геолого-геофизических материалов выделены четыре региональные плотностные неоднородности: Ленский и Якутский литосферные корни, Алданская область разуплотнения и Верхоянская верхнемантийная астенолинза [12, 13]. Алданской области разуплотнения и Верхоянской верхнемантийной астенолинзе в плане соответствуют Алдано-Становая и Верхояно-Черская (название согласно В.А. Амузинскому и Г.С. Иванову [1]) золотоносные провинции, что позволяет Алданскую область разуплотнения и Верхоянскую верхнемантийную астенолинзу идентифицировать как региональные золотоконтролирующие геодинамические системы.

Понятие **рудоконтролирующая геодинамическая система** вводится для надрегиональных плотностных неоднородностей литосферы (крупный сегмент кратона, область разуплотнения, астенолинза и т.д.), которые контролируют металлогеническую провинцию либо субпровинцию. Понятия рудоконтролирующих систем, в их числе [14]: рудообразующая, рудопитающая, магматогенно-рудная, рудно-магматическая саморазвивающаяся, рудно-метасоматическая, флюидно-магматическая и др. широко применяются в практике прогнозно-металлогенических исследований. Ввиду многофакторности формирования металлогенических закономерностей, а также учитывая разноранговость минерагенических таксонов, включающих металлогеническую провинцию, металлогеническую субпровинцию, металлогеническую область, металлогеническую зону, рудный и рудно-россыпной район, рудное поле, можно предположить, что для минерагенических таксонов различного ранга определяющими будет та или иная рудоконтролирующая система (или определенная их совокупность). В связи с этим необходимо совершенствование методической базы путем дальнейшего развития понятия рудоконтролирующих систем. В этом плане нам представляется перспективным понятие «рудогеодинамическая система», применение которого, по нашему мнению, будет наиболее продуктивно на стадии региональных исследований при выделении и обосновании минерагенических таксонов типа металлогеническая провинция либо металлогеническая субпровинция.

Рудоконтролирующая геодинамическая (рудогеодинамическая) система – это надрегиональный элемент литосферы (литосферный корень, плюм, астенолинза, область деструкции и т.д.), сформированный в определённой геодинамической обстановке и обладающий свойственными ей металлогеническими и геолого-геофизическими характеристиками, которые могут быть использованы в качестве региональных прогнозно-поисковых критериев. Понятие рудоконтролирующая геодинамическая система учитывает глубинный фактор образования месторождений полезных ископаемых.

Согласно традиционным представлениям, одними из наиболее перспективных в отношении золотоносности являются раннедокембрийские щиты. В этой связи рассмотрен потенциал раннедокембрийских щитов Северной Евразии – Балтийского, Украинского, Анабарского и Алдано-Станового на золото исходя из особенностей строения литосферы. Алдано-

Становой щит в отличие от Анабарского, Балтийского и Украинского кристаллических щитов Северной Евразии – регион крупнейших месторождений золота. Золотоносность Балтийского щита известна довольно давно. Так, на Воицком руднике, открытом 270 лет назад, было добыто 74 кг золота. В настоящее время в пределах Карело-Кольского региона Балтийского щита, прогнозные ресурсы которого на золото оцениваются в 836 т (из них 54% по категории P_3), известны многочисленные рудопроявления, однако в целом данный регион практически не содержит экономически значимой золотой минерализации [8].

На Украинском щите, несмотря на активные поисковые работы, месторождения золота пока не выявлены, хотя и известны многочисленные рудопроявления, в том числе комплексные уран-золоторудные [15].

На Анабарском щите, в контурах которого А.А. Кузнецов [7] выделяет потенциальную уран-золото-медно-никеле-графито-железорудную провинцию, известны рудопроявления малосульфидно-золото-кварцевой и золото-кварцевой формаций с прогнозными ресурсами (P_2) 20 т. Экономически значимого золотого оруденения в его пределах не выявлено.

Краткий обзор золотоносности раннедокембрийских щитов Северной Евразии позволяет сформулировать по крайней мере два вопроса: 1) является ли принадлежность территории к раннедокембрийскому щиту достаточным условием его золотоносности; 2) в чем заключается уникальность Алдано-Становой золотоносной провинции. С этих позиций рассмотрим основные характеристики раннедокембрийских щитов Северной Евразии.

Мощность литосферы Анабарского и Украинского кристаллических щитов находится в пределах 180-200 км [9, 10], Балтийского – 140-220 км [4], а Алдано-Станового – 100-150 км. Уровень низкочастотной составляющей гравитационного поля щитов Северной Евразии изменяется в пределах: Анабарского – от +40 до -10; Балтийского – от +20 до -40; Украинского – от +20 до -20; Алдано-Станового - от -20 до -110 мГал. Отметим, что Алдано-Становой щит имеет наименьшую мощность литосферы и находится в контурах крупного регионального гравитационного минимума (Алданского), интерпретируемого как область разуплотнения литосферы.

Появлению промышленных рудных месторождений золота Алдано-Станового щита с нашей точки зрения способствовали мезозойские геодинамические процессы на активной юго-восточной окраине Сибирской платформы, а именно коллизия Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов. В результате коллизии была сформирована Алданская область разуплотнения литосферы с одновременной редукцией нижних горизонтов последней до 80-120 км, приведшей к усилению роли рудоносных растворов и к перераспределению золота архейских и протерозойских базит-ультрабазитовых комплексов.

На источник золота Верхояно-Черской металлогенической провинции имеется две основные точки зрения: золото связано с мезозойскими массивами гранитоидов либо источником золота являются осадочные отложения верхоянского комплекса [2, 3, 5, 6 и др.]. Среднее содержание золота в каменноугольно-раннепермских отложениях повышено в 2-4 раза по сравнению с региональным кларком, поэтому предполагается, что большинство рудопроявлений золота сформировано за счёт его перераспределения при метаморфизме осадочных пород [5]. Г.Н. Гамянин [3] выделил три формы связи золотого оруденения Верхояно-Черской металлогенической провинции с магматизмом: 1) генетическая с гранитоидами малых глубин, характерная для золото-редкометалльного оруденения; 2) парагенетическая с гранитоидами умеренных глубин, характерная для золото-кварцевого малосульфидного оруденения; 3) отдалённо-парагенетическая с рудно-магмогенерирующим очагом

нижнекорового уровня, характерная для золото-серебрянного оруденения.

Мы подошли к этому вопросу с учётом особенностей глубинного строения данного региона и полагаем, что Верхоянская литосферная астенолинза служила генератором флюидов, которые играли решающую роль как в транспортировке золота из нижней части земной коры, так и в перераспределении его в верхоянском терригенном комплексе. Кроме того, источником золота являлись базит-ультрабазитовые раннедокембрийские комплексы кристаллического фундамента, при диафторезе которых происходила мобилизация золота и дальнейшая его транспортировка кремнекислотными флюидами в осадочный чехол. С Верхоянской астенолинзой также связана активизация гранитогнейсовых куполов кристаллического фундамента, являющихся открытыми рудно-магматическими системами. В связи с этим актуален вопрос роли межблоковых разломов и гранитогнейсовых куполов кристаллического фундамента Верхояно-Колымской орогенной области как структур, наиболее проницаемых для флюидов и магм и контролирующих золотое оруденение.

Для Алдано-Становой золотоносной провинции характерна связь золота с платиной, поэтому нами [11] было предложено название Алдано-Становая золото-платинометальная провинция. Золотое оруденение Верхояно-Черской провинций совмещено с сурьмой (Адыча-Тарынская золото-сурмяная зона), оловом (Иньяли-Дебинский синклинорий), серебром и полиметаллами (Южно-Верхоянский синклинорий, Аркачанский рудный район), редкоземельными элементами, мышьяком. Такая геохимическая специализация Алдано-Становой и Верхояно-Черской золоторудных провинций, по нашему мнению, определяется прежде всего условиями формирования надрегиональных рудоконтролирующих геодинамических систем – Алданской и Верхоянской. Алданская – это область мезозойской деструкции литосферы юго-восточной окраины Сибирской платформы в процессе коллизии Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов (тектонофизический тип); Верхоянская – верхнемантийная астенолинза (флюидно-магматический тип). В первом случае в условиях разуплотнения земной коры в условиях коллизии происходило лишь перераспределение золота и платины ультраосновных раннедокембрийских пород Алдано-Станового щита, а во втором верхнемантийная Верхоянская астенолинза являлась генератором флюидно-магматических рудных «колонн». Охарактеризованная закономерность в размещении золота восточной части Северо-Азиатского кратона как отражение особенностей строения литосферы вносит новый вклад в современную парадигму поисковых работ на золото, важнейшими составными частями которой являются анализ глубинного строения рудоносных территорий и их геодинамических особенностей.

Литература

1. *Амузинский В.А., Иванов Г.С.* Металлогения золота Верхояно-Черской провинции // Отечественная геология, 1997. № 9-10. С. 24-28.
2. *Билибин Ю.А.* Избранные труды. М., 1959. Т.2. 495 с.
3. *Гамянин Г.Н.* Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: Геос, 2001. 222 с.
4. *Глазнев В.Н.* Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: ЗАО «Каэм», 2003. 252 с.
5. *Кокин А.В.* Структурно-морфологические, минералого-геохимические и литолого-фациальные особенности локализации золотого оруденения в Верхнеиндигирском золотоносном районе // Вестник Госкомгеологии РС(Я), 2002. № 1(2). С. 54-66.
6. *Константинов М.М., Косовец Т.Н., Орлова Г.Ю. и др.* Факторы локализации стратиформного золото-кварцевого оруденения // Геология рудных месторождений, 1988. № 5. С. 59-69.
7. *Кузнецов А.А.* Геолого-прогнозно-минерагеническая модель и перспективы

промышленной рудоносности Анабарского щита // Отечественная геология, 2008. № 6. С. 22-34.
8. *Малов Н.Д.* О золотоносности Карело-Кольского региона Балтийского щита // Отечественная геология, 2008. № 4. С. 33-38.
9. *Поспеева Е.В., Манаков А.В., Матросов В.А. и др.* Магнитотеллурические зондирования при поисках алмазов в Западной Якутии // Геология алмаза – настоящее и будущее. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. С. 1429-1449.
10. *Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Пашкевич И.К. и др.* Закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых в связи с глубинным строением и динамикой литосферы Украинского щита // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. Ч. 2. С. 226-229.
11. *Стогний Г.А., Стогний В.В.* Платиноносность Алдано-Станового щита // Геология рудных месторождений, 1998. Т. 40. № 6. С. 529-535.
12. *Стогний Г.А., Стогний В.В.* Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2005. 174 с.
13. *Стогний Г.А., Стогний В.В.* Потенциально перспективная Центральноленская кимберлитовая провинция – новый алмазоносный объект Якутии // Актуальные проблемы прогноза, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых. Киев: Академпериодика, 2010. С. 77-78.
14. Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях / *И.А. Неженский, И.Г. Павлова, К.А. Марков и др.* СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1991. 210 с.
15. *Ярощук М.А., Юшин А.А.* Перспективы выявления комплексных с благородными металлами месторождений в юго-восточной части Украинского щита // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Улан-Уде: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. С. 260-262.

МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ ПЛЮМА ЗЕМЛИ ФРАНЦА-ИОСИФА

Столбов Н.М.

ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия
(nstolbov@yandex.ru)

К настоящему времени у геологической общественности ещё не сформирован консенсус по вопросу о плюмах [2, 7, 8]. Автору близка концепция Б.А.Блюмана [3] о нелинейном характере плюмового тепломассопереноса в связи с неоднородностями в мантии. Располагая оригинальными материалами по магматизму Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) и, в целом, разделяя взгляды на плюмовую природу её траппового ареала, автор предлагает эволюционную схему развития последнего.

Архипелаг Земля Франца-Иосифа приурочен к обособленному окраинно-шельфовому поднятию на севере Баренцевоморской континентальной окраины. Поднятие сформировалось в мезозое-кайнозое. С запада оно ограничено грабенообразным наложенным прогибом Франц-Виктория, с востока – прогибом Святой Анны, унаследованно развивающимся со среднего палеозоя, с юга – Восточно-Баренцевской и Северо-Баренцевской впадинами Баренцевоморского осадочного мегабассейна. В поздней юре – раннем мелу здесь проявился деструктивный тектогенез, сопровождавшийся трапповым магматизмом.

Трапповый комплекс архипелага ЗФИ представлен покровами, потоками, силлами, дайками и жерловыми фациями вулканических аппаратов (некками), в ряде случаев – небольшими штоками субвулканических образований. Вся совокупность развитых на ЗФИ породных групп по химическому составу отчетливо обособляется на две вулканические ассоциации – низкокалиевых толеитов и умеренно-щелочных базальтов – андезибазальтов.

Обе породные ассоциации базальтоидов ЗФИ характеризуются типичным для континентальных платобазальтов распределением редкоземельных элементов с существенным обогащением легкими РЗЭ, особенно значимым для ассоциации умеренно-щелочных базальтов – андезибазальтов. Отношение $(La/Sm)_N$ уменьшается от 2,30 в обогащенных калием разновидностях базитов до 1,51 в низкокалиевых толеитах, что может свидетельствовать об увеличении степени плавления материнского субстрата от первых ко вторым. Величина отношения $(La/Lu)_N$ также убывает от 7,38 в обогащенных калием умеренно-щелочных базальтах – андезибазальтах до 2,68 в низкокалиевых толеитах. Это свидетельствует об относительном уменьшении доли гранатсодержащего материала в источнике выплавления низкокалиевых толеитов и меньшей глубине их образования по сравнению с умеренно-щелочными породами другой ассоциации. Таким образом, имеющиеся петрохимические материалы свидетельствуют о формировании обогащенных щелочами (прежде всего, калием) пород на относительно больших глубинах при низкой степени плавления вещества субстрата и о более обширном выплавлении низкокалиевых толеитов в условиях малых глубин. Вероятно, образование пород ассоциации умеренно-щелочных базальтов – андезибазальтов отвечало режиму растяжения, а пород ассоциации низкокалиевых толеитов – режиму раскола литосферной плиты [15, 16, 17].

Изотопные данные (а именно они выступают в роли своеобразных «плюмовых» меток) для архипелага ЗФИ, принадлежащего бассейну Северного Ледовитого океана, оказались близки к

соответствующим данным для островов Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Изотопные характеристики базальтоидов ЗФИ расположены в пределах вариаций изотопных отношений для базитов других островов, в первую очередь – океанических (OIB), тем самым подтверждая представления об общности их происхождения (при этом возникает вопрос о правомерности выделения домена OIB в качестве самостоятельного и долгоживущего анклава). Изотопный состав Sm, Nd и Pb умеренно варьирует для образцов магматических пород с разных островов архипелага, что также типично для OIB. Одновременно, на корреляционных изотопных кривых очевидно смещение совокупности фигуративных точек от деплетированного мантийного резервуара в направлении к обогащенному домену EM-II. Последний определяется как локальный, долгоживущий и обогащенный некогерентными элементами. Однако более вероятно, что он имеет коровую предысторию [10].

Полученные данные по базитам ЗФИ говорят в пользу значительной, если не преобладающей, роли процесса смешения истощенного и обогащенного резервуаров (как показывают исследования последних лет, процесс смешения деплетированного и обогащенного компонентов для континентальных базальтов является вполне ординарным). Кроме смешения двух разнородных глубинных (мантийных) источников до вещества, приемлемого для выплавления базитов Земли Франца-Иосифа, в качестве альтернативного варианта обогащения некогерентными элементами поднимающегося с глубины мантийного расплава, судя по полученным изотопно-геохимическим данным, может рассматриваться прямая контаминация его коровым материалом, не опосредованная через домен EM-II. Данные по возрастам цирконов из силла с интервала 1618,4-1626 м из скважины Хейса одноименного острова Земли Франца-Иосифа свидетельствуют об их хорошей корреляции с возрастами детритовых цирконов байкальского фундамента ЗФИ [13], вскрытого Нагурской скважиной, что, естественно, может интерпретироваться только как захват их из верхней коры при интрудировании её базитовым материалом.

По некоторым оценкам мощность континентальной коры в районе архипелага ЗФИ на момент образования траппов достигала порядка 40 километров. Этого значения вполне хватает, чтобы признать реальным и значимым процесс контаминации коровым веществом мантийных расплавов – при прохождении их сквозь нее. Считается, что наиболее сильно загрязнение мантийного вещества коровым происходит именно при проникновении его через толщу континентальных пород. В нашем случае, вероятно, головная часть мантийного плюма не смогла сразу проникнуть сквозь мощную континентальную кору и мантийные расплавы (с ε_{Nd}, достигающим значения 7,14) вынуждены были «подслаивать» ее, в результате чего они были контаминированы коровым материалом. По мере нарастания растягивающих усилий, которые могут быть связаны с геодинамической обстановкой, предшествующей океанообразованию, по впервые раскрывшимся каналам проникали расплавы, загрязненные коровым веществом (с отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$, достигающим величины 0,708). И лишь затем, по уже имеющимся путям внедрения, стенки которых были предварительно «затампонированы» веществом умеренно-щелочной вулканической ассоциации, дневной поверхности транзитно достигали расплавы толеитовых базальтов с минимальным содержанием корового контаминанта. В соответствии с вышеизложенным находит объяснение статистически более раннее внедрение вулканических и, особенно, субвулканических образований ассоциации умеренно-щелочных базальтов – андезибазальтов по отношению к вулканитам ассоциации низкокалиевых толеитов.

Степень взаимодействия мантийного магматического расплава с относительно

холодным коровым веществом, пропускающим расплав сквозь себя, зависит от ряда важных параметров – температуры и давления магмы; скорости ее подъема и перемещения по субгоризонтальным диаклазовым поверхностям, возникающим при раздвиге в неоднородной среде и контролирующим силлогенез; насыщенности расплава флюидной фазой; продолжительности времени взаимодействия мантийного расплава с веществом коры и т. д. Однако, окончательный эффект от контаминации магматического расплава веществом стенок камеры промежуточного очага и, в меньшей мере, подводящего канала, определяется контрастностью их изотопного и химического (включая и главные петрогенные окислы) составов. В конечном счете, именно результат взаимодействия на мантийном уровне различных по изотопно-геохимическому составу расплавов (смешение мантийных доменов) и неодинаковая контаминация их коровым материалом, нашедших отражение в особенностях позднеюрско-раннемелового магматизма, позволяют судить о неоднородностях верхней мантии Баренцевоморской окраины, о различиях в ее составе и строении [4, 10].

Наши исследования показывают, что в процесс становления ареалов позднемезозойских базальтоидов Баренцевоморской окраины вовлечено вещество континентальной коры (а коровым компонентом, в том числе, является и морская вода), в то время, как для базальтов океанов предполагается только один источник – верхняя мантия. Тем не менее участие компонентов коры континентов предусматривается и в моделях формирования продуцирующей базальты океанского дна и океанических островов обогащенной мантии океанов [4, 5]. Изотопно-геохимические особенности позднемезозойских магматитов отражают также смену условий их выплавления – от изначально глубинных («плюмовых») до обстановок континентального спрединга [6, 12].

Радиологический возраст вулканических пород ЗФИ определялся K-Ar, Ar-Ar и Sm-Nd методами и, по последним данным, находится в пределах 95-161 млн лет [11, 12]. Исходя из взаимоотношений стратонов, существует ограничение на нижний (оксфорд) предел возраста эффузивного вулканизма по геологическим данным [14]. В ряде случаев происходит «удревнение» Sm-Nd датировок вследствие контаминированности базитов коровым компонентом [5].

Таким образом, имеющиеся материалы свидетельствуют о статистически более раннем (оксфорд-валанжин) внедрении вулканических и особенно субвулканических образований ассоциации умеренно-щелочных базальтов-андезибазальтов по отношению к вулканитам ассоциации низкокалиевых толеитов. В готериве-сеномане наблюдается «близко-одновременное» внедрение магматических образований обеих ассоциаций, хорошо объясняющееся коронарной моделью высоко продвинутого фронта магмообразования [1].

Широкое развитие преимущественно толеитового и умеренно-щелочного базитового магматизма позднемезозойского возраста в высокоширотных районах Арктики вместе с соответствующими изотопно-геохимическими метками более всего свидетельствует в пользу решающей роли плюмовой составляющей в формировании этой обширной провинции с двумя пиками активности в конце баррема – начале апта и в альбе – начале позднего мела, что может свидетельствовать либо о двух импульсах активности одного плюма, либо (что вероятнее) о двух различных плюмах [9].

Литература

1. *Белоусов А.Ф., Кривенко А.П.* Магмогенез вулканических формаций. Новосибирск: Наука, 1983, 167 с.
2. *Блюман Б.А.* Концепция плюмов. Современное состояние и альтернативы // Региональная геология и металлогения. СПб, ВСЕГЕИ, 2005, № 26. С. 185-194.

3. *Блюман Б.А.* Основные геодинамические концептуальные следствия неоднородности Земли // Материалы XXXVI Тектонического совещания. М., ГЕОС, 2003. Т. 1. С. 40-43.
4. *Блюман Б.А.* Изотопные характеристики корово-мантийных неоднородностей, время и глубина их формирования // Геохимия, 2001, № 5. С. 567-572.
5. *Блюман Б.А.* Земная кора континентов и океанов (анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных). СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 152 с.
6. Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы (Тр. ГИН РАН, вып. 542). Отв. ред. М.Г.Леонов. М.: Наука, 2002. 461 с.
7. *Добрецов Н.Л.* Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008. Т. 49, №7. С. 587-604.
8. *Карякин Ю.В., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В.* Вещественные параметры плюмового вулканизма архипелага Земля Франца-Иосифа // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 1. С. 371-373.
9. *Кораго Е.А., Столбов Н.М., Евдокимов А.Н.* Общий тренд эволюции посторогенного позднемезозойско-кайнозойского существенно мафического магматизма в Арктике // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2010. С. 368-372.
10. *Левский Л.К., Столбов Н.М., Богомолов Е.С. и др.* Sr-Nd-Pb изотопные системы базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа // Геохимия, 2006, № 4. С. 365-376.
11. *Столбов Н.М.* Магматизм архипелага Земля Франца-Иосифа // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Материалы Всероссийской конференции. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2007. С. 383-387.
12. *Столбов Н.М.* Архипелаг Земля Франца-Иосифа – геологический репер Баренцевоморской континентальной окраины // Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. СПб., СПбГУ, 2005, 19 с.
13. *Столбов Н.М., Кораго Е.А., Скворцов Е.Г.* Мантийная и коровая составляющие позднеюрско-раннемелового магматизма Баренцевоморской континентальной окраины // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы 14-ой Международной конференции. Ч. 2. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 233-237.
14. *Столбов Н.М., Суворова Е.Б.* О времени образования ареала платобазальтов Земли Франца-Иосифа по геологическим данным // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 10. М.: ГЕОС, 2010. С. 276-280.
15. *Чернышёва Е.А., Харин Г.С., Столбов Н.М.* Базальтовый магматизм арктических морей, связанный с деятельностью Исландского плюма в мезозое // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 319-336.
16. *Чернышёва Е.А., Харин Г.С., Столбов Н.М.* Новые данные по геохимии базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа // Докл. РАН, 2003. Т. 390. № 2. С.238-241.
17. *Чернышева Е.А., Харин Г.С., Столбов Н.М.* Базальтовый магматизм Баренцевоморского шельфа на ранней стадии раскрытия Арктики // Вулканизм и геодинамика. Материалы II Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2003. С. 134-136.

ГЕОХИМИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОЗЕР И ПОЧВ ИХ ВОДОСБОРНЫХ ПЛОЩАДЕЙ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Страховенко В.Д.

Институт Геологии и Минералогии СО РАН, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия (strahova@uiggm.nsc.ru)

Введение

Существует большое количество независимых и взаимосвязанных причин вызывающих варьирование содержания элемента в различных компонентах биосферы. Поэтому наряду с определением кларков, т.е. величины средней концентрации элементов в литосфере в целом, необходимо учитывать способность их рассеиваться или концентрироваться в различных объектах на разных территориях. При формировании осадочных отложений в континентальных озерных системах происходит перераспределение элементов, приводящее как к их выносу, так и к накоплению. В процессе образования вещества, которое поступает в континентальные водоемы в виде обломочного, органогенного, растворенного или взвешенного материала, активно проявляют себя факторы механического разрушения, химического разложения и биологические процессы. В зависимости от климата и рельефа расположения озерной системы в осадок возможно поступления обломочной, хемогенной и органогенной частей осадка в различных соотношениях. В свою очередь жизнедеятельность организмов завершается отмиранием и поступлением в осадок минеральных скелетных остатков и не полностью разложившегося органического вещества, которые в процессе диагенеза осадка являются источниками CO_2, гумусовых кислот и других активных веществ, которые способствуют химическому преобразованию осадка. Таким образом, с одной стороны донные отложения континентальных озерных систем являются прекрасной депонирующей средой, позволяющей расшифровывать вопросы загрязнения отдельных территорий, с другой стороны все выше перечисленные факторы накладывают свой отпечаток, что приводит к формированию регионального геохимического фона элементов в зоне гипергенеза.

В данной работе сделана попытка определить региональный геохимической фон изучаемых элементов в донных осадках континентальных озер Сибири.

Фактический материал

В данной работе сделана попытка определить региональный геохимической фон изучаемых элементов в донных осадках континентальных озер Сибири.

Получены аналитические данные по содержанию естественных (U(Ra), Th, K) и искусственных радионуклидов, макро (Ca, Mg, Na, K, Si, Al, Fe, Ti)- микроэлементов (Cd, Pb, Cu, Zn, Mn, Ni, Cr, Co, Hg, V , Sr, Ba, Li) в донных осадках и почвах водосборных площадей 164 озерных систем из различных регионов Сибири.

В различных ландшафтных зонах Сибири изучены экосистемы малых континентальных озер: в тундровом (11 озер), таежном (26), лесостепном (23), степном (31) и предгорном (26) ландшафте. Аналитические работы выполнены в лаборатории геохимии редких элементов и экогеохимии ИГМ СО РАН. Лаборатория аккредитована Ассоциацией аналитических центров ”АНАЛИТИКА” и зарегистрирована в государственном реестре под № РОСС RU 0001.510590.

В водах изучаемых озер преобладают два аниона (гидрокарбонат HCO_3^-, сульфат SO_4^{2-}) и три катиона (кальций Ca^{2+}, магний Mg^{2+}, натрий Na^+), в подчиненном количестве присутствуют (хлор Cl^- и калий K^+). В изучаемых озерах проявлена общая закономерность для вод озер: с увеличением минерализации озерной воды происходит относительный рост содержания ионов в ее составе в такой последовательности: $HCO_3^- \rightarrow SO_4^{2-} \rightarrow Cl^-$; $Ca^{2+} \rightarrow Mg^{2+} \rightarrow Na^+$. При

минерализации до 500-1000 мг/л в составе озерной воды преобладает гидрокарбонатные ионы, свыше 0,1% - чаще всего сульфатные, иногда по достижении свыше 0,5% к сульфат иону добавляется хлорид ион. В составе катионов озерных вод преобладающая роль Ca^{2+} сохраняется лишь до 0,1-0,2%. При дальнейшем росте минерализации эту роль начинает играть Na^{+}. В водах сибирских озер отмечается повышенное содержание Mg^{2+}, иногда даже в ультрапресных озерах, кроме кальция, в сопоставимых количествах присутствует магний.

С целью учета возможного влияния геохимических, металлогенических особенностей площадей исследования, минеральных и химических свойств элементов и ряда других факторов, выборки содержаний радионуклидов, макро- и микроэлементов в почвах, донных осадках, водах для статистической обработки данных формировались различным образом: по общей минерализации воды, по региональному фактору, по минеральному типу донного осадка, по ландшафтным территориям почв водосборных площадей озер и т. д. Статистическая обработка (для определения регионального фона) включает оценку модели распределения, среднего содержания, стандартного отклонения, построения интегральных вариационных рядов (гистограмм), выявления интервалов содержаний, а также корреляционный и кластерный анализы. Аномальные значения определялись как выходящие за пределы интервала среднее значение ± 2σ (двух среднеквадратичных отклонений). Ураганные (рудные) содержания различных элементов при расчете регионального геохимического фона в выборку не включались.

По данным рентгеноспектрального анализа и микроскопического изучения донные осадки континентальных озер разделены на шесть групп: кварц-полевошпатовые, карбонатные и рентгеноаморфные (органогенные), и три смешанного состава: карбонатно-кварц-полевошпатовые, органогенно-кварц-полевошпатовые, органогенно-кварц-карбонатные. Следует обратить внимание на довольно постоянный набор минералов в донных осадков озер Сибири. Основными минералами являются: кварц, плагиоклаз, каливый полевой шпат, Mg-кальцит, кальцит (иногда доломит или арагонит) и рентгеноаморфная фаза; в виде примесей могут присутствовать: слюды (иллита), хлорит, смеактит, пирит, амфибол, гипс, тенардит. Соотношение основных минералов или полное отсутствие некоторых из них и определяет минеральный тип осадка.

Детализация сопоставление данных рентгеноструктурного анализа с силикатным анализом по макрососоставу представлена на рисунках 1 и 2. На диаграмме SiO2+Al2O3+TiO2 (терригенная составляющая) – CaO+CO2 (карбонатная фаза) – ППП (органогенная фаза) донные отложения также можно разделить на шесть групп.

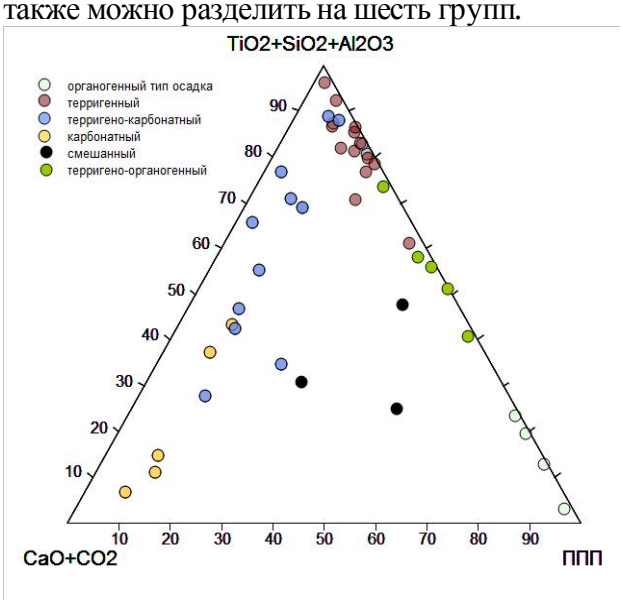


Рис. 1. Диаграмма соотношения макроэлементов в минеральных типах донных отложенийозер Сибири

На треугольник соотношения макро катионов Ca – Na – K в донных отложениях озер и почв их водосбора вынесены также отношение этих элементов в основных осадочных породах (песчаниках, глинах, известняках)[Ронов, 1990] и почве континентов по данным Ярошевского А.А. [Ярошевский, 2004]. По сравнению с почвами, в которых по нашим данным отмечается довольно широкий разброс значений между этими элементами, в донных осадках выявлено постоянное соотношение натрия к калию на фоне изменения содержаний кальция и при этом оно

соответствует значению отношения натрия к калию в усредненной почве

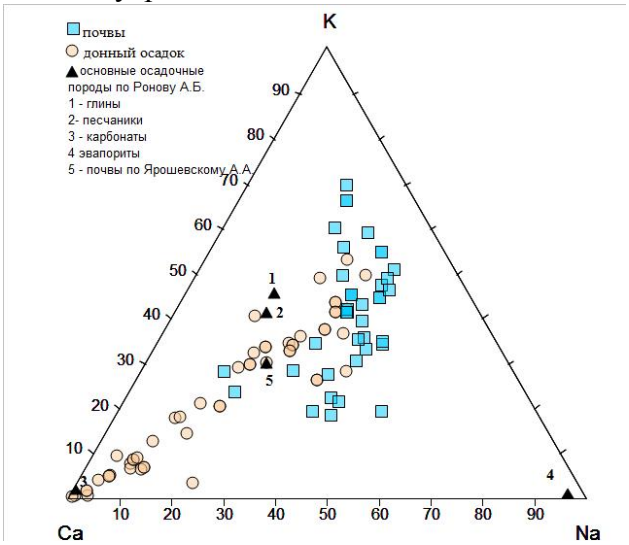


Рис. 2. Отношения Ca-Na-K в озерных системах в сравнении с осадочными породами и почвой

Статистическая обработка большого массива аналитических данных силикатного, гамма-спектрометрического, атомно-абсорбционного, нейтронно-активационного и других анализов показала возможность сравнение выборок между собой. Для обработки геохимических данных использовался кластерный анализ. Кластер-анализ R-типа, который проводит непосредственную корреляцию между изучаемыми химическими элементами. Разбил выборку на три группы с отрицательным коэффициентом корреляции между ними. В первой представлены элементы K_2O Al_2O_3 SiO_2 FeO, составляющие терригенную часть донного осадка. Вторая группа MgO, CaO, CO_2, Na_2O – собственно карбонатная часть и к третьей группе относятся H_2O ППП – эти элементы можно отнести к органогенной составляющей осадка. Проведения кластерного анализа R-типа с участием микро и макроэлементов четко обособило также три группы элементов . Уран, стронций и марганец добавились к основным элементам карбонатов. Кадмий отчетливо связан с органогенными осадками, а все остальные, в том числе и редкоземельные элементы входят в терригенную (обломочную) часть донных отложений.

Сравнение данных по общему среднему содержанию изученных элементов в донных отложениях озер Сибири с обобщенными уровнями их концентраций в почвах водосборных площадей показывает либо их соответствие, либо незначительным превышением концентраций в почве, за исключением Ca, Mg, Sr и Cd (рисунок 3.).

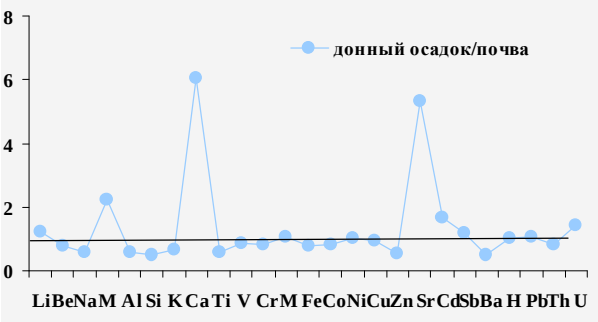


Рис. 3. Отношение усредненных содержаний элементов в донных отложениях озер к в почвах

Установлено, что содержания рассмотренных элементов в почвах в основном соответствуют концентрациям этих элементов усредненному элементному составу почвы континента (рисунок 4) [Ярошевский, 2004]. При этом выявляется

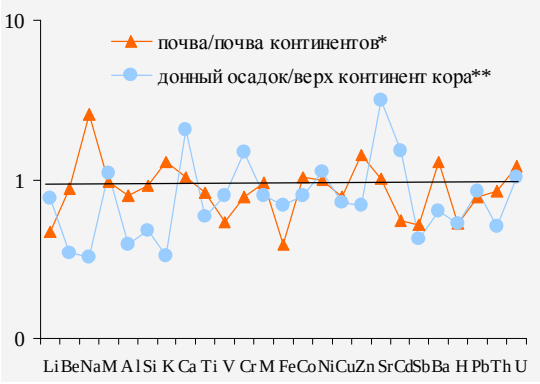


Рис. 5. Содержания в донных отложениях озер нормированные к содержанию в верхней континентальной коре и в почвах нормированные к значениям почв континента*

значительный избыток в почвах Сибири натрия, что возможно связано с присутствием значительных площадей засоленных почв. Следует также отметить дефицит в почвах изученных регионов лития, кадмия и ванадия, при не большом избытке никеля, марганца, хрома и кобальта. В процессе современного осадкообразования в озерах происходит избыточное накопления относительно значений верхней континентальной коры [Тейлор, 1988] кальция, стронция, хрома и значительное обеднение натрием,

кремнием, алюминием, бериллием, титаном, торием и сурьмой.

Обсуждение результатов

Так как в основном среднее содержание проанализированных элементов в донных отложениях всех изученных регионов близки к содержаниям в почвенном покрове их водосборных площадей, то можно утверждать о механическом переносе этих элементов во взвеси с почвенными частицами. В процессе транспортировки часть тяжелой фракции, где сосредотачиваются акцессории, теряется, сокращая содержание малых элементов в твердом стоке. Во всех регионах донные отложения резко обеднены натрием, что в общем понятно, так как в данных ландшафтных условиях даже при избытке натрия в почвах и возможном его выщелачивании, концентрация натрия в воде не достигает условий образовании натриевых минералов хемогенным путем. Возможно это также связано с довольно значительными концентрациями в водах сибирских озер магния, в присутствии которого садка натриевых минералов затруднена.

Химический состав различных минеральных типов донных отложений отличается, поэтому интересно сравнить распределении содержаний элементов в них между собой (рисунок 6).

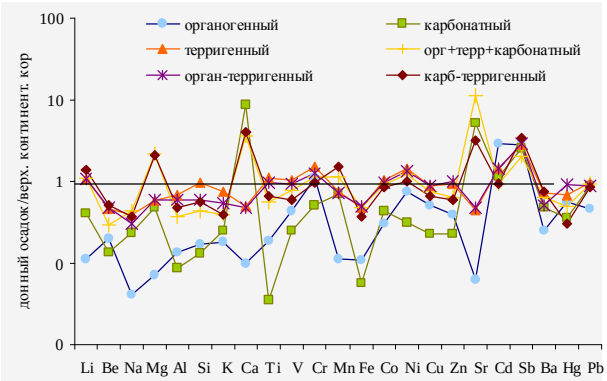


Рис. 6. Содержания элементов в донных отложениях озер разных минеральных типов нормированные к содержанию в верхней континентальной коре

Из данного графика видно, что основной вклад в избыток содержаний (относительно верхней континентальной коры) кальция, стронция и в какой-то степени магния в современных донных осадках вносят карбонатные отложения. Наиболее обедненными некоторыми макро- и микроэлементами являются органогенные и карбонатные осадки. Терригенные донные осадки озер по своему составу в наибольшей степени соответствуют значением содержаний изученных элементов в верхней континентальной коре [Тейлор, 1988] во всех исследуемых регионах.

Литература

1. А.А. Ярошевский Проблемы современной геохимии: Конспект лекций/ Новосиб.гос.ун-т, Новосибирск, 2004, 194с.
2. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция: Пер. с англ. – М.: Мир, 1988, 384с.
3. Ронов А.Б. и др. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов // А.Б. Ронов, А.А. Ярошевский, А.А. Мигдисов. М.: Наука, 1990, 180с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ СЕРПУХОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПЕЧОРСКОГО МОРЯ

Суворова Е.Б., Фефилова Л.А.

ФГУП «ВНИИОкеангеология им.И.С.Грамберга», Санкт-Петербург, Россия
(suvork@inbox.ru)

На шельфе Печорского моря серпуховские породы входят в визейско-нижнепермский нефтегазоносный комплекс. Продуктивность серпуховских отложений установлена на нефтяных месторождениях Долгинском и Медынское-море и связана с известняками протвинского горизонта.

Разрез серпуховских отложений наиболее полно охарактеризован керном в одной из скважин на площади Медынское-море (рис.1), расположенной в восточной части шельфа. Породы, в основном, представлены известняками и известково-доломитовыми брекчиями с редкими глинистыми прослоями [4]. Для карбонатных отложений обоснование возраста выделяемых стратиграфических подразделений базируется на определениях микрофауны фораминифер, макрофауны кораллов и брахиопод. Исследования спорово-пыльцевых комплексов для данной части разреза проведены впервые. Для палинологического изучения были отобраны образцы из глинистых интервалов.

Нижнесерпуховские отложения представлены переслаиванием известково-доломитовых брекчий с ненарушенными прослоями доломитов и редкими глинистыми слоями. В результате микропалеонтологического изучения обломков из прослоев брекчий А.И.Николаевым (MS) установлены единичные *Pseudoendothyra sp.* и неопределимые до рода фораминиферы. Возраст пород, основываясь на положении в разрезе и литологическим особенностям, условно отнесен к раннесерпуховскому тарусско-стешевским горизонтам.

Из глинистых прослоев нижнесерпуховской части разреза выделен комплекс миоспор, подтверждающий принадлежность отложений к раннесерпуховскому возрасту: *Knoxisporites cinctus (Waltz) Butterworth and Williams, Stenozonotriletes aff.spetcandus Naumova, Tetraporina cf.incrassata Naumova, Calamotriletes nigrescens Luber, Tetraporina cf.horologia (Staplin) Playford* и др..

Верхнесерпуховские породы протвинского горизонта представлены известняками, в основании разреза залегают синседиментационные брекчии. В известняках выделены серпуховские виды фораминифер: *Endothyra ex gr. similes (Raus. et Reitl.), Archaediscus cf. vulgarensis (Grosd. et Leb.), Asteroarchaediscus baschkiricus (Krest. et Theod.)*. Граница между нижне- и верхнесерпуховскими отложениями проведена по литологическим характеристикам. Из глинистых прослоев, расположенных в подошве протвинских известняков, выделен спорово-пыльцевой спектр, состав которого пополняется значительным количеством разнообразных родовых и видовых таксонов серпуховских комплексов - *Calamospora microrugosa (Ibr.) Schopf Willson Bentall, Cyclogranisporites commodus Playford, Cyclogranisporites densus Bharadwaj, Hymenozonotriletes willosus Ischenko* и др.. Появляются первые элементы башкирского палинологического комплекса: *Hymenozonotriletes cf.praevalens (Luber) Ischenko, Euryzonotriletes extentus Ischenko, Spinozonotriletes balteatus Playford, Reticulatisporites spp.* В образце установлено присутствие многочисленных минерализованных обломков древесин *Stigmaria ficoides* и минерализованные миоспоры. В данном спектре наряду с серпуховскими элементами начинают появляться единичные элементы среднекаменноугольных комплексов. Раннее появление среднекаменноугольных комплексов отмечается в литературе и среди макроостатков растений в Еврамерийской фитогеографической

области [3]. Подобное соотношение таксонов наблюдается в средней части намюрских (серпуховских) отложений Западной Европы (Польша) [5], в одновозрастных породах Донбасса [1, 2], Львовско-Волынского бассейна, Подмосковного бассейна, бассейна средней Печоры и др.. Возраст пород по палинологическим данным отнесен к средней части серпуховского яруса.

Верхняя часть пород протвинского горизонта сложена переслаиванием светло-серых и темно-серых глинистых известняков с темно-серыми плотными глинистыми мергелями, породы несогласно перекрываются известняками северокельтменского горизонта башкирского яруса. Мощность слоев темно-серых известняков увеличивается вверх по разрезу от 0,4 м до 1,15 м. Темно-серые мергели местами содержат обломки известняков размером 1-2 см. Переход от известняков к темно-серым известнякам и затем к плотным мергелям постепенный. Местами в зонах перехода от известняков к мергелям наблюдается фрагментация и разрушение подстилающих известняков.

В результате петрографических исследований установлено, что темно-серые известняки представляют собой скопление лито- и биокластов с практически полным отсутствием цемента и относительно высокой примесью терригенной составляющей, до 20 %. Лито- и биокласты окатанны и слегка корродированны, структура породы близка к конформной. Нами предполагается, что образование пород происходило за счет размыва и переотложения органогенных известняков, с одновременным поступлением терригенного материала с суши.

В образце с глубины 1419 м спектр миоспор существенно обеднен и содержит мелкие корродированные миоспоры. Все присутствующие нижнекаменноугольные формы отнесены к переотложенным; встречены единичные башкирские элементы.

В отложениях, приуроченных к кровле серпуховского яруса, в образце из самого верхнего прослоя мергеля с глубины 1416,7 м установлен богатый комплекс миоспор: *Sporonites unionus (Horst) Dybova et Jachowicz, Torispora speciosa Dybova Jachowicz, Torispora undulata Dybova Jachowicz, Tetraporina horologia (Staplin) Playford, Acantotriletes cf.trichaeanthus (Luber)* и др.. Таксоны, принадлежность которых соответствует комплексам серпуховского и низам башкирского ярусов, являются самыми молодыми из присутствующих. В количественном соотношении их содержание достигает 40 %. Установлено присутствие обрывков тканей растительного детрита, мелкие фрагменты обугленных древесин. Исследованный спектр отнесен к верхам серпуховского – низам башкирского ярусов.

В образцах с глубин 1416,7, 1417,6 м определен комплекс фораминифер - *Asteroarchaediscus baschkiricus (Krest. et Theod.), Neoarchaediscus timanicus (Reitl.), Pseudoglomospira sp., Biseriella sp., Asteroarchaediscus sp.* и др., возраст которого датируется А.И.Николаевым (MS) как серпуховский – московский ярусы. На глубине 1417,8 м О.Л.Косовой (MS) установлены кораллы вида *Protodurhamina karanelgensis (Gorsky),* характерного для отложений северокельтменского горизонта башкирского яруса.

По совокупности полученных результатов анализа литологического состава пород, палеонтологических определений макро- и микрофауны и спорово-пыльцевых комплексов, по скв.4-Медынское-море на границе отложений ранне- и среднекаменноугольного возраста нами выделена толща частично перемытых и переотложенных пород. Возраст отложений принят как позднесерпуховский – раннебашкирский (рис.1). По данным геофизических исследований скважин (ГИС) толща переотложенных пород характеризуется сильной дифференцированностью кривой ГК, пики редкие, но довольно сильные (6-12 мкр/ч). По верхнему, наиболее сильному пику проводится кровля пачки перемытых отложений. Мощность толщи оценивается в 14 м.

Таким образом, были сделаны следующие выводы.

- Результаты изучения спорово-пыльцевых комплексов подтвердили литолого-стратиграфическое деление, принятое для данного разреза.

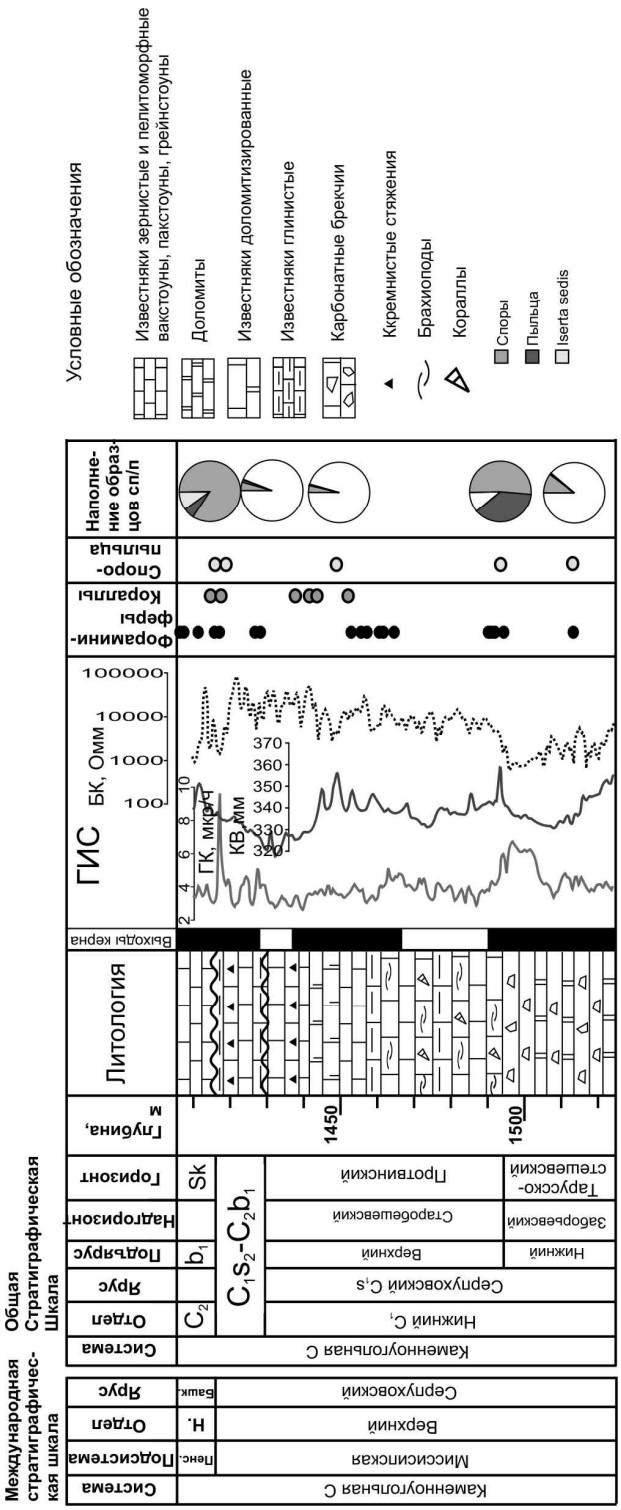


Рис.1. Разрез серпуховских отложений площади Медынское-море, скв.4.

- На основании изучения литологического состава отложений, палеонтологических определений и данных ГИС, в кровле серпуховских отложений выделена пачка переотложенных пород.
- Возраст отложений принят как позднесерпуховский-раннебашкирский.

Эта толща переотложенных пород по данным ГИС прослеживается и в соседних скважинах площади Медынское-море.

Литература

1. *Ищенко А.М.* Споры и пыльца нижнекаменноугольных осадков Западного продолжения Донбасса и их значение для стратиграфии. Изд-во УССР. Киев, 1956, 185 с.
2. *Ищенко А.М.* Споро-пыльцевой анализ нижнекаменноугольных отложений Днепрово-Донецкой впадины. Серия стратиграфия и палеонтология. Вып. 17. Труды ин-та геологических наук АН УССР. Изд-во АН УССР. Киев, 1958, 187 с.
3. *Мейен С.В.* Каменноугольные флоры.//Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. Труды ГИН АН СССР, вып.208. М.:Наука, 1970, С.43-110
4. *Суворова Е.Б., Преображенская Э.Н.* Строение верхневизейско-серпуховского карбонатного разреза месторождения Медынское-море, шельф Печорского моря.// Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7, вып.4, 2009, С.44-53
5. *Krawczynska-Grocholska Halina.* Namur zaglabia Noworudzkiego w swietle badan sporowych/ Geologia Sudetica, vol.II, 1966, pp.323-399, /PL..I-XVI (La Namures du Bassin de Nowa Ruda a la Lumieres des etudes Palynologiques).

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПЕРВОГО ЭЛЕМЕНТА РИТМА ТАВРИЧЕСКОЙ СЕРИИ ГОРНОГО КРЫМА

Сучков А.В., Милеев В.С.

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва (alexsandir@gmail.com)

История термина. Флиш интересует геологов вот уже более 160 лет с тех пор, как это понятие ввел в науку швейцарский геолог Б. Штудер. Термин он взял у местных крестьян, которые флишем обозначали рыхлые, сланцеватые и вообще слабые породы, способные, особенно на склонах, как бы стекать и давать оползни или оплывины. Содержание понятия флиш не оставалось неизменным, а постоянно развивалось и временами резко менялось. Представления о флише, до 1946—1947 гг. подробно освещенные Н. Б. Вассоевичем (1948 - 1951), в котором можно наметить два крупных периода, смена которых довольно определенно приурочивается к 1950 г., когда Ф. Кюнен и К. Миглиорини опубликовали статью о суспензионных, или турбидитных, течениях. На этом рубеже произошла смена парадигмы, связанной с представлениями о генезисе флиша. В течение немногих лет турбидитный механизм формирования этой формации стал общепризнанным. [3]

История представлений о генезисе. Петрографическое понимание флиша было первоначальным. Фациальное понимание флиша в самом конце XIX в. стало постепенно перерастать в формационное, точнее — в геоформационное.

Современное представление о генезисе — мутьевой поток. Если первый период изучения флиша можно назвать описательным , а также периодом бесчисленных гипотез и неопределенности его природы, то второй — «турбидитным », время господства турбидитного механизма формирования флиша, предложенного Ф. Кюненом и К. Миглиорини в 1950 г. [3]

Циклиты. А.Н.Боума описал динамику и механизм формирования турбидита. В ритме, характеризующемся градационной слоистостью и разделенном на два элемента, он выделил ряд циклитов.

В первом, нижнем, элементе по текстурным признакам обособляются четыре циклита (снизу вверх):

A — массивный,

B — плоскопараллельная (ламинарная) слоистость,

C — косая и конволютная слоистость ,

D — плоскопараллельная (ламинарная) слоистость.

Во втором элементе – один циклит: E — взвесь, ил, тонкозернистые пелитовые отложения турбидита, обычно преобразующиеся в аргиллиты. Фоновые осадки. [1]

Типы флиша:

Терригенный флиш имеет олигомиктовый или мономиктовый состав, представленному преимущественно зернами кварца и полевых шпатов.

Карбонатно-терригенный – комбинация из 1 терригенного элемента ритма и 2 карбонатным элементом ритма – фоновые осадки.

Карбонатный – сложен продуктами размыва карбонатных отложений.

Граувакковый – представлен продуктами эрозии и денудации остовных или ультраосновных магматических пород.

Кремнистый – состоит из кластолитов биогенного кремнезема (> 20 %) и кварца (< 60%).

Туфогенный – представлен материалом лито-, клисталлокластических и пепловых туфов. [2]

Состав 1-го элемента ритма таврического флиша:

Олигомиктовый песчаник мелко-тонкозернистый с алевролитовой примесью (5-10%).

Текстура: массивная, ламинарная, конволютная, почеркнутая слюдами,

литокластами, биокластами, вторичными окислами железа, пиритом, кальцитовой и сидеритовой цементацией.

Зерна – неокатанный (оскольчатый) и плуокатонные кварц (60-80%); слюды (15%); литокласты (аргиллитов, алевролитистых аргиллитов, кристаллических микрозернистых известняков, кремней, и метаморфических пород – кварцитов и глинистых сланцев, в единичных зернах встречены обломки хлоритизированного стекла и гранитов (10—15%); биокласты —- микритизированые (гранулированые), трудно узнаваемые багряные водоросли, фораминиферы, криноидеи? (2-3%);_ калевый полевой шпат – менее 5%; акцессории – рутил, циркон и недиагостированный игольчатый минерал – единичные зерна.

Цемент – неравномерно распределенный реликтовый тонкодисперсный порово-пленочный сидеритово-глинистый, интенсивно замещенный микритовым кальцитом и поровым кальцитовым цементом.

Структура: размер обломков 0.03-0.35 мм, преобладают – 0.05-0.2 мм (более 70%).

Результаты исследования:

Таврический флиш является типичным терригенным флишем. Получены гранулометрические и минералогические характеристики по данным рентгено-структурного анализа. Самым важным является установление примесей из оскольчатых зерен кварца и плагиоклаза, лейст мусковита, биотита и недиагностированного акциссория в турбедитном материале. По мнению В.Л. Косорукова, перенос этого материала в потоке составляет первые метры и является туфовым. Его источником, вероятно, могут быть Понтиды или Закавказье, где проявлялся триасово-юрский магматизм.

Проблемы и задачи дальнейших исследований:

Попытка разделения в пелитовом циклите Е турбидитовой и фоновой частей. Проверка наличия туфового материала в соседних ритмах. Разработка критериев различия турбидитов и контуритов.

Литература

1. *Аллисон А., Палмер Д.*, Геология. М.: Мир. 1984. С.459-493.
2. *Фролов В.Т.* Литология. **Т. 2**. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1993. Стр. 316-405; **Т. 3**. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1993. Стр. 239-285
3. *Фролов В. Т.* Флишевая формация — уточнение понимания. // Бюл. МОИП отд. Геол. 1988. Т. 63, вып. 4, с 16-32.

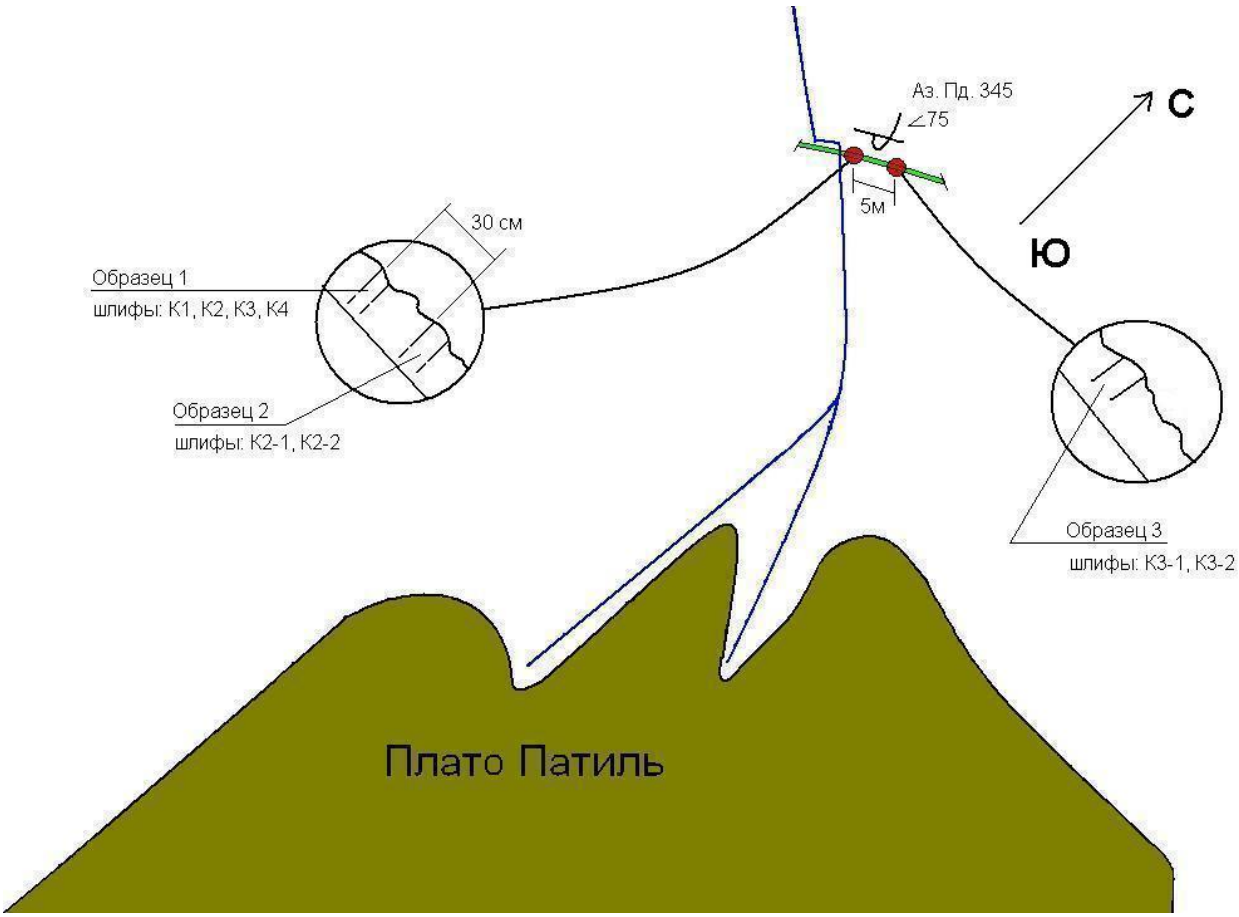
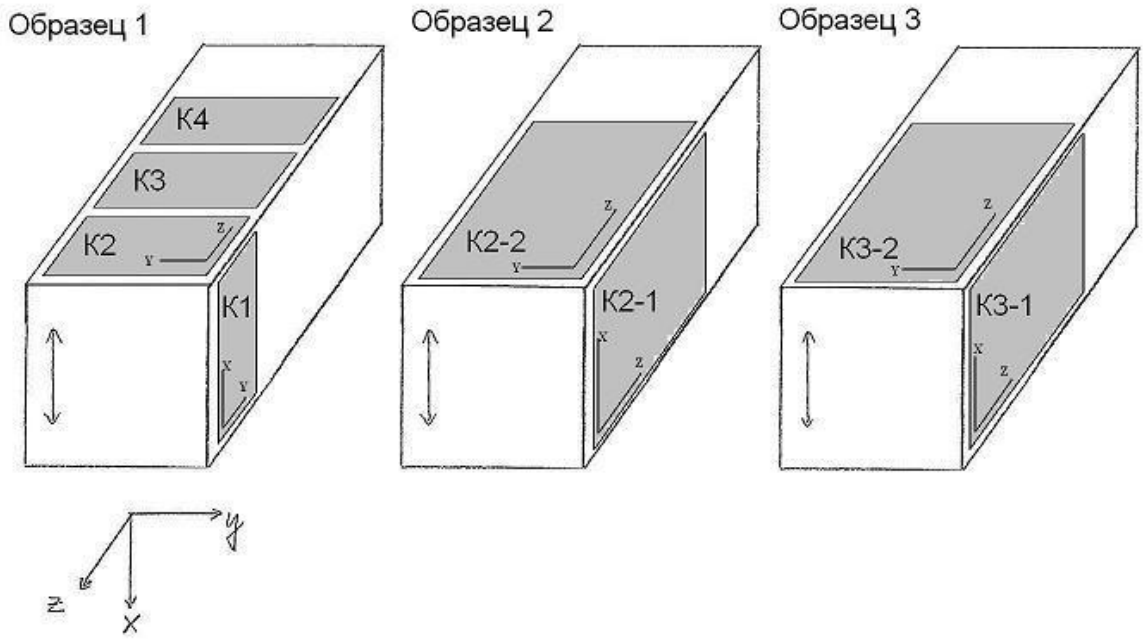


Рисунок 2: План-схема места отбора образцов и их место расположения в первом элементе ритма



ОСОБЕННОСТИ КРУПНЫХ МЕЗО - КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОЧАГОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СИХОТЭ - АЛИНЯ

Сушкин Л.Б.

ООО «Проектинвест ДВ», Хабаровск, sushkinl@rambler.ru

В геологическом отношении описываемый район Сихотэ - Алиня принадлежит к Западно - Сихотэ - Алиньской структурно-формационной зоне Сихотэ - Алиньской геосинклинальной складчатой системы. В структурном плане он находится в пределах Западно-Сихотэ-Алиньского синклинория, на складчатые структуры которого наложены образования одноимённой вулканогенной зоны, прослеживающейся вдоль Центрального Сихотэ-Алиньского разлома на 300 км при ширине 20 - 45 км. Данный район приурочен к центральной части Западно-Сихотэ-Алиньской вулканогенной зоны [4, 6], на отрезке между нижними течениями рек Хор и Анюй. Положение района в зоне влияния крупного регионального глубинного разлома является одной из наиболее важных его особенностей.

Весьма специфично и его положение вблизи внешней границы крупной Хабаровской кольцевой морфоструктуры (Ø 280 - 300 км), обладающей признаками космогенной природы [15]. Возможно, именно с этим связаны масштаб и высокоглубинная мантийная природа его магматических очагов, порождённых реакцией мантии на мощное импактное воздействие.

При этом, данный район расположен в зоне резких градиентов мощности земной коры - в зоне смены "промежуточной" мощности коры корой "повышенной" мощности. В геотектоническом отношении это выражается расположением его в межблоковой шовной зоне, и согласуется со связью его, вероятно, не с плутоническим, а вулкано - плутоническим магматическим комплексом. Мощность земной коры в этом месте на уровне 32 - 33 км, что значительно ниже, чем в геоблоках с умеренно или интенсивно проявленным гранитоидным магматизмом, для которых обычно характерно плутоногенно - гидротермальное оруденение.

Район в целом слабо изучен, - даже в последних сводках данные о нём крайне редки [3].

Недостаточная геологическая изученость района съёмками 1960-х годов лишь 200 000 масштаба не позволяет составить полное представление о сложной структуре обширных вулканогенных полей, и выделить эпицентры извержений и жерловые апараты, нередко являющиеся и эпицентрами рудоносности. Вместе с тем, даже данные современных дистанционных методов свидетельствуют о том, что они во многих случаях позволяют выделить центральные и периферийные центры извержений, крупные лавовые потоки, силлы, радиальные и кольцевые каркасные разломы, отчётливые границы кальдер [19]. Очевидна необходимость проведения здесь геологических съёмок масштаба 1 : 50 000 - с фациальным расчленением вулканогенных полей, что позволило бы значительно повысить результативность геологоразведочных работ.

С позиций структурно - формационного, фациального и морфоструктурного анализа вулканогенных районов и площадей [1, 2, 7, 9, 13, 14], в пределах данного района достаточно отчётливо выделяется несколько крупных эродированных палеовулканических построек центрального типа: Моадийская, Право - Соолийская (Болотистая), Нельтинская, которые, вероятно, и служили главными источниками вулканогенного материала в этом сегменте Западно - Сихотэ - Алиньской вулканогенной зоны. При этом,

по-видимому, происходило омоложение вулканизма с севера на юг: - от глубоко эродированного мелового Моадийского палеовулкана на севере района до неоген - четвертичного Нельтинского на юге. Из них наиболее отчётливо выделяется наименее изученный на сегодня, но самый крупный и молодой неоген - четвертичный Нельтинский щитовой палеовулкан (Рис. 1), вполне сопоставимый по площади (2 тыс. км^2) с Ключевской группой вулканов Камчатки. Наиболее изученным поисковыми горно - буровыми работами является на сегодня занимающий промежуточное положение как в пространстве, так и по возрасту эоцен - миоценовый Право - Соолийский (Болотистый) палеовулкан (900 км^2), который эродирован существеннее чем Нельтинский. Выделяются и более мелкие палеовулканические центры.



Рис 1. Вид Нельтинского щитового палеовулкана с авторассы Хабаровск -Комсомольски озера Гасси - на расстоянии 45 км.

Учитывая установленную повышенную щёлочность и уровень магматической дифференциации большинства этих магматических очагов (от базальтов до дацитов), здесь помимо палеовулканов щитового типа весьма вероятны и эродированные стратовулканы.

В металлогеническом отношении описанному району отвечает Сооли - Тормасинский потенциально рудный район (600 км^2) [4]. В последнем десятилетии здесь были получены важные поисковые результаты, позволившие существенно дополнить и уточнить представления о золотоносности северного сегмента Западного Сихотэ-Алиня. Они связаны с геологоразведочными работами в в пределах Право - Соолийского рудно - россыпного узла, на юге Сооли - Тормасинского рудного района [5, 16, 17, 18]. Проведённые здесь поисковые горно - буровые работы позволили также значительно раширить представления о геологическом строении всего района, в том числе и эволюции его вулканогенных структур.

Расположенный на юге района Право - Соолийский рудно - россыпной узел был выявлен в 1997 году. Ранее данный район считался потенциально оловоносным, и с ним не связывали перспектив промышленной золотоносности. В настоящее время в Право - Соолийском рудном узле завершается отработка золотоносных россыпей и продолжаются поисковые работы на рудное золото. Выполненные работы позволяют сделать следующие выводы:

- Право - Соолийскому рудно - россыпному узлу золотой специализации отвечает крупная зонально построеннная

положительная морфоструктура центрального типа (вулкано - плутоническое поднятие Ø 35 км), отчётливо выраженная в рельефе, гидросети, геофизических и геохимических полях.

- Болотистое потенциально рудное поле тяготеет к восточной, наиболее разрушенной и эродированной части единой крупной Право - Соолийской долгоживущей палеоген - неогеновой вулкано-плутонической структуры центрального типа (андезит - базальтоидного палеовулкана щитового типа), генетически связанной с глубинным (мантийным) очагом базитового магматизма.

Глубинность его заложения подтверждается результатами магнитотеллурического зондирования, согласно которым корневыми частями данная структура уходит на глубины 300 - 400 км в верхнюю мантию. О мантийном заложении этого магматического очага может свидетельствовать и развитие в его центральной части тонкозернистых турмалинитов, вероятно, являющихся признаком интенсивного воздействия на вмещающие вулканогенно-осадочные породы глубинных борогидридных флюидов мантийного происхождения [11,16].

- Болотистое рудное поле расположено в той части данной структуры, где вулкано - купольное поднятие представлено эрозионно-тектоническим окном вулканогенно-осадочных пород, прорванных центральной интрузией габбро - диоритов, являющейся элементом эродированной магматической системы эоцен - миоценового рудоносного андезит - базальтоидного щитового палеовулкана. Подобная ей центральная интрузия Нельтинского палеовулкана сложена более щелочными бурыми крупнозернистыми монцонитоидами.

Центральная интрузия Право-Соолийского (Болотистого) палеовулкана, сформированная на этапе затухания вулканизма, представляет собой сложное изометричное магматическое тело, состав которого меняется от субщелочных габбро до диоритов, при резком преобладании габбро - диоритов. Для неё характерна высокая изменчивость структурных и текстурных характеристик пород, - с постепенные переходами между их разностями.

Основным элементом структуры Болотистого рудного поля наряду с центральной интрузией является сопряжённая с ней сложнопостроенная многоярусная дайково - силловая система, представленная многочисленными субвертикальными дайками среднего и основного состава, а также серией из 7 - 10 субгоризонтальных силлов среднего состава. Самое верхнее силлообразное тело сложено дацитами [16, 17, 19].

Представляется следующая последовательность формирования этой палеовулканической структуры:

1). Стадия куполообразования. В дате - палеоцене в районе Право - Соолийского узла крупного мантийного очага базитовой магмы над ним начинает формироваться вулкано - купольное поднятие.

2). Первый (эоценовый) цикл магматизма. Вдоль заложившейся в висячем крыле Центрально-Сихотэ-Алинского разлома системы субмеридиональных сбросов в центре поднятия в эоцене произошло образование серии жерловин (ВТЦ), с извержением андезибазальтов и пирокластического материала.

3). Следующим этапом было формирование промежуточной магматической камеры, дифференциация базальтовой магмы (от базальтов до дацитов), образование среднего эффузивно - пирокластического комплекса андезитов повышенной щёлочности, дацитов, туфов (верхи разреза кузнецовской свиты).

4). В конце эоценового цикла произошло внедрение субвулканической интрузии (экструзии ?) габбро - диоритов в центральной (жерловой) части вулканической постройки и закупорка

главного вулканического канала. Последующее внедрение магматического материала происходило по отдельным нарушениям - с образованием субгоризонтальных силлов и крутопадающих даек средне - основного состава.

5). Рудный этап. На рубеже эоцена – олигоцена, на фоне затухания или перерыва в магматической деятельности получили развитие постмагматические гидротермально - метасоматические процессы с последующим формированием продуктивной золоторудной минерализации (рудоотложением).

6). В позднем палеогене, на этапе кальдерообразования были сформированы три – четыре системы концентрических кольцевых разломов, по которым произошло проседание вулканической постройки.

7). Второй (миоценовый) цикл магматизма. Представлен базальтоидами кизинской свиты и их субвулканическими комагматами, распространёнными в краевых частях и обрамлении рудного поля.

Основные установленные здесь особенности золотого оруденения свидетельствуют о том, что в генетическом отношении оно является магматогенно - гидротермальным постмагматическим, гипабиссальным, мезотермальным предполагаемой плутоногенно – вулканогенной природы.

В минерально - формационном (рудно - формационном) отношении золотое оруденение Болотистого рудного поля, по-видимому, правомерно отнести к кайнозойской малосульфидной золотой, (золото - теллуровой, висмут - теллурового геохимического типа) субформации золото - серебряной формации (золото - кварцевой группы формаций) с существенными содержаниями в самородном золоте ртути. Вместе с тем, изучение минералого - геохимических особенностей золотого оруденения Болотистого рудного поля свидетельствуют о том, что оно, либо его часть обладает одновременно и типоморфными признаками золото - редкометалльных формаций, также развитых как на Сихотэ - Алине, так и на Северо - Востоке России [16,18, 21].

На этапе отработки золотоносных россыпей Болотистого узла при минералогических исследованиях россыпного золота была установлена примесь палладия [5], и доказано, что палладий является весьма важным индикационным микроэлементом россыпного золота из различных типов эродированных руд Болотистого поля. Его содержание составляет обычно первые граммы на тонну, достигая в отдельных случаях 10 - 20 г/т. В тех пробах золота, где установлен палладий, он кореллирует с медью, висмутом и теллуром, что свидетельствует, видимо, о их парагенетических связях. В целом, по - видимому, требует изучения вопрос о роли медьсодержащих ассоциаций, как признака проявленности в данном районе благороднометалльного оруденения [5].

В связи положением Сооли - Тормасинского рудного района на продолжении т. н. « меймечитовой линии », в пределах которой на Сихотэ-Алине установлено развитие ультраосновных вулканитов, выявленная в районе платиноидная минерализация может быть генетически связана с мантийными ультраосновными магматическими образованиями [10].

Отдельными исследователями отмечено большое сходство мезо-кайнозойских вулканогенно-осадочных и вулканогенных комплексов Камчатки и Сихотэ-Алиня [10]. Имеющиеся материалы позволили нам независимо от этого сделать вывод о высоком сходстве геологического строения, состава продуктивного магматизма и золотого оруденения Болотистого рудного поля, и в целом Сооли - Тормасинского района с промышленными золоторудными полями Корякско - Камчатской рудоносной провинции, также генетически тесно связанными с мезо - кайнозойским магматизмом и андезит - базальтоидным

вулканизмом (Абдрахимовское, Мутновское, Озерновское, др. рудные поля) [12, 13, 17, 18, 19, 20, 21].

Как и в рудоносных полях Корякско - Камчатской провинции, (где состав золотого оруденения заметно отличаться даже в соседних вулканогенных структурах центрального типа), состав оруденения, формационная принадлежность рудопроявлений в различных вулканогенных полях Северо-Западного Сихотэ - Алиня, по-видимому, также определяется составом рудогенерирующей магмы каждого конкретного магматического очага (палеовулкана), уровнем магматической дифференциации и уровнем его эрозионного среза.

В связи с многоэтапностью проявления на Северо-Западном Сихотэ-Алине продуктивного щелочного базальтоидного вулканизма (от мела до квартера), связанное с ним золотое оруденение и золотоносные россыпи могут быть выявлены на самых разных стратиграфических и гипсометрических уровнях и границах.

Учитывая установленную в самородном золоте района значительную примесь меди и палладия, присутствие в рудной минерализации самой самородной меди с высокой примесью золота и палладия, вероятно, самостоятельного изучения заслуживает и вопрос о перспективах выявления здесь золото - медно - платиноидного оруденения, выявленного в ряде районов кайнозойского базитового магматизма, в т. ч. на Камчатке [3, 5, 16, 18, 19, 21].

Обладающие значительным своеобразием и глубинными мантийными корнями палеовулканы Северо-Западного Сихотэ - Алиня, хранящие значительные ресурсы благородных металлов, заслуживают проведения более активных и глубоких исследований.

Литература

1. Апродов В.А. Неотектоника, вулканические провинции, и великие сейсмические пояса мира. М. МГУ, 1965, 221 с.
2. Белоусов А.Ф. Методические рекомендации по изучению и картированию вулканических комплексов. СНИИГиМС. Новосибирск, 1998. 88 с.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока Росии. Владивосток. Дальнаука. 2006. Кн 1.– С. 1-572, Кн 2.– С. 573- 981;
4. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000, серия Сихотэ - Алинская, лист М - 53 - XXX, Объяснит. записка. Составитель В.А. Дымович, редактор В.И. Сухов, М., 1987. 111с.
5. Иванов В.В., Замбржицкий А.И., Молчанова Г.Б. и др. Особенности минералогии золото - висмут - теллурового оруденения Сихотэ - Алиня. Современные проблемы металлогении. Материалы научной конференции, посвящённой 90-летию академика Х.М. Абдуллаева Ташкент. Фан. 2002. с. 176 –179.
6. Изосов Л.А., Коновалов Ю. И. Западно - Сихотэ - Алинский окраинно - континентальный вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно - Тихоокеанской зоне перехода океан - континет. Владивосток: Дальнаука, 2005. 315 с.
7. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. Т. 1, 2. М. Наука, М., 1971.
8. Магматогенно - рудные системы/ Власов Г.М., Компаниченко В.Н., Малышев Ю.Ф. и др. - М.: Наука, 1986. 256 с.
9. Малеев В.Ф. Вулканиты: - Справочник. М.: Недра. 1980, 240 с.
10. Марковский Б. А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновнго вулканизма. Л. Недра, 1981, 247 с.
11. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 192 с.
12. Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский. Изд-во Санкт - Петербургской картфабрики ВСЕГЕИ. « Камчатприродресурс », 1999, 116 с.
13. Прогнозирование и поиски месторождений золота. М. ЦНИГРИ. 1989. 236с.
14. Сухов В.И. : Тектоно - магматические системы мезозоя и кайнозоя юга Дальнего Востока и сопредельных регионов Востока СССР. Дис…на соиск. учён. степ. д - ра геол. минерал. наук: – Хабаровск, 1980.- 311 с.

15. Сушкин Л.Б. О космогенной природе Хабаровской кольцевой морфоструктуры // Наука и природа Дальнего Востока. 2004, № 1, с. 92 – 105.
16. Сушкин Л.Б. Геология и золотоносность Болотистого рудного поля (Западный Сихотэ - Алинь) // Эндогенное оруденение в подвижных поясах: Междунар. конфер.: Тез. докл. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007.
17. Сушкин Л.Б. Геотектоническая позиция кайнозойского золотого оруденения Право - Соолийского рудно - россыпного узла (Западный Сихотэ - Алинь) // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: Междунар. конфер.: Тез. докл. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007, С. 306 - 309.
18. Сушкин Л.Б. Новые представления о золотоносности северного сегмента Западного Сихотэ - Алиня // Новые идеи в науках о Земле: Междунар. конфер.: Тез. докл. Москва: РГГРУ. 2007, Том V , С. 248 - 251.
19. Сушкин Л.Б Особенности мезо-кайнозойских рудоносных палевулканов Западно-Сихотэ-Алиньской вулканогенной зоны (Хабаровский край): Всеросс. Конфер, посвящ. 75 - летию Камчатской вулканологич. станции Тез. докл. Петропавловск - Камчатский, 2010.
20. Сушкин Л.Б. Золотоносность Сооли - Тормасинского рудного района (Западный Сихотэ - Алинь) // Современные проблемы регионального развития: III Междунар. Конфер., Тез. докл. Биробиджан, 2010. С. 87 - 88.
21. Sushkin L.B. Mineralogical - geochemical features of Bolotisty gold ore field (West Sikhote – Alin). Tectonics and metallogeny of the Circum - North Pacific and Eastern Asia: Proc. of the Leonid Parfenov Memorial Conference, Khabarovsk, ITiG FEB RAS, 2007. P. 546 - 547.

О МЕТАЛЛОНОСНОСТИ ВЕРХОВЬЯ р. КУН-МАНЬЁ (ВОСТОЧНЫЙ СТАНОВИК)

Сушкин Л.Б.

ООО « Проектинвест – ДВ », г. Хабаровск (sushkinl@rambler.ru)

Описываемая территория расположена на крайнем северо - востоке Амурской области, в южных предгорьях Восточного Становика, в верховьях рр. Маи Половинной и Кун - Маньё.

В металлогеническом отношении данная площадь расположена в восточной части Северо - Становой зоны Становой области Олекмо - Становой медно - железорудной провинции Монголо - Охотского золотоносного пояса [8, 17]. В структурном плане она соответствует Становой СБС, основные структурные элементы которой были сформированы в раннем архее. В последующем они были неоднократно активизированы, особенно в мезозое. Основу Становой СБС на площади составляют гнейсо-пироксенокристаллосланцевые толщи нижнего архея, прорванные метабазитами майско-джанинс-кого интрузивного комплекса. Важную минерагеническую роль в ее строении играют позднеархейско - раннепротерозойские гранитоиды протоорогенного этапа развития и сопряженные с ними средне- и низкотемпературные диафториты (эпидот – хлорит - биотитосланцевая формация) по нижнеархейским метаморфическим образованиям, прослеживающиеся вдоль Станового разлома.

Магматогенные образования позднемезозойского этапа тектоно-магматической активизации разделяются на две вулкано-плутонические ассоциации (ВПА) - позднеюрско-раннемеловую и ранне-позднемеловую. Ранне - позднемеловая ВПА включает в себя раннемеловую дацит-риолитовую и позднемеловые монцонит-субщелочногранитную, трахидацит-риолитовую и андезит-базальтовую формации.

Сложное геологическое строение Становой СБС и полихронность ее минерагении предопределили простанственную совмещенность друг с другом разновозрастных минерагенических подразделений в пределах одних и тех же геологических структур.

. Наиболее продуктивными являются раннеархейская, ранне-среднепалеозойская и позднемезозойская минерагенические эпохи. С ранним археем связаны месторождения и проявления апатита, титана, меди, железа, никеля, ниобия и редких земель, с позднеархейско-раннепротерозойской эпохой - формирование проявлений золота, мусковита, пьезокварца, редких земель и циркония. Позднемезозойская минерагеническая эпоха характеризуется наиболее широким спектром полезных ископаемых. На ее начальных стадиях сформировались небольшие залежи железа вулканогенно-осадочного типа, с вулканитами позднеюрско-раннемеловой формации предположительно связаны проявления меди и ртути, а с позднемезозойскими магматическими образованиями - проявления золота, серебра, меди, молибдена, висмута, мышьяка, вольфрама, а также свинца. С кайнозойской эпохой связано формирование россыпного золота.

Большая часть верхнего течения р. Кун - Маньё расположена в пределах Северо-Становой металлогенической зоны, структурно приуроченной к зоне Станового разлома, активизированного в мезозое. В целом она изучена значительно слабее чем Предджугджурская зона Становой области.

Площадь расположена на стыке двух региональных структур: Алданского кристаллического массива и Становой складчато-блоковой системы (СБС). Большая её часть расположена в пределах Джугджурского блока, - одной из ключевых структур в составе Алданского щита. Основные структурные элементы

территории сформированы в раннем докембрии. В последующем они неоднократно подвергались активизации, особенно интенсивно в мезозое. Древнему кристаллическому фундаменту этой территории присущи все основные особенности структуры глубоко метаморфизованных комплексов гранулитовой фации [3, 5, 11, 12,].

Металлогенический облик этой территории в значительной мере определяется её положеием в узле пересечения региональной зоны Станового разлома с мощной трансрегиональной рудоконцентрирующей структурой « РКС 132 -131 меридиана », контролирующей положение более 10 золотоносных рудно – россыпных узлов и полей, а также урановое и редкометалльное оруденение Буреинского и Ханкайского срединных массивов. Отдельные исследователи относят эту РКС к разряду планетарных, связывая с ней как уникальное золотое руденение заполярного Куларского рудного района Якутии, так и не менее уникальное золото-урановое и золотое оруденение Северной и Южной Австралии[13].

За пределами долины верхнего течения р. Кун-Маньё рекогносцировочными маршрутами охвачены бассейны её притоков Отодёк, Аргаски, Ушкан, Бургалиндя, Бургалекан, Яктакан, Большая и Чёрная Анга, Инвакан, Кун и ряда более мелких водотоков.

Рудоперспективность данной площади определяется её положением в северном экзоконтакте Салгинского массива гранодиоритов продуктивного ираканского комплекса. Метаморфические и вулканогенные толщи прорваны позднемеловыми дайками гранодиорит-порфиров, андезитовых и диритовых порфиритов ираканского комплекса, наиболее многочисленных на левобережье р. Кун-Маньё. В предгорьях Ушканского хребта развиты дайки габброидов (спессартитов). С дайковым комплексом тесно связаны метасоматиты пропилит-березитового ряда, многочисленные кварц-сульфидные зоны и кварцевые жилы. Наиболее интенсивная жильно-прожилковая безрудная минерализация, представленная тонкодрузовидным прозрачным кврцем установлена в бассейне р. Бургалиндя.

На всей площади отчётливо доминируют тектонические нарушения диагональной системы при подчинённой роли более поздних разрывов меридионального направления.

Проведённые работы позволили выявить в верховье р. Кун-Маньё в коренном залегании ряд контрастных сульфидно-варцевых и кварц-сульфидных зон и метасоматитов, большинство которых субпараллельны тектоническим бортам долины р. Кун-Маньё и северного контакта Салкинского массива. Положение большинства минерализованных зон в нижних частях рельефа позволяет предполагать незначительный уровень эрозионного среза золотого оруденения. Доминируют зоны восток-северо-восточного направления с Аз. 50-60°.

В северном подножии Атагского хребта - верховьях рр. Большая и Чёрная Анга, а иакже на Ушканском хребте установлены мощные зоны интенсивно осветлённых, аргиллизированных метаморфических пород, также имеющие ВСВ простирание.

На проявлении Аргаски на левом берегу р. Кун-Маньё рудоносное тело представлено зоной сульфидизированных, эпидотизированных и окварцованных гнейсов с содержанием золота до 3 г/т. Вблизи проявления отмечено также интенсивное развитие даек диритовых порфиритов.

Кроме проявлений золота, связанных с позднемезозойским этапом тектоно-магматической активизации, в пределах Северо-Становой МЗ вдоль зоны Станового разлома известны проявления золото-диафторитовой формации в гранулитах. В верховье реки Кун-Маньё диафториты, как правило, слабозолотоносны.

Вблизи южной границы площади, на проявлении Майском в пиритизированных диафторитах графит-кварц-альбит-эпидот-хлоритового состава по раннеархейским кристаллическим сланцам отмечаются согласные прожилки темно-серого кварца

с вкрапленностью пирита и халькопирита, одержание золота в которых достигает 3 г/т [13]..

Рекогносцировочные поисковые работы ПГО « Таёжгеология » в верховье реки Кун-Маньё выполнялись параллельно **с** детальными поисково-оценочными работами на соседней Чайдахской площади вокруг золоторудного месторождение Колчеданный Утёс (1989-1992 г).

В целом, геологическое строение Чайдахская площади во многом аналогично верховью р. Кун-Маньё. Основным полезным ископаемым площади является рудное и россыпное золото. Наиболее широко представлен и изучен на сегодня не характерный в целом для Дальнего Востока золото - сульфидный тип оруденения, к которому относятся месторождение Колчеданный Утес, рудопроявления руч. Большого, Караялахское, Майское, проявления золота в верховьях рек Караялах, Иковка, Сологу - Чайдах, Бол. Чайдах, Бол. Инагли, Ток, Бол. Мутюки. С позиций рудно - формационного анализа перечисленные проявления соответствуют золото - сульфидно - кварцевому подтипу (субформации) халькофильной полиметально - золоторудной формации плутоногенных месторождений областей ТМА [13]. Они образуют фактически единый генетический ряд с проявлениями полиметаллических руд, также содержащих золото (n – n x 10 г / т). При этом многие авторы, изучавшие рудопроявления Сфалеритовое, Молодежное, Сивактылякское, месторождение Колчеданный Утёс [6, 9, 13], отмечают в локализации оруденения важную роль скарнов, связанных с мезозойским гранитоидным магматизмом. К менее распространенному золото - серебро - кварцевому типу отнесены слабоизученные рудопроявления Серебряное, Иковское, Среднеинаглинское, а также более 30 более мелких проявлений и точек минерализации. Они образуют фактически единый генетический ряд с проявлениями полиметаллических руд, также содержащих золото (1-5 г / т).

Главный золоторудный объект Сологу – Чайдахского поля - локализовано в нижнеархейской метаморфической толще. Оруденение образует пологую линзовидную залежь чередующихся массивных и вкрапленных колчеданных руд общей мощностью 15 - 20 Содержание золота в рудных телах характеризуется высокой контрастностью, изменяется от 5-10 до 50-70 г/т при среднем содержании 12,1 г/т, в отдельных случаях достигая 100-200 г/т. Отдельные рудные тела содержат промышленные концентрации платиноидов. Главные спутники золота серебро, медь, свинец, цинк, висмут, платиноиды. В одной золоторудной зоне южного фланга установлена аномальная концентрация редкого минерала муассанита.

Одним из наиболее важных геологических результатов детальных работ, проведенных на участке Колчеданный Утес, явилось выявление на месторождении и его флангах бурением значительных обьемов метаультрабазитов, перекрытых в большинстве случаев рыхлыми отложениями. Учитывая то, что ультрабазиты являются концентраторами золота на Земле [16] , отмеченную пространственную связь с ними золотого оруденения нельзя считать случайной. Вероятно, метаультрабазиты узла их взаимодействия с мезозойскими гранитоидами являлись источником золота, железа и других элементов.

На вероятную генетическую связь золотого оруденения с метаультрабазитами указывает присутствие в золоте месторождения Колчеданный Утес платиноидов (до 491 г / т), что значительно, - практически на порядок превосходит данные по большинству других золоторудных месторождений региона [10, 11, 14].

Широкое развитие в районе шлиховой золотоносности (около 30 % шлихов !), продуктивных гидротермалитов, элементов - спутников, индикаторов надрудного среза (Pb, Cu), а также положение известного оруденения в

наиболее низких частях современного рельефа свидетельствует о том, что мы, вероятно, имеем здесь дело со слабоэродированным золоторудным районом, что позволяет довольно высоко оценивать его перспективы[12, 13].

Это касается наряду с Купури - Майским золотоносным узлом и сопредельного бассейна реки Кун - Маньё, в пределах которого наряду с многочисленными ореолами продуктивных метасоматитов и участков интенсивной сульфидизации метаморфических пород, автором - в ходе рекогносцировочных поисковых работ ПГО « Таёжгеология » были обнаружены на обоих берегах отдельные делювиальные глыбы слабообохренных тонкосульфидизированных кварц - карбонатных золоторудных брекчий с содержанием золота до 25-30 г/т [13]. Возможно, коренные источники брекчий расположены в приводораздельном пространстве Ушканского хребта, где отмечено развитие секущих СВ и ВСВ минерализованных зон в виде рвов шириной 5 -15 м, выполненных элювием с обломками обохренного микробрекчироваанного кавернозного выщелоченого кварца с содержанием золота 0, n г/т.

В свете этих данных, пристального внимания и опоискования заслуживают южные предгорья Токинского Становика, в том числе Ушканский хребет, расположенный в центральной части отчётливо выраженной телескопированной кольцевой морфоструктуры диаметром около 20 км, которые играют важную роль в металлогении золота [2, 7, 17, 18]. В центральной части этой КМС, в районе доминирующей высоты - горы Хулуккун-Деммукин-Урэ отмечены аномальные неотектонические поднятия современного рельефа [3].

Близкий карбонат - кварцевый состав сульфидизированных золотоносных брекчий и жил с содержанием золота до 30 г/т был установлен ранее в Хабаровском крае на проявлениях соседнего Кононного рудно-россыпного района (проявления Улунгинское, Центральное), расположенного на левобережье р. Маи, в предгорьях Немериканского хребта - в 80 км восточнее верховья р. Кун - Маньё. Оба эти района Северо - Становой металлогенической зоны требуют проведения геологической съёмки 50 000 и своего дальнейшего опоискования.

Из других полезных в этом бассейне особого внимания заслуживает медно – никелевая минерализация и скандий, ореолы и потоки которых установлены в верхней части бассейна р. Кун - Маньё. Район открытого там в последнем десятилетии одноимённого промышленного медно - никелевого месторождения на левобережье р. Маи [5], представляется перспективным и на золотое оруденение, учитывая его положение в зоне субширотных разломов, контролирующих Сологу - Чайдахское золоторудное поле, а также давно известную повышенную шлиховую золотоносность бассейнов рек Ата и Атага [11, 13].

С начала XX века известны разрозненные и нередко противоречивые сведения об обнаружении высоких концентраций платиноидов в верховье реки Маи Удской, и, в частности, на месторождении Колчеданный Утес [1, 4, 14]. Совокупность всех этих данных, указывает на возможности выявления в данном районе тел с высокими концентрациями платиноидов, в связи с чем вопрос о перспективах его платиноносности продолжает оставаться открытым.

Учитывая геотектоническую позицию Купури - Майского узла, широкое развитие здесь раннедокембрийских комплексов повышенной основности, оливин-магнетитовых, гранат - магнетитовых пород, древних интрузий ультрабазитового и базитового состава с ильменитом, гранатом, шпинелью, муассанитом, представляется обоснованным мнение отдельных исследователей о перспективности данной территории (А.И. Лобов,1992 г.), и всей Алдано - Становой области и на алмазы.

Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют о перспективности

верховья р. Кун-Маньё и Купури - Майского узла на широкий спектр полезных ископаемых: золото, серебро, полиметаллы, молибден, никель, медь, скандий, а также платиноиды и даже алмазы.

Автор посвящает свой скромный труд Памяти замечательного Человека и Гражданина, неутомимого Исследователя урановой, благороднометалльной и общей металлогении Амурского региона - Заслуженного Геолога России Анатолия Ивановича Лобова, 25 - летию открытия им в Хабаровском крае золоторудного месторождения Нони.

Литература

1. Анерт Э.Э. Богатства недр Дальнего Востока. Хабаровск - Владивосток, А/О " Книжное дело ".1928. 932 с.
2. Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. Владивосток. Дальнаука, 1989. 402 с.
3. Гамалея Ю.Н., Громов В.В., Тархова М.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Джугджурская. Лист N-53-I. М., 1969.
4. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. ч. I -IV . Петроград,1923-1925.692с.
5. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П. и др. Никеленосные мафит-ультрамафиты Восточного Становика // Геология, география и биологическое разнообразие Северо-Востока России; Дальневосточн. регион. конфер. памяти А.П. Васьковского. Тез. докл. Магадан. СВНЦ ДВО РАН, 2006. с. 117 – 119.
6. Карсаков Л.П., Романов Б.И. Золоторудное месторождение Колчеданный Утёс//Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, Наука.1976, с.118 - 121.
7. Невский В.А., Фролов А.А. Структуры рудных месторождений кольцевого типа. М. Недра, 1985. 247 с.
8. Сухов В.И., Бакулин Ю.И., Лошак Н.П., Хитрунов А.Т., Родионова Л.Н., Карась Н.А. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск: ДВИМС, 2000. 217 с.
9. Сушкин Л.Б. Некоторые геологические особенности золоторудного месторождения Колчеданный Утёс// Тр. ассоц. "Дальнедра". Хабаровск: Дальнедра.1991, вып.1, с.171-178.
10. Сушкин Л.Б. Метаультрабазиты и базиты бассейна р. Сологу-Чайдах// Тр. ассоц. "Дальнедра". Хабаровск: Дальнедра.1992, вып. 2, с.129 - 134.
11. Сушкин Л.Б. Геология Сологу-Чайдахского золоторудного поля// Тихоокеанская геология, Т. 19, 2000, № 1, с. 56 - 65.
12. Сушкин Л.Б. К вопросу о металлоносности Купури - Майского междуречья// Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов: Международная научная конференция. Тез. докл. Благовещенск: АмурКНИИ АмурНЦ ДВО РАН, 2001, С.150 – 152.
13. Сушкин Л.Б. Металлогенический потенциал Купури-Майского золотоносного узла (Восточный Становик)// Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. II Российская Конференция по Проблемам Геологии Докембрия. Тез. докл. СПб, 2007.
14. Сушкин Л.Б. Колчеданный Утёс - платиноидно-золоторудное месторождение в гранулитах (Восточный Становик)// Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. II Российская Конференция по Проблемам Геологии Докембрия. Тез. докл. СПб, 2007.
15. Прогнозирование и поиски месторождений золота. М. :ЦНИГРИ, 1989, 235 с.
16. Щербаков Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М. Наука, 1967, 268 с.
17. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 194 с.
18. Sillitoe R.H. Exploration and discovery of base-and precious metal deposits in the Circum - Pacific region - a late 1990s update/ Resource Geology Special Issue No 21, Tokyo, 2000, 65 p.

СПЕЦИФИКА И РАСПРОСТРАНЕНИЕПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА В ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЕ (ОТ КАРУ-МОД ДО КЕРГЕЛЕНА)

Сущевская Н.М.[а], Беляцкий Б.В.,[б] Лайба А.А. [в]

[а] Институт геохимии и аналитической химии им. Вернадского (ГЕОХИ), РАН, Москва.(nadsus@gmail.com).
[б] ВНИИОкеангелогия, С.-Петербург.
[в] Полярная морская геолого-разведочная экспедиция,189510, С.Петербург, Ломоносов,

Вопрос о глубинном положении горячих областей (и более низкоскоростных) в оболочках Земли имеет в настоящее время большое значение, поскольку непосредственно затрагивает возможность пространственного (горизонтального, а не только вертикального) перемещения конвективных мантийных потоков. Всестороннее изучение свойств и геохимического характера магматизма позволяет подойти к расшифровке пространственно-временного распространения вещества плюмов в литосфере, определить длительность существования плюмов и их эволюцию в условиях литосферы, а также оценить их влияние на процессы дезинтеграции литосферных плит.

В пределах восточной Антарктиды интенсивный магматизм связан с возможным воздействием двух крупных плюмов: Кару-Мод (западная часть восточной Антарктиды) и восточнее данной области - Кергелена. Внедрение плюма Кару – Мод в верхние горизонты литосферы произошло около 180 млн. лет назад и затронуло южную оконечность Африки и западную часть Восточной Антарктиды и во многом предопределило последующий раскол суперконтинента Гондваны [4,9,13]. Позднее, около 130 млн. лет назад, вблизи спрединговой зоны открывающегося Индийского океана произошло внедрение Кергелен–плюма, которое не только существенно повлияло на характер океанического магматизма и привело к образованию многочисленных океанических поднятий (Восточно-Индийский хребет, поднятие Афанасия Никитина, плато Натуралист, возможно, поднятие Конрад), но также затронуло и континентальные окраины Индии (траппы провинции Раджмахал) и Австралии (базальты Банбери) [3,6,11].

Юрский магматизм Антарктики распространялся вдоль ослабленных зон земной коры на окраинах Восточной Антарктиды: вдоль Трансантарктических гор и Индоокеанского побережья [6,7]. Крайние западные проявления этого магматизма представлены базальтами и долеритами западной части Земли Королевы Мод (ЗКМ), и по составу относятся к толеитовому типу магматизма разной степени геохимического обогащения [14]. Формирование магматических комплексов ЗКМ (горы Вестфьелла, Хеймифронтфьелла и Кирванвегген, плато Альманрюген) происходило в временном диапазоне от 190 до 175 млн. лет назад с пиком магматической активности около 178 млн. лет назад [14,15]. Воздействие плюма на литосферу носило длительный многостадийный характер, в отличие от кратковременного (1 - 4 млн. лет) магматизма, обычно сопровождающего внедрение мантийных плюмов в литосферу. Магматизм продолжался как минимум 20 - 30 млн. лет, в течение которых формировались серии даек и потоков, расположенных радиально от центра плюма, покрывая площадь около 145 000 км^2 вдоль побережья Антарктиды (ЗКМ) [12].

Выявленная крупная интрузия основного состава, которая маркируется высокоамплитудной (сотни нанотесл) магнитной аномалией [7] протягивающаяся вдоль побережья Земли Королевы Мод, может служить косвенным подтверждением распространения плюма Кару - Мод на восток.

Горный оазис Ширмахера расположен в центральной части Земли Королевы Мод и составляет вместе с примыкающими

нунатаками наиболее северный обнаженный район в обширной горной цепи, протягивающейся через весь регион. Оазис представляет собой холмистую полосу горных выходов, протягивающуюся в широтном направлении на 20 км при максимальной ширине 4 км. Комплекс мезозойских долеритов (базитов) распространен по всему оазису Ширмахера. Дайки долеритов прорывают все известные метаморфические толщи, метаграниты и метабазиты, жилы пегматитовых серий, а также щелочные лампрофиры развитые в пределах оазиса, свидетельствуя тем самым, что долериты являются наиболее молодыми магматитами района. Протяженность даек не превышает 250 – 270 м, но обычно составляет первые десятки метров. По петрографическому составу дайки относятся к оливиновым и безоливиновым долеритам и габбро-долеритам, подвергшимся в различной степени вторичным изменениям. Долериты представляют собой порфировые, а габбро-долериты – равномернозернистые породы с микродолеритовой, микрогаббровой или витрофировой структурой основной массы. Порфировые вкрапленники составляют 10 – 25 % объема породы и сложены оливином и клинопироксеном. Возраст долеритов оазиса Ширмахера, оцененный самарий-неодимовым изохронным методом по породообразующим минералам (пироксен, плагиоклаз, вал), соответствует 171 ± 24 млн. лет и в пределах погрешности также совпадает с возрастом юрского магматизма ЗКМ и юго-восточной Африки [16]. По химическому составу большинство базальтов и долеритов оазиса Ширмахера могут быть отнесены к слабощелочным магнезиальным базальтам с вариациями содержания K_2O от 0.6 до 1.6 вес. %, TiO_2 от 0.7 до 2.0 % и MgO от 10 до 17 %. На основании геохимического, изотопно-геохимического и петрологического сходства, а также одновременности образования, мезозойский базитовый магматизм оазиса Ширмахера может быть отнесен к производным плюмового магматизма (как в Антарктиде, западная часть ЗКМ, так и в юго-восточной Африке, провинция Кару), приписываемым деятельности мантийного плюма Кару-Мод.

В отличие от плюма Кару - Мод Кергелен-плюм внедрялся в уже раскрывшийся океанический бассейн, что не могло не повлиять на его геохимическую специфику. При этом возможное раннее распространение плюма в реконструкциях на 130 млн. лет назад моделируется по проявленному на континентальных окраинах магматизму (рис. 1). В первую очередь, это относится к провинции Банбери на юго-западном побережье Австралии и проявлению магматизма на восточном побережье Индии (траппы Раджмахал). В тоже время, большая площадь магматизма, связанного с Кергелен-плюмом, в настоящее время предположительно находится ниже уровня моря и фиксируется только по сейсмическим данным в северной части Бенгальского залива, а также на плато Натуралиста [10]. Предполагается, что сам Кергелен-плюм также имел широкое распространение в северо-восточном направлении (т.е. имел неклассическую изометрично-концентрическую форму при внедрении в литосферу). Все это привело к широкому развитию обогащенных толеитов в пределах ранних стадий раскрытия Индийского океана.

Наиболее поздние Мезо-Кайнозойские проявления внутриплитного магматизма (щелочно-ультраосновные интрузии, силлы и дайки кимберлитов, лейцititовые базальты массива Маннинг) Восточной Антарктиды локализованы в районе гор Принц-Чарльз (Земля Мак-Робертсона), и Берега Принцессы Елизаветы (щелочные вулканиты – г.Гауссберг) и расположены на 3000-4000 км восточнее ЗКМ. Прерывистая цепочка из 6 штоковых тел юрско-меловых даек протягивается на 15 км вдоль восточного берега озера Бивер, маркируя их приуроченность к субмеридиональной зоне глубинных разрывных нарушений, ограничивающих восточный борт грабена озера Бивер [17].

Проведенное исследование щелочно-ультраосновного магматизма оазиса Джетти показало, что в целом он близок к мезозойскому магматизму оазиса Ширмахер и

ЗКМ, а также вскрытым скважиной 749 (программы глубоководного бурения) толеитовым базальтам, имеющим возраст 113 млн лет и связанным с деятельностью плюма Кергелен [5], и базальтам плагиоклаз порфировой серии древнего поднятия Афанасий Никитин в Индийском океане (рис.2) [1]. Составы оливинов из Южного и Северного тел оазиса Джетти, даек ультраосновных лампрофиров вблизи озера Бивер, а также биотитового пикрита из массива Миридит, расположенного в 100 км к югу от оазиса Джетти, характеризуются сходными вариациями с широкой дисперсией по магнезиальности (ряд Fo от 75 до 91.5). Подобно базальтам Земли Королевы Мод изученные пикриты отличают высокие значения отношения радиогенных свинцов к 204 изотопу свинца, при этом надо отметить, что отношение $^{208}Pb/^{204}Pb$ достигает величины 39.5. Родоначальные магмы долеритов оазиса Ширмахера характеризовались средними значениями первичного изотопного состава – $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.502, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.114, $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.026, $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.70568, $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512629 и близки составам толеитов древнего поднятия Афанасия Никитина, образование которого происходило 90 млн. лет назад вблизи прото-Юго-Восточного Индийского хребта, а также толеитам центральной части о. Кергелен, возраст которых 115 млн. лет (рис.2б). Континентальная природа щелочно-ультраосновного комплекса оазиса Джетти отчетливо видна на графике отношений $\varepsilon^{143}Nd/^{144}Nd$ - $^{87}Sr/^{86}Sr$, где хорошо прослеживается тренд от слабообедненных до обогащенных разностей, в пределах которого расположены как щелочные магмы, так и мантийные ксенолиты (рис.2а).

Распространение плюмового вещества вдоль ослабленных зон определяются возможностью глубинных течений – перемещений плюма, происходящих на разных уровнях литосферы и подлитосферной мантии. Их образование предположительно связывается с активизацией сублитосферной мантии Антарктиды под воздействием Кергелен-плюма, а внедрение даек и силлов щелочно-ультраосновного состава оазиса Джетти напрямую коррелируется с начальными стадиями воздействия Кергелен-плюма на литосферу Антарктиды 130 – 105 млн. лет назад. Длительное существование глобальных плюмов и их способность к горизонтальному перемещению подтверждают и результаты численного моделирования [2].

Возможно, проникновение плюмовых магм в пределах Антарктиды на восток вдоль древней коллизионной зоны отражает процессы, протекавшие в апикальной части плюма приблизительно 180 — 110 млн. лет назад. Установленное геохимическое сходство базальтов, формирующихся на континентальной окраине восточной Индии (траппы Раджмахал) и юго-западной Австралии (базальты Банбери), и толеитов плато Кергелен предполагает ассимиляцию древней Гондванской континентальной коры формирующимися базальтовыми расплавами [8]. Можно предположить, что суперплюм Кару - Мод является примером глубинного плюма, зародившегося на границе ядро–мантия. Его проникновение в верхние слои литосферы привело к расколу Гондваны и отделению Африки от Антарктиды. Затем в течение продолжительного времени (около 40 млн. лет) могло происходить его растекание вдоль уже существовавших в верхних частях литосферы границ и приводило к формированию более молодых мантийных плюмов – Парана – Этендека и Кергелен. Распространение плюмового вещества вдоль ослабленных зон Гондваны на юг (долериты провинции Ферар в Трансантарктических горах) и на восток (от западной части Земли Королевы Мод до гор Принс-Чарльз) Антарктиды отражает возможные глубинные перемещения плюма, происходившие, вероятно, на разных уровнях литосферы и подлитосферной мантии. Это может объясняться длительной историей жизни плюма Кару-Мод, которая началась около 180 млн. лет назад, и его распространением на восток вдоль коллизионных зон восточной Антарктиды, вплоть до оазиса Джетти (130 - 110 млн лет), и далее в Индийский океан [18]. Где он

продолжает функционировать в виде плюма Кергелен, начиная со 110 млн лет назад.

Литература

1. *Borisova A. Yu., Belyatsky B.V., Portnyagin M.V. and Suschevskaya N.M.* Petrogenesis of an olivine-phyric basalts from the Aphanasey Nikitin Rise: evidence for contamination by cratonic lower continental crust // Journal of Petrology, 2001, v.42, №2, P.277-319.
2. *Burov E., Guillou-Frottier L.,. d'Acremont E., et al.* Plume head – lithosphere interactions near intra-continental plate bounadries. Tectonophysics. 2007. V. 434 (1-4). P. 15-38.
3. *Coffin M.F., Pringle M.S.,. Duncan R.A. et al.* Kerguelen hotspot magma output since 130 Ma. Journal of Petrology. 2002.V. 43. P.1121-1139.
4. *Elliot D.H., Fleming T.H., Kyle P.R., Foland K.A.* Long-distance transport of magmas in the Jurassic Ferrar Large Igneous Province. Antarctica. Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V.167. P. 89-104.
5. *Frey F.A., Coffin M.F., Wallace P.J., Weis D., et al.,* Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean // Earth and Planet. Sci. Letters. 2000. 176. P.73-89.
6. *Frey F.A., McNaughton N.J., Nelson D.R., et al.* Petrogenesis of the Bunbary basalt. western Australia: ineraction between the Kerguelen plume and Gondwana lithosphere? Earth Planet. Sci. Lett. 1996. V.144. P.163-183.
7. *Golynsky A.V., Chiappini M., Damaske D., et al.* ADMAP – a digital magnetic anomaly map of the Antarctic. in: Antarctica – contributions to global Earth Sciences. Futerre D.K. Damaske D.. Kleinschmidt G.. Miller H.. Tessensohn F. (eds.). Springer-Verlag. Berlin. 2006. P. 109-116.
8. *Ingle S., Weis D., Scoates J.S., Frey F.A.* Relationship between the early Kerguelen plume and continental flood basalts of the paleo-Eastern Gondwanan margins. Earth Planet. Sci. Lett.. 2002. V.197. P. 35-50.
9. *Jokat W., Boebel T.M., Konig M. Meyer U.* Timing and geometry of early Gondwana breakup. Journal. Geophys. Res. 2003. V.108(B9). 2428. doi:10.1029/2002JB001802.
10. *Kent R.* Lithospheric uplift in eastern Gondwana: Evidence for a long-lived mantle plume system? Geology. 1991. V.19. P. 19-23.
11. *Kent W., Saunders A.D., Kempton P.D., Ghose N.C.* Rajmahal basalts. eastern India: mantle sources and melt distribution at a volcanic rifted margin. In: Large igneous provinces: continental. oceanic and planetary flood volcanism. Mahoney J.J., Coffin M.F. (eds). Geophys. Monogr. V.100. AGU. Washington DC. 1997. P.145-182.
12. *Leat P.T., Curtis M.L., Riley T.R., Ferraccioli F.* Jurassic magmatism in Dronning Maud Land: synthesis of results of the MAMOG project. U.S. Geological Survey and the National Academies. USGS OF-2007- 1047. Short Research Paper 033; doi: 10.3133/of2007-1047 srp033.
13. *Storey B.C.* The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland. Nature. 1995. 377. 301-308.
14. *Vuori S. K., Luttinen A. V.* The Jurassic gabbroic intrusions of Utpostane and Muren: insights into Karoo-related plutonism in Dronning Maud Land. Antarctica. Antarctic Science. 2003. V. 15. P. 283-301.
15. *Zhang X., Luttinen A.V., Elliot D.H., et al.* Early stages of Gondwana breakup : the $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of Jurassic basaltic rocks from western Dronning Maud Land. Antarctica. and implications for the timing of magmatic and hydrothermal events. Journal of Geophys. Res. 2003. 108. B9. P. 2449. doi: 10.1029/2001JB001070.
16. *Беляцкий Б.В., Сущевская Н.М.,. Лейченков Г.Л. и др.* Мезозойский магматизм оазиса Ширмахера – как проявление суперплюма Кару-Мод. Доклады РАН. 2006. Т. 406 (1). С.128-131.
17. *Лайба А.А., Андроников А.В., Егоров Л.С., Федоров Л.В.* Штокообразные и дайковые тела щелочно-ультраосновного состава в оазисе Джетти (горы Принс-Чальз. Восточная Антарктида). В: Геолого-Геофизические исследования в Антарктике. 1987. Ленинград. ПГО «Севморгеология». С. 35-47.
18. *Сущевская Н.М., Б.В.Беляцкий, Г.Л.Лейченков, А.А.Лайба.* Эволюция глубинного плюма Кару-Мод в Антарктике и его влияние на магматизм ранних стадий раскрытия Индийского океана. 2009. Геохимия.№1.С.3-20.

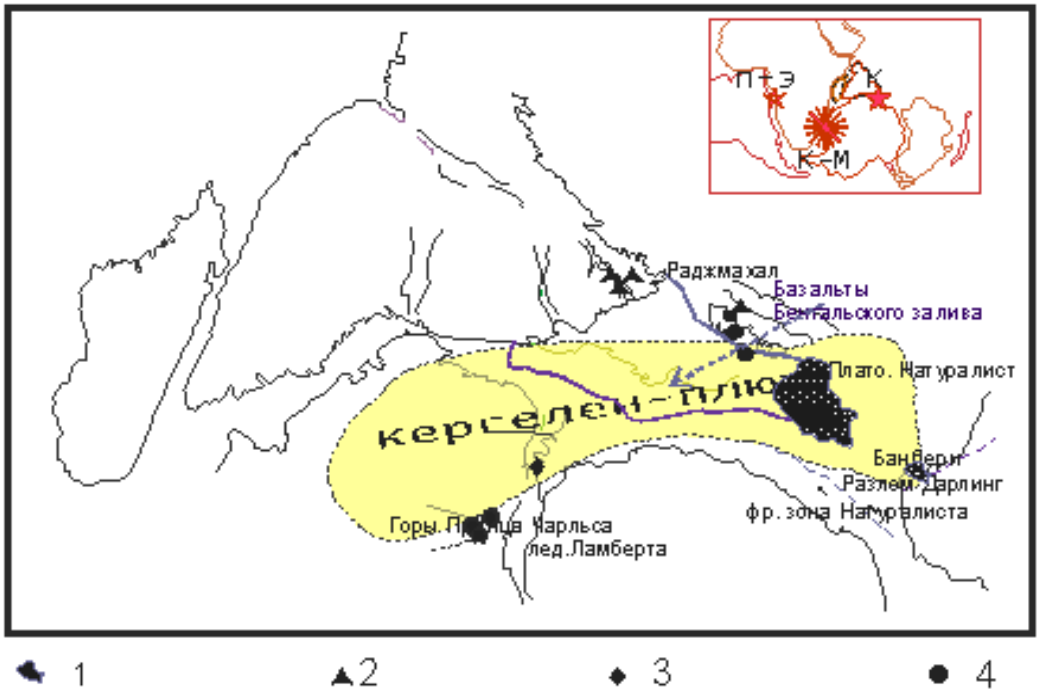
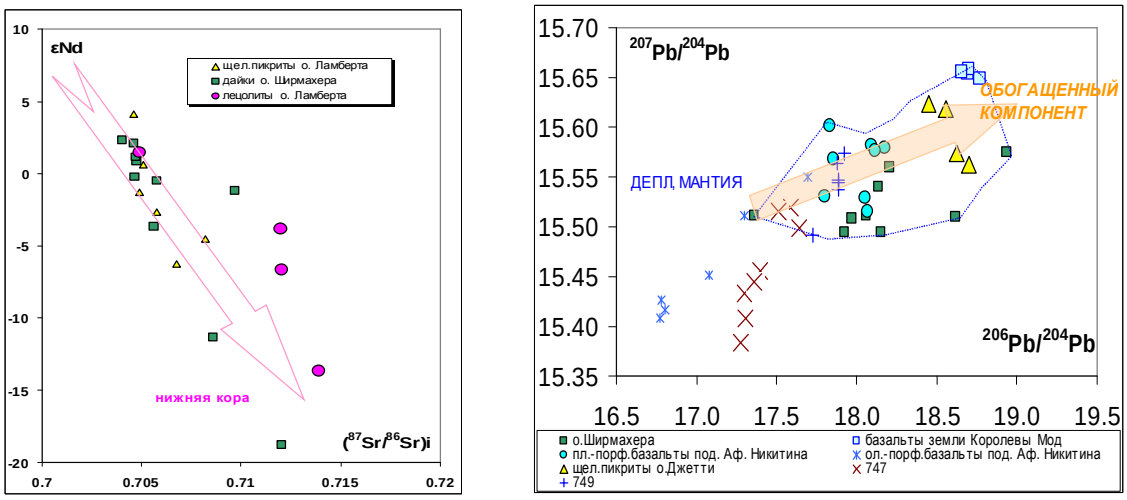


Рис. 1. Распространение плюма Кергелен на ранних стадиях раскрытия Индийского океана. Модифицированный рисунок по [10].

Условные обозначения: 1– поле распространения базальтов, 2 – находки флогопитовых минеттов, 3 – мончиквитов, 3 – щелочных пород. Темной сплошной линией показано поле распространения базальтов в пределах Бенгальского залива по геофизическим данным [10]. На вставке показана симметричность проявления плюмов Парана – Этендека (П-Э) и Кергелена (К) относительно плюма Кару-Мод (К-М) в реконструкцияхна возраст 180 млн лет.



а) *б)*

Рис.2. Вариации изотопов Pb, Sr и Nd в плюмовых источниках ЗКМ, оазисов Ширмахера, Джетти и плато Кергелен.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ

Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, ДВО РАН, Владивосток, Россия (sedin@poi.dvo.ru)

Филиппинское море (ФМ) занимает особое место в системе окраинных морей Западной части Тихого океана. Оно более других окраинных морей выдвинуто в сторону океана и единственное среди них со всех сторон окружено системой активных островных дуг и глубоководных желобов. Благодаря своему уникальному положению ФМ давно привлекает пристальное внимание исследователей. Однако вопрос его происхождения до сих пор не решен однозначно. Существуют самые полярные точки зрения на его природу. Говорят о формировании впадины ФМ на раздробленной окраине Азиатского континента и о заложении моря на западной (приматериковой) части Тихого океана. Все исследователи признают определяющую роль в эволюции впадины ФМ тектонических и магматических процессов, которые обычно объединяют в единые (и отдельные) тектоно-магматические этапы.

Впервые о периодичности тектоно-магматических процессов для ФМ сказал Д. Кариг [24]. Позднее о тектоно-магматических этапах (циклах, периодах, эпизодах, эпохах) ФМ говорили многие авторы: Н.А.Богданов (1987, 1988, 1999); Ю.Б.Евланов (2000); Г.Л.Кириллова (1992); Д.Хэйс (1984); А.Я. Шараськин (1981, 1982, 1984, 1989, 1992 и др.) и другие авторы, в том числе и один из авторов настоящей работы [7]. Наиболее серьезные отличия у разных исследователей касаются определения времени формирования Западно-Филиппинской котловины.

В последние десятилетия 20-го века нами в рейсах получены многочисленные новые материалы, которые, наряду с опубликованными данными, позволяют по новому подойти к выделению и обоснованию тектоно-магматических этапов в ФМ. Целью настоящей работы является выделение тектоно-магматических этапов в ФМ. Проведенные исследования основаны главным образом на геологических данных и, прежде всего, на изучении вулканизма – общепризнанного индикатора тектонических (геодинамических) процессов. Описание тектоно-магматических этапов приведено отдельно для каждой из наиболее значимых структур ФМ. Особое внимание уделяется Западно-Филиппинской котловине и хребту Кюсю-Палау.

Западно-Филиппинская котловина (ЗФК) - самая крупная структурная единица ФМ. Она занимает всю западную часть моря. Котловина характеризуется сложным сочетанием положительных и отрицательных морфоструктур разного типа. Среди них выделяются: 1 - крупные глыбовые изометричные поднятия (плато и короткие хребты), 2 – абиссальные равнины, 3 - протяженные линейные тектонические зоны разломов [8, 9]. Крупные изометричные поднятия расположены в северо-западной части ЗФК и представлены плато Амами, Урданета, Бенхам и хребтами Дайто и Оки-Дайто. Плато Амами изучалось только при помощи драгирования. Поднятые образцы представлены главным образом вулканическими породами, а также интрузивными (габбро, тоналиты и трондъемиты) и осадочными образованиями [21]. Возраст двух образцов базальтов (K-Ar метод) составляет 82.4 ± 2.2 и 85.1 ± 2.1 млн.лет, а для трахиандезита (Ar-Ar метод) – 48.5 ± 2.1 млн.лет [21]. Возраст тоналита (K-Ar метод) по породе составляет 69.5 ± 2.0 млн. лет и по амфиболу - 75.1 ± 2.4 млн. лет [21]. Хребет Дайто изучался при помощи драгирования и глубоководного бурения (скв. 445 DSDP). Здесь были подняты в основном вулканические, а также интрузивные, метаморфические, и осадочные породы. Изотопные определения по магматическим породам

не известны. Возраст одного образца метаморфической породы (K-Ar метод по породе) составляет 49 ± 3.7 млн. лет [21]. В основании скв. 445 была вскрыта толща среднеэоценовых осадочных пород с восемью горизонтами конгломератов, в которых среди обломков преобладают вулканические породы (более 90%), мезозойские рифовые известняки (иногда с обломками базальтов) и среднеэоценовые биокластиты [Intl. Reps.,1980]. Наличие в мезозойских известняках обломков вулканических пород свидетельствует о более раннем образовании последних На хребте Оки-Дайто, несмотря на довольно многочисленные исследования [2; 5; 13; 21 и др.], изотопные датировки вулканических пород практически отсутствуют. Нами [7; 13] в центральной части хребта подняты высокотитанистые толеиты позднемелового возраста (K-Ar метод по породе) составляет 78.2 ± 2 млн. лет. Остальные авторы [2; 5; 21 и др.] выделяют здесь позднемезозойский и эоценовый комплексы. Во впадине Дайто (между хребтами Дайто и Оки-Дайто) скв. 446 вскрыла в раннеэоценовых осадках 23 силла высокотитанистых базальтов, аналогичных базальтам океанических островов и поднятий. Изотопный возраст одного из образцов базальтов этой скважины - 48.2 ± 1.0 млн. лет (K-Ar метод), а три других образца (Ar-Ar метод) имеют более древний позднепалеоцен-раннеэоценовый (54.1 – 56.7 млн. лет) возраст [22]. Палеоценовые определения возраста не согласуются со стратиграфическим положением базальтов в этой скважине. Несколько южнее хребта Оки-Дайто (некоторые авторы выделяют здесь хребет Лапу-Лапу) в скв. 294 разбурены среднеэоценовые высокотитанистые щелочные базальты. Возраст одного из образцов базальтов (Ar-Ar метод) - 48.8 ± 2.0 млн. лет. [30]. Плато Урданета изучалось сотрудниками ДВО РАН в 3-х рейсах. Нами на одной из построек подняты глыбы и обломки высокотитанистых щелочных базальтов, трахитов и фонолитов. Изотопные определения (K-Ar метод) составляют для базальта – 39.1 ± 3.0 млн. лет, трахита – 40.0 ± 5.0 млн. лет и фонолита - 23.1 ± 3.0 млн. лет [4; 31]. Плато Бенхам изучалось бурением (скв.292) и драгированием на г. Виноградова, расположенной в районе стыка плато и Центрального разлома [17; 22; 31]. В скв. 292 под позднеэоцен-олигоценовыми известняками разбурены базальты (высокотитанистые толеиты гавайского типа), для которых известно три определения возраста (K-Ar и Ar-Ar методы) – 37.1 ± 1.0; 38.2 ± 1.0 и 49.0 ± 2.0 млн. лет [22; 30]. Такие определения возраста базальтов хорошо согласуются с их стратиграфическим положением. На г. Виноградова были подняты щелочные базальты и трахиты. Возраст (K-Ar метод) базальта – 22.0 ± 2.0 и трахита – 26.0 ± 3.0 млн. лет, что отвечает позднеолигоцен-раннемиоценовому времени [17; 31]. Итак, изучение изометричных поднятий ЗФК показало, что в их пределах выделяется 3 тектоно-магматических этапа: 1 – позднемезозойский (позднемеловой), 2 – среднеэоценовый; 3 – позднеолигоцен-раннемиоценовый. При этом, в северной части ЗФК (плато Амами, хребты Дайто, Оки-Дайто и Лапу-Лапу) известны первые два этапа, а на плато Бенхам и Урданета – второй и третий этапы. Изометричные поднятия были сформированы в позднем мезозое, а затем, по крайней мере, дважды (в среднеэоценовое и позднеолигоцен-раннемиоценовое время) подверглись тектонической активизации.

Абиссальные равнины ЗФК изучалась с помощью бурения (скв. 290, 447 и 1201) и драгирования. Скважины расположены в восточной части котловины севернее Центрального разлома. В двух из них (скв.447; 1201) вскрыты базальты, аналогичные океаническим толеитам. Данные изотопных определений по базальтам этих скважин отсутствуют. Известно, что они залегают под позднеэоценовыми осадками, т.е. возраст базальтов можно определить как допозднеэоценовый. Время образования фундамента ЗФК обычно определяется по данным магнитных аномалий. З. Бен-Аврахам с соавторами (1972) считал их мезозойскими, а возраст котловины, соответственно, - позднемезозойским.

Большинство же других авторов [23] считают их кайнозойскими, а возраст ЗФК, вслед за Д. Каригом [24] - палеогеновым. Недавно появились данные о возрасте магматических пород, поднятых в самой западной части ЗФК (бассейн Хуатунг - западнее о. Тайвань). С небольших поднятий дна здесь были подняты габброиды, возраст которых (по амфиболу, Ar-Ar метод) соответствует 116.2 ± 4.2 и 121.2 ± 4.6 млн.лет [18]. Эти результаты находятся в соответствии с возрастом поднятых здесь осадочных пород (баррем) и данными новой интерпретации магнитных аномалий в бассейне, согласно которым раскрытие бассейна происходило с 131 до 119 млн.лет [18]. Мы полагаем, что фундамент абиссальной части ЗФК сформировался в позднемезозойское (раннемеловое-позднеюрское (?)) время, как и в прилегающей с востока к ФМ части Тихого океана (Восточно-Марианская котловина).

Протяженные линейные зоны тектонически расчлененного рельефа (разломы) как отдельный тип морфоструктур в ФМ выделен нами недавно [8; 9; 12], хотя давно известен в ФМ, начиная с работ Г.Хесса (1948; 1952). В ЗФК нами выделяются Центральный, Широтный, Южный разломы и разлом 11° градуса. Геологические исследования (бурение и драгирование) проводились только в зоне Широтного (скв. 291) и Центрального (скв. 293) разломов. В скв. 291 под раннеэоценовыми) осадками разбурены базальты, что может указывать на их дораннеэоценовый возраст. В западной части Центрального разлома (скв.293) под позднеэоценовыми осадками была вскрыта тектоническая брекчия, обломки в которой представлены базальтами, долеритами и габброидами. Возраст одного из обломков габбро (Ar-Ar метод) составляет 42.0 млн. лет [22; 30]. Приведенные данные свидетельствуют об эоценовой тектоно-магматической активности этой части разлома. В зоне стыка Центрального разлома и плато Бенхам расположена г. Виноградова, которая характеризуется позднеолигоцен-раннемиоценовой вулканической активностью [17; 31]. В недавней работе [19] также приведены данные о позднеолигоценовом возрасте (26-28 млн. лет) вулканических пород, поднятых в центральной и восточных частях разлома. Согласно проведенным В.В.Жигулевым [3] геотермическим расчетам в зоне Центрального разлома (район его сочленения с хребтом Кюсю-Палау) в позднеолигоценовое время (порядка 25 млн. лет) оформилась тепловая аномалия. Это также свидетельствует о проявлении здесь позднеолигоценовой тектонической активности. В локальных впадинах Широтного и Центрального разломов подняты образования офиолитового комплекса (апогарцбургитовые серпентиниты), которые имеют, скорее всего, позднемезозойский возраст и выведены на поверхность тектоническими процессами [12; 31]. Мы полагаем, что разломы ЗФК сформировались как фрагменты регматической сети ещё в период образования абиссальной части котловины - в позднемезозойское время. Позднее, в кайнозое, они активизировались. Максимально тектоническая активность коснулась зоны Центрального разлома в эоценовое и в позднеолигоцен-раннемиоценовое время. Итак, анализ данных по всем структурам ЗФК позволяет выделить в её пределах три тектоно-магматических этапа: 1 – позднемезозойский (ранне- и позднемеловой), 2 - среднепалеогеновый (ранне-среднеэоценовый), 3 - позднеолигоцен-раннемиоценовый. Наиболее мощный этап - позднемезозойский, в результате которого сформировались абиссальное ложе котовины (раннемеловой (?)) и наложенные изометричные поднятия (позднемеловой). Второй и третий этапы отвечают периоду кайнозойской перестройки ЗФК и тектонической активизации всех её основных структур.

Котловины Сикоку и Паресе-Вела расположены в восточной части ФМ. По мнению практически всех исследователей это новообразованные структуры. Время их формирования, вслед за Д. Каригом (1975), на основании геолого-

геофизических данных принимается как позднеолигоцен-раннемиоценовое с некоторыми вариациями по абсолютным значениям. Обычно - 30-17 (реже - 15) млн. лет [14-16; 22; 25; 28; 29 и др.]. В центральной части котловины Сикоку были пробурены три скважины (скв. 442, 443, 444), которые под миоценовыми осадками вскрыли раннемиоценовые базальты [22]. В скв. 444-А встречен 10-метровый силл щелочных долеритов, отделенный от нижележаших базальтов, 20-метровой осадочной толщей. Возраст щелочного силла (K-Ar метод) среднемиоценовый – 14.7 ± 2.1 млн. лет [22]. При изучении гор Кинан, которые считаются пострифтовыми образованиями, с одной из вершин поднята глыба базальта среднемиоценового (позднемиоценового (?)) возраста [21; 28]. В котловине Паресе-Вела пробурены четыре скважины (скв. 53; 54; 449; 450), которые прошли осадки разного возраста (поздний олигоцен – средний миоцен) и вошли в базальты [22]. При драгировании зоны разлома Яп в локальных впадинах были подняты базальты (предположительно в основном раннемиоценового возраста) и породы офиолитового комплекса [1; 17; 31]. Во впадине Айпод также были подняты базальты с возрастом около 8.0 млн. лет [31], образование которых мы связываем с тектонической активностью, обусловленной формированием локальных впадин уже после становлении основного ложа котловины. Приведенные геологические данные позволяют выделять в котловине Сикоку и Паресе-Вела два тектоно-магматических этапа: позднеолигоцен-раннемиоценовый (основной) и средне-позднемиоценовый (пострифтовый). В основной этап формировалось основное ложе котловин, а в пострифтовый, обусловленный их тектонической активизацией, - локальные впадины разлома Яп в котловине Паресе-Вела и горы Кинан в котловине Сикоку. Детальные геофизические работы в период действия проекта CSSP (Continental Shelf Survey Project, 1983-1997 г.г.) подтвердили геологические данные и внесли лишь некоторые уточнения по особенностям эволюции котловин Сикоку и Паресе-Вела [25; 28; 29].

Марианская котловина (Марианский внутридуговой трог) довольно хорошо изучена с помощью подводных аппаратов, драгирования и бурения. Согласно представлениям большинства авторов [14-16; 22; 24 и др.] Марианский трог образовался в позднемиоцен-четвертичное время в результате внутридугового спрединга или рифтогенеза. Вероятно, в это же время образовался и внутридуговой трог Нисиносима.

Хребет Кюсю-Палау (КП) одна из ключевых структур Филиппинского моря. Хребет КП состоит из 3-х обособленных частей (фрагментов) – Северный (о. Кюсю – 24°N), Центральный (23°N – 14°N)и Южный КП (14°N - о. Палау), каждый из которых имеет различное простирание: [10; 11]. Хребет КП одна из самых изученных структур ФМ. На Северном КП пробурена скв. 296, которая под позднеолигоценовыми известняками с пепловыми прослоями вскрыла мощную толщу (боле 600 м.) позднеолигоценовых вулканогенно-осадочных образований с обломками вулканических пород [22], что указывает на проявление здесь в это время вулканической активности. На Северном КП драгированием также изучены 4 возвышенности, на 3-х из них подняты магматические породы [21]. Возраст гранитоидов г. Комахаси-Дайни (9 определений K-Ar и Ar-Ar методы) изменяется от 26.2 до 51.0 млн. лет. [6; 19; 20; 21; 26]. При этом семь определений имеют среднеэоценовый возраст (37.4-51.0 млн. лет), что, вероятно, и отвечает истинному возрасту пород. На г. Минами-Кохо подняты тоналиты с возрастом (K-Ar метод) 48.5 ± 1.4 млн. лет [21]. Приведенные данные указывают о проявлении на Северном КП двух тектоно-магматических этапов: - среднеэоценового и позднеолигоцен-раннемиоценового. Центральный КП от 23°N до 18°N состоит из 9 отдельных гор (вероятно, вулканических построек), вытянутых вдоль единой линии в северо-северо-восточном направлении. [25; 29].

Надежные данные по ним отсутствуют. Южная часть Центрального КП и северная часть Южного КП довольно детально изучена нами в 4-х экспедициях. Южная часть Центрального КП (14° - 17°N) имеет сложное строение. Здесь выделяются вулканические постройки 3-х типов (щитовые вулканы и стратовулканы 1-го и 2-го типов), каждый из которых характеризуется своими особенностями геологического строения и вулканизма [10; 11; 27]. Щитовые вулканы характеризуются вулканизмом аналогичным магматизму океанических островов и поднятий; стратовулканы 2-го типа – щелочным вулканизмом; стратовулканы 1-го типа – островодужным вулканизмом. Возраст осадочных пород [27] на одном из щитовых вулканов (определения С.В. Точилиной по радиоляриям) соответствует маастрихту-раннему палеоцену (62,5-60,0 млн. лет). Для вулканических пород с двух других щитовых вулканов изотопный возраст (K-Ar метод) составляет – 30.0±3 млн. лет (трахит); 8,4±0,7; 9,0±2; 10,0±3 и 12,0±4 млн. лет (базальты). Эти определения указывают на наличие на щитовых вулканах 2-х периодов вулканизма – позднеолигоцен-раннемиоценового и позднемиоценового. Возраст пород со щелочного вулкана (K-Ar метод) отвечает позднеолигоценову времени – 25.6 ±1.2 (трахит) и 30,0±3 (базальт) млн. лет. Время проявления островодужного вулканизма (стратовулканы 1-го типа) на хребте КП определяется как позднеэоцен-раннеолигоценовое на основании данных по скв. 448. Такое время определено по стратиграфическому разрезу скважины и по 4-м определениям изотопного (K-Ar и Ar-Ar методы) возраста для базальтов (30.60 ±0,86; 36.36 0±0.58; 31.45 ±1.52 и 34.88 ±1.60 млн. лет), что хорошо соответствует положению базальтов в стратиграфическом разрезе [22]. В районе стыка хребта КП и Центрального разлома (район 14°N) В.В.Жигулевым [3] выделяется геотермическая аномалия с возрастом 25 млн. лет. В самой южной части Южного КП (район 9°N) были подняты интрузивные и метаморфичесие породы [2; 6; 20; 26]. Диориты (K-Ar метод) характеризуются позднемезозойским возрастом (86; 87; 118; 125 млн. лет). Таким образом, в формировании и эволюции хребта КП можно выделить пять тектоно-магматических этапов: 1 – позднемезоойский (центральная и самая южная часть КП); 2 – среднеэоценовый (Северный КП); 3 - позднеэоцен-раннеолигоценовый (южная часть Центрального и Южный КП); 4 – позднеолигоцен-раннемиоценовый (Северный и Центральный КП); 5 – позднемиоценовый (Центральный КП). И только один из них (позднеэоцен-раннеолигоценовый) отражает этап островодужного вулканизма.

Западно-Марианский (ЗМ) хребет является частью Идзу-Марианской островодужной системы, обособленной от нее Марианским внутридуговым трогом. Время его образования и, соответственно, время активного вулканизма на Западно-Марианском хребте всеми геологами определяется практически одинаково - 20 (17)-12 (7) млн. лет, т.е. как ранний – поздний миоцен [14-16; 22; 24 и др]. На основании анализа геологических данных и, прежде всего, материалов бурения (скв.450, 451) мы также полагаем, что формирование ЗМ хребта приурочено к раннемиоцен-позднемиоценовому (?) тектоно-магматическому этапу.

Идзу- Марианская островная система обрамляет с востока ФМ. Согласно многочисленным геологическим данным [1; 15; 16; 19; 20; 22 и др.] в ее геологическом строении участвуют породы от позднего мезозоя до четвертичного времени. Островные дуги Идзу, и Марианская характеризуются современным вулканизмом. Иными словами, здесь можно обнаружить следы всех тектоно-магматичесих этапов, характерных для внутренней части ФМ, а также проявление современного – плейстоцен (плиоцен (?)) голоценового периода вулканической активности.

Таким образом, в ФМ выделяется 7 тектоно-магматических этапов: 1 – позднемезоойский; 2 – среднеэоценовый; 3 - позднеэоцен-раннеолигоценовый; 4 –

позднеолигоцен-раннемиоценовый; 5 – раннемиоцен- среднемиоценовый 6 – позднемиоценовый-плиоценовый; 7 – плейстоцен (поздний плиоцен (?)) – современный. Каждый из этапов сыграл определенную (и разную) роль в формировании и эволюции впадины ФМ. Большинство этапов, выделенных в ФМ известны и в других окраинных морях.

Литература

1. Геология дна Филиппинского моря / Ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 261 с.
2. Евланов.Ю.Б. Филиппинское море. Геологическое строение, эволюция магматизма и осадконакопления. Владивосток, Дальнаука, 2000, 92с.
3. Жигулев В.В. Особенности строения земной коры центральной части Филиппинского моря как отражение геологической эволюции региона. Автореф. дисс. к.г-м.н. Хаб-ск. 1994. 22 с.
4. Карп Б.Я и др., Строение плато Урданет (Филиппинское море) по геолого-геофизическим данным // Докл. АН,. 1995, Т. 341, № 1. С. 89-93.
5. Коновалов Ю.И. и др. Магматические комплексы хребта Оки-Дайто (Филиппинское море) // Тихоок. Геол. 1987. № 5. С. 25-31.
6. Леликов Е.П., Маляренко А Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. В-к. Дальнаука. 1994. 268 с.
7. Съедин В.Т Кайнозойский базальтоидный магматизм Япон. и Филип. морей. Автореф. дисс. к.г-м.н. Владивосток: ДВО РАН, 1986. 29 с.
8. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Особенности строения и природа основных структур Западно-Филиппинской котловины (Филип. море). // Матер. 35 Тектон. совещания. Т.2. М.: ГЕОС, 2002. С.217-220.
9. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Особенности геологического строения и природа основных структур Западно-Филиппинской котловины (Филипп. море) // Закономерности строения и эволюция геосфер. Хабаровск: Дальнаука, 2004. С. 239-250.
10. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И., Котляр И.Н. Особенности строения и вулканизма хр. Кюсю-Палау (Филип. море). // НАУКА СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ – НАЧАЛО ВЕКА. Магадан, 2005. С.132-135.
11. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И., Котляр И.Н. Особенности строения и вулканизма хр. Кюсю-Палау (Филип. море). // Матер. 39 Тектонич. совещания. М.:. ГЕОС, 2006. Т.2. С.273-276.
12. Съедин В.Т, Мельниченко Ю.И.. Разломы глубоководных котловин Филипп. моря. // Матер. 40 Тектонич. совещания. М.: ГЕОС, 2007. Т.2. С.246
13. Съедин В.Т, Ханчук А.И. О характере вулканизма хребтов Дайто и Оки-Дайто в Филиппинском море // Тихоок. Геол. 1989. № 5. С. 100-104.
14. Хэйс.Д. Окраинные моря Юго-восточной Азии: их геофизическая характеристика и структура. // История и происхождение окраинных морей. 27-ая сессия МГК. Т.6, Ч.2. М.: Наука, 1984. С. 30-44.
15. Шараськин А.Я. Строение и тектоно-магматическая эволюция дна Филиппинского моря. // История и происхождение окраинных морей. 27-ая сессия МГК. Т.6, Ч.2. М.: Наука, 1984. С. 44-58.
16. Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемой эволюции коры и мантии М.: Наука. 1992. 163 с.
17. Щека С.А., и др. Новые данные по геологии разломов Яп и Центральный в Филиппинском море // Докл. АН, 1986. Т. 286. № 2. С. 417-421
18. Deschams A.P et al., Evidence for Early Cretaceous oceanic crust trapped in the Philippine Sea Plate // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V . 179. P . 503-516.
19. Deschams A., and Lallemund S. The West Philipp. Basin: an Eocene to Early Oligocene back arc basin opened between two opposed subduction zones // J. Gheophys. Res. 2002. 107 JB 001706.
20. Geology and Geophysics of the Philippine Sea / Ed. H. Tokuyama, S. Shcheka, N. Isezaki, et al.. Tokyo: TERRAPUB, 1995. 406 p.
21. Geology of the Northen Philippine Sea. Ed. T. Shiki. Tokyo: Tokai University Press, 1985. 288 p.
22. Initial Reports of the Deep Sea Drilling project. Wash. (U.S. Govern. Print. Off.). V . 6; 31; 58-60.
23. Isezaki. N and K.Okino Magnetic anomalies in the Philippine Sea // Geol. and Geophys. of the Philippine Sea.. Tokyo: TERRAPUB, 1995. P . 39-49.

24. Karig, D.E. Basin genesis in the Philippine Sea. // Initial Reports of the DSDP Wash. (U.S. Government Printing Office), 1975. V. 31. P. 857-879.
25. Kasuga S, Ohara Y. A new model of back-arc spreading in the Parese Vela Basin, northwest Pacific margin // The Island Arc. 1997. No. 6. P. 316-326.
26. Malyrenko A.N. and Lelikov E.P. Granites and associated rocks in the Philippine Sea and East China Sea // Geol. and Geophys. of the Philippine Sea.. Tokyo: TERRAPUB, 1995. P.311-328.
27. Melnichenko Y.I. et al. Geomorphologic characteristics of the Kyushu-Palau Ridge, Phillip. Sea. // ZEITSCHRIFT FUR GEOMORPHOLODIE, Berlin-Stuttgart. 1999, v. 118, p. 183-192.
28. Okino K., et al., Evolution Shikoku Basin // J. Geomag. Geoelectr. 1994. V. 46. P. 463-479.
29. Okino K., et al.. A new scenareio of the Parece Vela Basin // Marine Geophysic. Res. 1998. 20. P. 21-40.
30. Ozima M. et al., Ar^{40} - Ar^{39} age of rocks and the development mode of the Philippine Sea. // Nature.1977. Vol. 267. 30 June. P. 816-818.
31. Shcheka S.A., et al. Igneous rocks of the main geological structures of the Philippine Sea Floor // Geol. and Geophys. of the Philippine Sea. Tokyo: TERRAPUB, 1995. P. 251–278.

СООТНОШЕНИЕ ХРУПКИХ И ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЗОНЕ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ХАРАМАТАЛОУСКОГО БЛОКА, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ).

Сычев С. Н.[а], **Куликова К. В.**[б]

[а]*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия (sychev1986@yandex.ru)*

[б]*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия (kulikova@geo.komisc.ru)*

Введение

Главный Уральский разлом (ГУР) является шовной зоной крупнейшего глубинного шарьяжа, по которому симатические комплексы восточных зон Урала надвинуты на сиалическое основание западной части Восточно-Европейской плиты [3]. В южной части Полярного Урала ГУР отделяет Лемвинский аллохтон от Войкарского.

По реке Средний Кечпель и его притокам в подошве Войкарского офиолитового аллохтона наблюдаются метаморфические породы южной части Хараматалоуского блока, которые объединяются в две толщи, слагающие одноименные тектонические пластины (рис. 1).

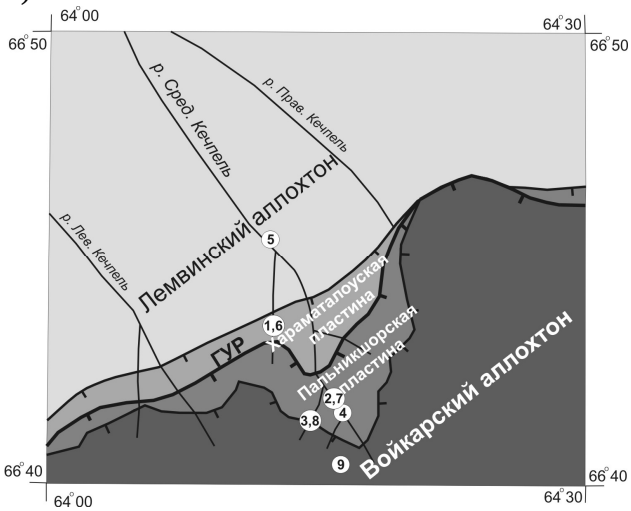


Рис. 1. Тектоническая схема района южной части Хараматалоускогоблока.
Цифры в кружках обозначают номер азимутальной проекции на рис. 2.

Западная (хараматалоуская) толща сложена чередованием зеленых и углеродистых сланцев с редкими прослоями гранатовых амфиболитов. Восточная (пальникшорская) толща, начинающаяся с пачки тонкопереслаивающихся зеленых и глаукофановых сланцев, представлена чередованием гранат-глаукофановых кристаллосланцев, амфиболитов, гранатовых амфиболитов, гранат-амфибол-альбит-кварцевых кристаллосланцев, а также бластомилонитов. Выявлено, что субстратом для метаморфитов зоны ГУР являлись вулканогенно-осадочные породы, причем формирование вулканитов хараматалоуской толщи происходило во внутриплитной континентальной обстановке, а вулканитов пальникшорской толщи - в островодужной обстановке [8].

Как было показано ранее для более южных районов Полярного Урала в зоне ГУР и прилегающих тектонических единицах структурные парагенезисы были сформированы на разных этапах деформации [1,2,4,5,6,7].

Целью настоящего исследования является изучение структурной эволюции зоны ГУР и прилегающих тектонических единиц в южной части Хараматалоуского блока.

Структурная характеристика зоны ГУР

В ходе полевых работ нами производилось изучение геометрических характеристик складчатых структур и индикаторов перемещений в зонах смятия - шарниров мелкой складчатости, осей вращения линз скольжения и плоскостей сопряженных трещин. По последним затем вычислялись оси сжатия [10].

Нами выявлены два главных типа структур – ранние пластические деформации, представленные главным образом мелкой складчатостью, и более поздние хрупкие, которые фиксируются по сопряженным трещинам. При анализе

структурных данных было выделено шесть стадий деформации, приуроченных к определенным этапам коллизионного процесса, и установлено, что едиными (сквозными) являются структурные парагенезисы последней стадии.

Пластические деформации доколлизионного этапа (стадия D_{n+1}), зафиксированные в породах более южного массива Хордъюс [1,2,7], в данной работе не рассматриваются.

Пластические деформации раннего коллизионного этапа (стадия D_{n+2}) наблюдаются в породах хараматалоуской и пальникшорской толщ и апопальникшорских милонитах в подошве Войкарского аллохтона. В породах Хараматалоуской пластины имеется следующий рисунок пластических деформаций: шарниры b_{n+2} мелкой складчатости F_{n+2} преимущественно субвертикальны 70-80º (рис. 2 аз.пр. 1), что объясняется крутыми падениями плоскостных элементов пластины (80-85º).

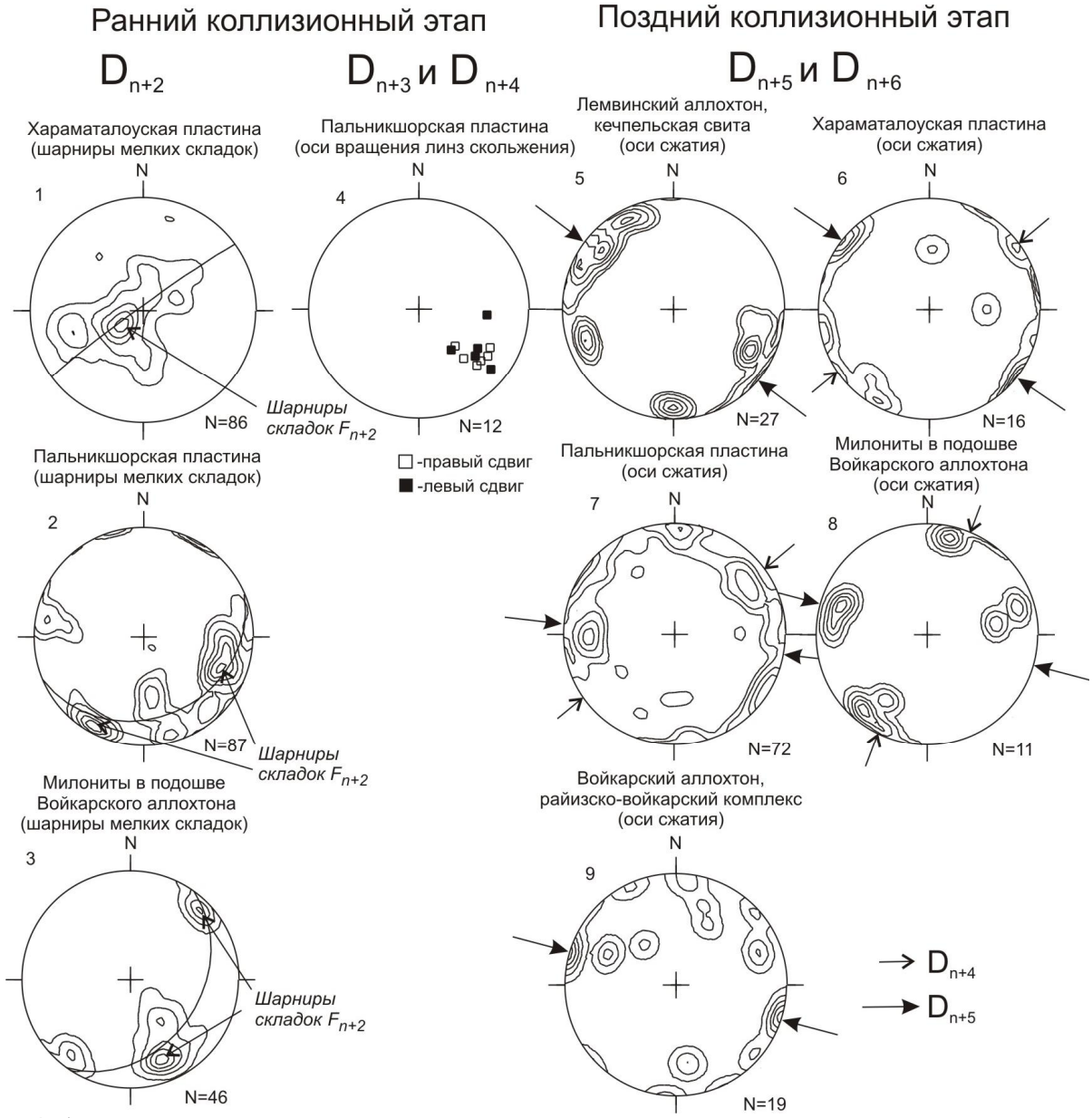


Рис. 2. Азимутальные проекции шарниров мелкой складчатости, осей вращения линз скольжения и осей сжатия (нижняя полусфера). Стрелками показаны оси сжатия.

В Пальникшорской пластине и милонитах мелкие складки F_{n+2} характеризуются пологими (10-20º) шарнирами, погружающимися преимущественно к юго-востоку (рис. 2 аз.пр. 2,3). Такую ориентировку шарниров можно объяснить моделью Хансена (рис. 3), которая применялась нами и ранее для более южных районов Полярного Урала [2,4,7], показывающей перемещение масс вещества при общем надвигообразовании [9]. При этом происходило изгибание и вращение на крыльях всей толщи (два симметричных максимума на азимутальной проекции) с последующим пережимом в центральной части (менее выраженный максимум между двумя ярко выраженными). Именно эти пластические деформации фиксируют региональное надвигообразование – основной этап формирования структуры Урала.

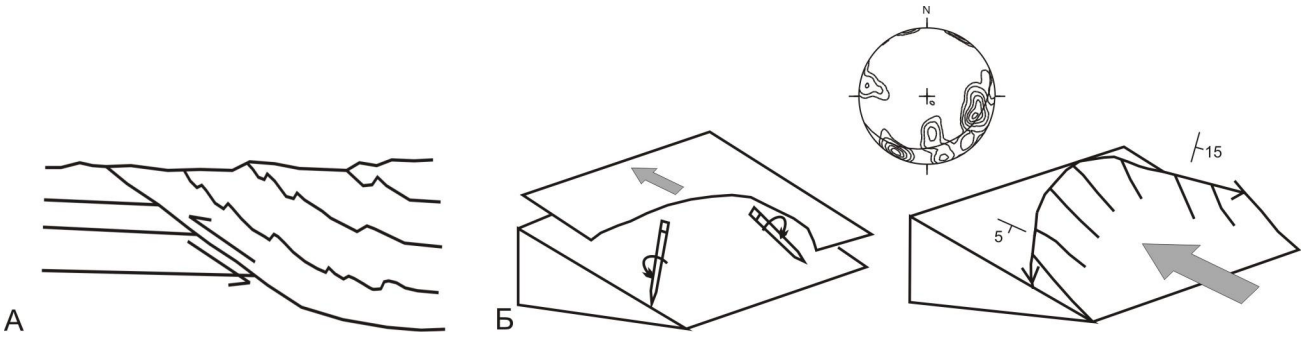


Рис. 3. Модель Хансена [9]. А – разрез показывающий развитие ассиметричных складок. Б – иллюстрация, объясняющая различную вергентность складок простирающихся в одной плоскости.
Приведена азимутальная проекция для Пальникшорской пластины, максимумы соответствуют элементам залегания, вынесенным на рисунок.

Более поздние пластические деформации (стадия D_{n+3} и D_{n+4}) интерпретированы в породах пальникшорской толщи по осям вращения линз скольжения. Оси вращения линз скольжения (рис. 2 аз.пр. 4) погружаются на ЮВ под углами 30-40º и указывают на правосдвиговые смещения на стадии D_{n+3} и левосдвиговые смещения на стадии D_{n+4}, этот вывод сделан по анализу их формы (Z и S структуры). Определение последовательности изначально правого, а потом левого сдвига проведено нами по анализу ориентировок осей сжатия для зоны ГУР в районе массива Хордъюс. Зона ГУР в этом районе располагается субмеридионально, в отличие от южной части Хараматалоуского блока, где она простирается с северо-востока на юго-запад (рис. 1). Оси сжатия, фиксирующие правый сдвиг (СВ-ЮЗ), перекрыты левосдвиговыми осями сжатия (СЗ-ЮВ) [6]. Следовательно, на раннем коллизионном этапе, но на более поздних стадиях ГУР и другие разломы, параллельные ему были сначала правосторонними сдвигами, а потом поменяли ориентировку и стали левосторонними.

Хрупкие деформации (сопряженные трещины) наблюдаются во всех рассматриваемых тектонических единицах. У вычисленных осей сжатия по сопряженным трещинам переменная ориентировка (рис. 2 аз.пр. 5-9). Оси сжатия с СЗ-ЮВ направлением образуют широкое поле распределения, тогда как СВ-ЮЗ оси выявлены, главным образом, в метаморфических толщах, обрамляющих зону ГУР. В ходе полевых наблюдений отмечено, что сопряженные трещины с осями сжатия СЗ-ЮВ направления смещают сопряженные трещины с осями сжатия СВ-ЮЗ направления, поэтому оси сжатия СВ-ЮЗ простирания интерпретируются как начальная стадия хрупкой деформации (стадия D_{n+5}), тогда как СЗ-ЮВ ориентировки представляют более конечную стадию деформации (стадия D_{n+6}).

На стадии D_{n+5} (рис. 2 аз.пр. 6-8) сжимающие напряжения были направлены вдоль зоны ГУР, эта ориентировка

образовалась, скорее всего, вследствие неравномерного, с «заливами» надвигания палеоокеанических комплексов на палеоконтинентальные. Клиновидная форма метаморфических толщ, примыкающих к зоне ГУР (рис. 1), и отсутствие продольных напряжений в породах кечпельской свиты (Лемвинский аллохтон) и райизко-войкарского комплекса (Войкарский аллохтон) подтверждают это предположение. На стадии D_{n+6} (рис. 2 аз.пр. 5-9) сжимающие напряжения поменяли ориентировку и стали перпендикулярными простиранию зоны ГУР. Такое изменение ориентировки оси сжатия вероятно связано с возобновлением действия поперечных напряжений в ходе коллизионного процесса.

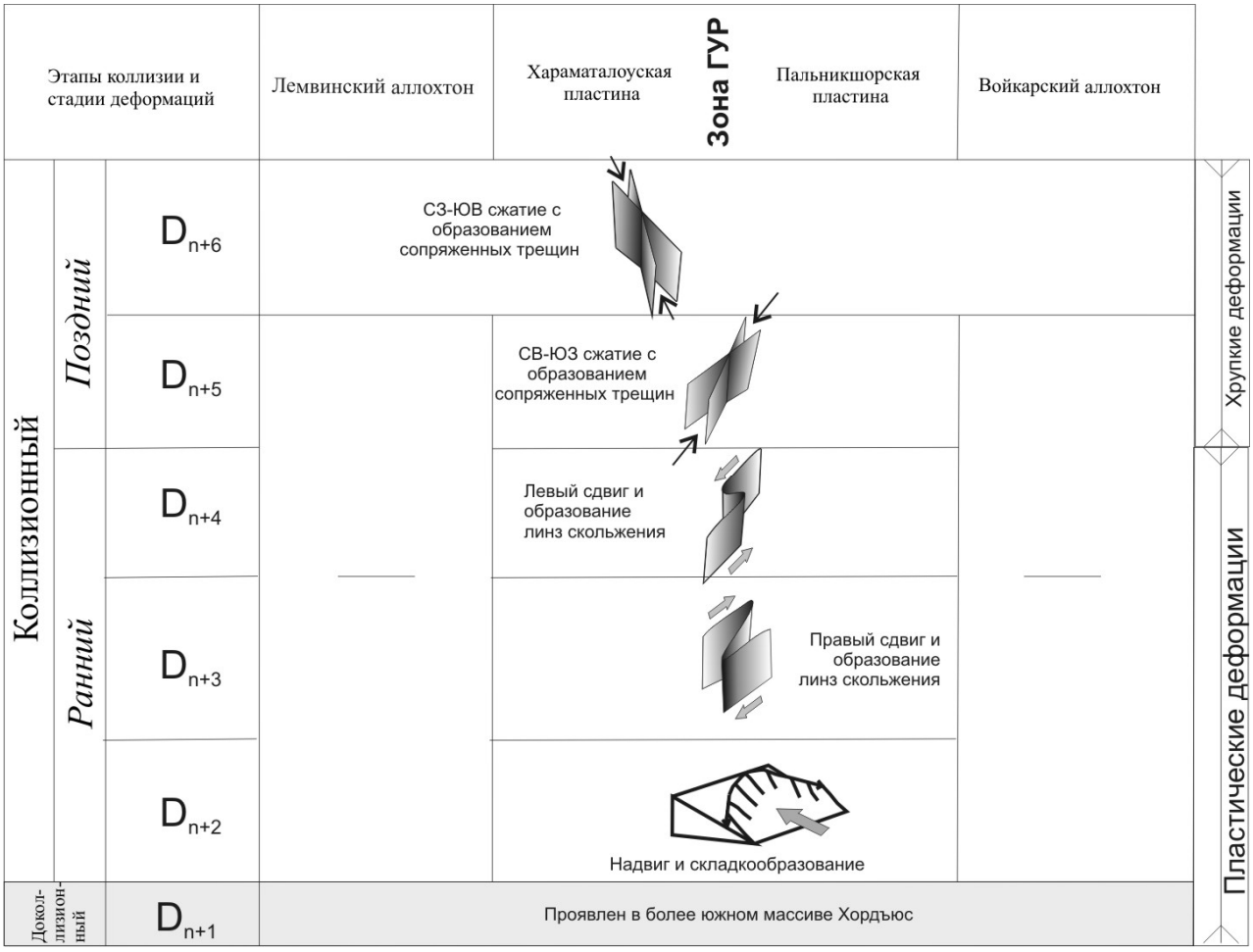


Рис. 4. Структурная эволюция зоны ГУР и прилегающих тектонических единиц.

Структурное развитие зоны ГУР изображено на рисунке 4.

Выводы

1. В породах южной части Хараматалоуского блока идентифицировано пять стадий деформации.
2. Проявлено три стадии пластических деформаций (ранний коллизионный этап) и две стадии хрупких деформаций (поздний коллизионный этап).
3. Стадии $D_{n+2} \rightarrow D_{n+5}$ деформаций выявлены только в тектонических единицах обрамляющих зону ГУР. Стадия D_{n+6} проявлена на всей изученной площади.
4. На стадии D_{n+2} происходило региональное надвигообразование; на стадии D_{n+3} ГУР и параллельные ему разломы были правосторонними сдвигами, тогда как на стадии D_{n+4} поменяли ориентировку и стали левосторонними; на стадии D_{n+5} происходило сжатие вдоль зоны ГУР, а после этого на стадии D_{n+6} возобновились поперечные сжимающие напряжения.

Работа выполнялась в рамках НИР ИГ Коми НЦ УрО РАН, ГИН РАН и частично СПбГУ.

Литература

1. *Куликова К.В., Сычев С.Н.* Доколлизионная метаморфическая история массива Хордъюс (Полярный Урал) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тезисы докладов XI Петрографического совещания. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2010. Т.I. С. 354-355.
2. *Куликова К.В. Сычев С.Н.* Структурно-метаморфическая эволюция пород зоны Главного Уральского разлома южной части Полярного Урала // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2010. Вып. 6. С. 15–44. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. Центра УрО Российской АН; Вып. 127).
3. *Савельев А.А., Самыгин С.Г.* Офиолитовые аллохтоны Приполярного и Полярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9-30.
4. *Сычев С.Н.* Зона западного контакта Дзеляюского террейна (пластины) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 18-й научнай конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 155-158.
5. *Сычев С.Н., Куликова К.В.* Коллизионная эволюция Пальникшорского террейна (Полярный Урал) // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 326-330.
6. *Сычев С.Н.* Соотношение хрупких и пластических деформаций зоны сочленения пальникшорской толщи и массива Хордъюс // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т.II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 160-163.
7. *Сычев С.Н., Куликова К.В.* Структурно-тектоническая позиция массива Хордъюс (Полярный Урал) // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 330-334.
8. *Турков К.А., Куликова К.В.* Реконструкция первичного субстрата метаморфитов подошвы Главного Уральского разлома южной части Полярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 19-й научнай конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 178-180.
9. *Marshak S., Mitra G.* Basic methods of structural geology. – NJ.: Prentice Hall, 1988. - 446 p.
10. *Ramsay J. G., Huber M. I.* The Techniques of Modern Structural Geology. -V.1: Strain Analysis. - London: Academic Press, 1983. – 307 p.

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ КРУПНОЙ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ХАБАРОВСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ («ДЕРСУ»)

Сушкин Л.Б.

Русское Географическое Общество, Хабаровское отделение, Хабаровск (sushkinl@rambler.ru)

Выявленные за последние десятилетия многочисленные ударно - астероидные и метеоритные (импактные) структуры в разных районах мира, в т. ч. Урала и Сибири [3, 4, 5, 7,18] позволяют по-новому рассмотреть и ряд морфоструктур Дальнего Востока России.

По оценкам специалистов, исходя из плотности астроблем в хорошо изученных районах мира [3, 4, 15, 18], резерв неоткрытых объектов такого рода в России исчисляется сотнями. Это наиболее всего актуально для Дальнего Востока, на обширной территории которого установлены на сегодня лишь единичные небольшие импактные кратеры: Эльгыгытгын (18 км), Соболевская и Сихотэ-Алиньская группы воронок. Более значительным размером выделяются древний кратер Кограм (50 км) в юго-восточной Якутии, и среднемезозойский кратер Лабынкыр (30 / 60 км) -в Северном Приохотье [4, 14].

Такое положение в значительной мере обусловлено сложностью геологического строения и активной геодинамикой большей части региона, приводящей к быстрой в геологическом смысле эрозии следов космических ударов на поверхности Земли. Наряду с этими природными факторами и слабой населённостью территории Дальнего Востока, очевидно и отсутствие в регионе целенаправленных исследований космогенных структур.

Вместе с тем, имеющиеся данные свидетельствуют о присутствии в регионе гораздо более крупной космогенной структуры, предположительно, позднемезозойского возраста.

Анализ широкого комплекса данных указывает на вероятную космогенную природу одной из наиболее ярких и масштабных структур Дальневосточного региона – Хабаровской кольцевой морфоструктуры (астроблемы ?) [11,12, 13,14] - диаметром 100 / 280 км. Её центральная часть отчётливо выражена в современном рельефе симметричными друг другу дугообразными хребтами Хехцир и Вандан, видимо, составлявшими некогда единый кольцевой хребет. Эродированный юго - западный сегмент центрального кольца расположен на территории КНР, в районе города Фуюань, где представлен в излучине рр. Амура и Уссури низкогорным массивом г. Илигашань (Рис. 1). Наряду с центральным кольцом диаметром 100 км в современном рельефе и гидросети отчётливо видны сегменты более масштабного внешнего кольцевого водораздела диаметром 280 км, проходящего по правобережью верховья р. Хор, в т. ч. горному массиву Тигровый Дом, сопкам - останцам Матай на юге, и Халхадьян на севере. Вероятно, эта крупная кольцевая морфоструктура имеет гораздо более сложное концентрическое (телескопированное) внутреннее строение.

Космогенный характер Хабаровской структуры (астроблемы) подтверждается развитием в ней хаотических геологических комплексов, разнообразных импактных брекчий (в т. ч. брекчий «грис») [3, 4, 5, 14, 15], признаками ударного метаморфизма, а также находками в её пределах метеоритного железа [11,12,16], сфероллоидов никелистого железа в осадочных породах её обрамления (цагаянская серия) [11, 12, 13], совпадающей с ней контрастной гидрохимической аномалией железа, интенсивным эманированием радона, дефицитом легкоподвижных элементов (иода и селена) и др. Закономерно также

расположение вокруг неё в обогащённых углеродом и железом отложениях идентичного возраста массовых захоронений останков динозавров с признаками катастрофического события, в том числе - с беспрецедентно высоким содержанием иридия: Благовещенское, Лунь-Гу-Шань (Белые Кручи), Асташихинское, Гильчинское, Кундурское, Западно - Сахалинское (Синегорское), Китадани и Оюбари (Япония) [1, 2, 11, 12, 13, 14] (Рис. 3).

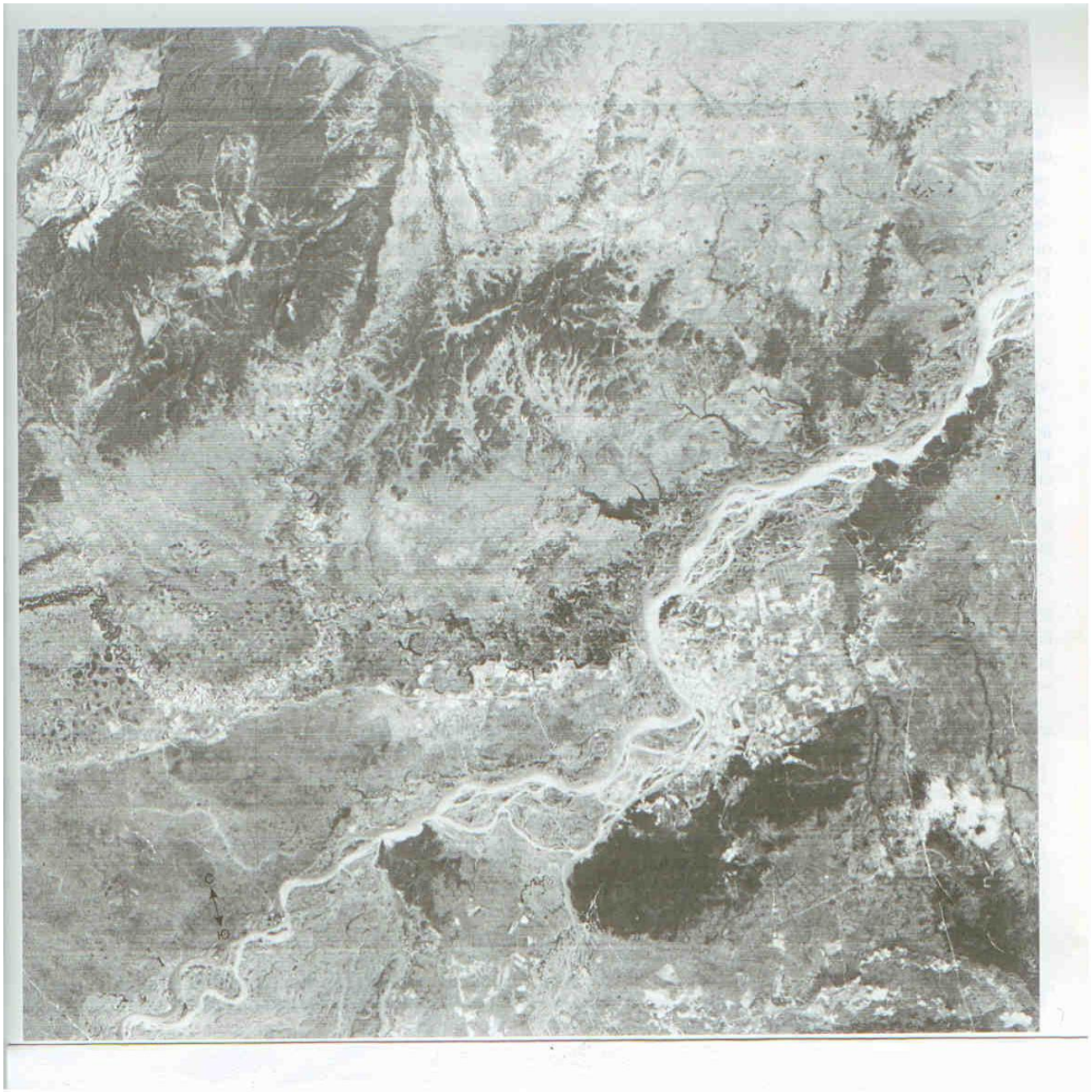


Рис 1. Вид центральной части Хабаровской астроблемы. Космоснимок NASA LANDSAT, 17августа 1977 г. На юге видна тёмная дуга горной тайги хребта Хехцир, на севере -дуга хребта Вандан. В 1 см -10 км.

Благодаря своей контрастности Хабаровская КМС прекрасно дешифрируется на многих топографических и аэрокосмофотоматериалах. (Рис. 1).

Координаты центра астроблемы 48° 40´ с. ш, 135° в. д. (Рис. 2). Её центральный ударно - взрывной кратер имеет форму субмеридионального овала размером 100 х 90 км, при современной его глубине до 950 м.

Предполагаемый - по совокупности геологических данных (в т. ч., по возрасту заполняющего комплекса) позднемезозойский возраст Хабаровской космогенной структуры (астроблемы Дерсу), очень близок к катастрофическому рубежу мела и палеогена, с которым связано глобальное вымирание организмов на Земле, в том числе вымирание динозавров по всему миру. Вопрос возраста требует более глубокого изучения.

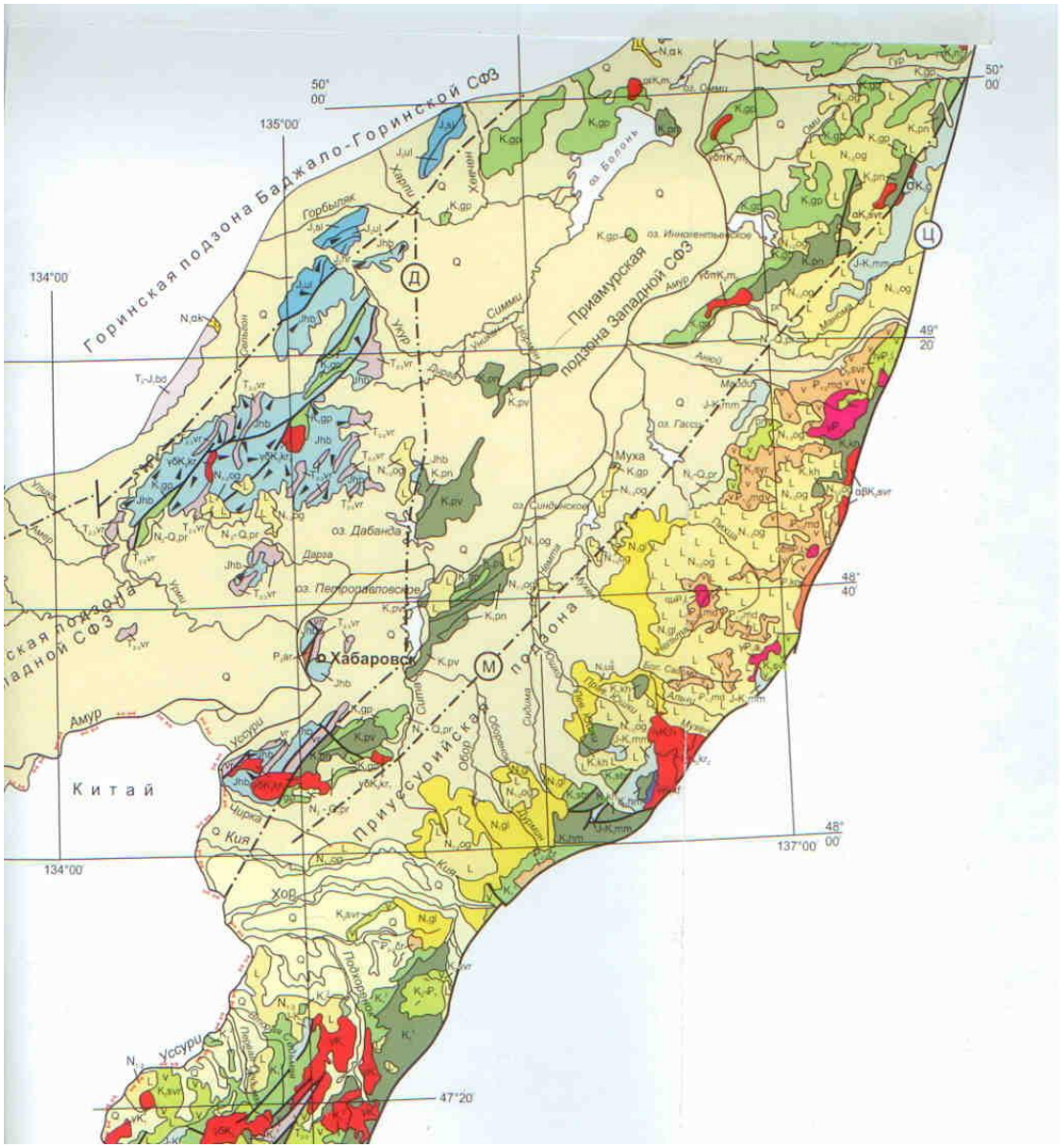


Рис 2. Схематизированная геологическая карта района Хабаровской астроблемы [По ГГК.., 2008, 6, 10]

Обращает на себя внимание присутствие в ряде костеносных горизонтов цагаянской серии глинистых пород неясной природы с аномальным изумрудно -

зелёным цветом. По своему облику эти глины имеют много общего с бирюзово - зелёными глинами, установленными Уолтером Альваресом в пограничных мел - палеогеновых разрезах, где их аномальная окраска была обусловлена высокими концентрациями соединений иридия [17].

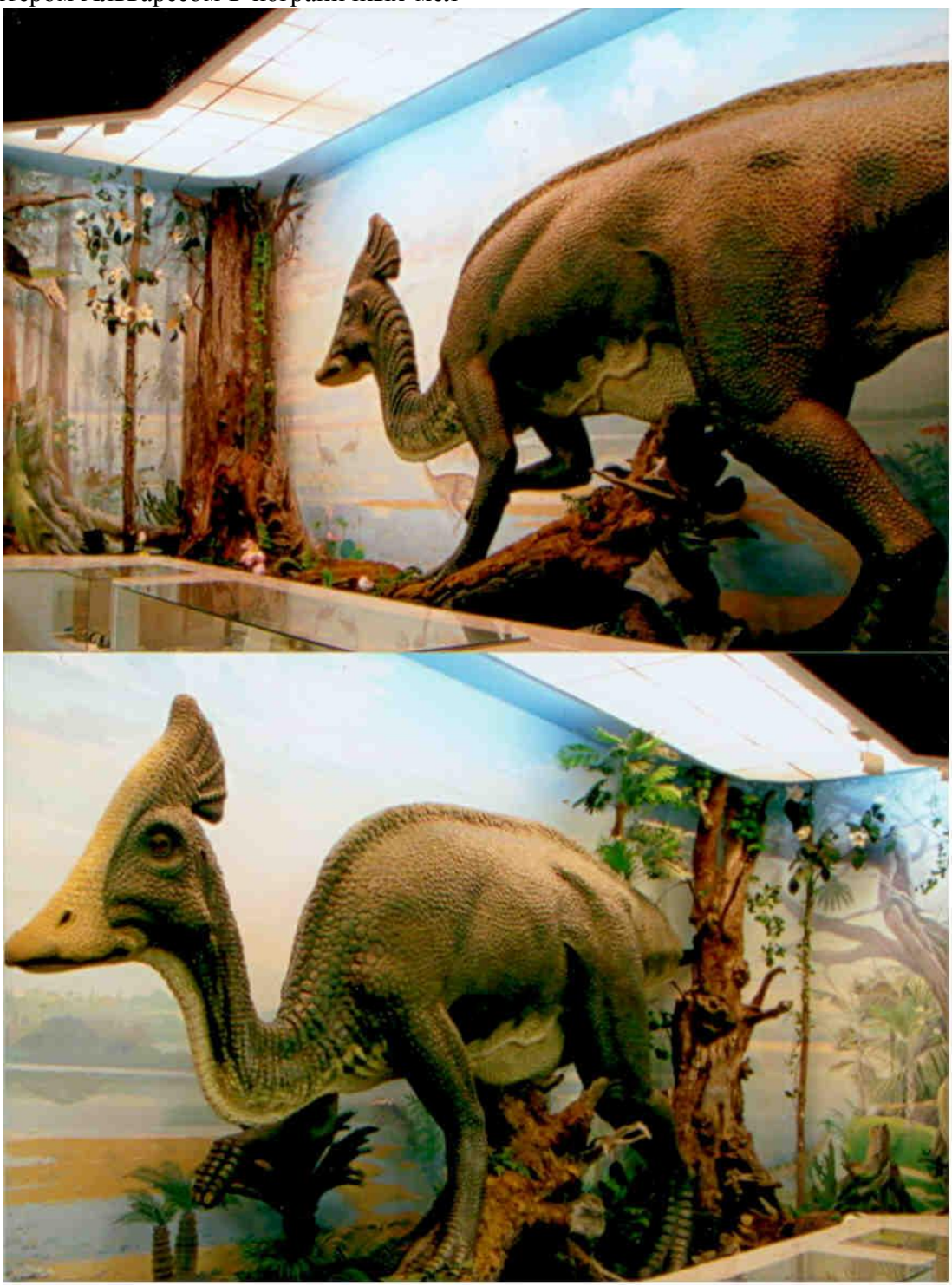


Рис.3 Приамурский гадроозавр **Olorotitan Arharensis**. Экспозиция Музея Амура, г. Хабаровск

Представленная в дальневосточных захоронениях фауна позднемезозойских динозавров имеет очень много общего с видами, детально изученными в захоронениях на территории США и Канады [20], наиболее ярким из которых является Olorotitan Arharensis – самый крупный гадрозавр, обнаруженный ныне за пределами Северной Америки (Рис.3).

Считающийся ныне одним из крупнейших в мире, и « главным убийцей динозавров » астероидный кратер Чикскулюб на Юкатане - практически недоступен для визуального наблюдения, так как находится на большой глубине, выявлен лишь геофизическими и буровыми исследованиями и значительная его часть скрыта водами Мексиканского залива.

В отличие от астроблемы Чикскулюб, - ничуть не уступающая ей по размерам и очень близкая по возрасту Хабаровская астроблема обладает очень выразительным, прекрасно отпрепарированным рельефом (современной глубиной ≈ 1 км !), и расположена в хорошо доступном районе на оживлённом международном перекрёстке. Как и в Северной Америке, - Хабаровская астроблема окружена по периферии с разных сторон (от реки Зеи на западе – до Сахалина и Японии на востоке) - целой серией « кладбищ динозавров » - в том числе несущих в себе явные признаки скоротечного катастрофического события.

Таким образом, масштаб Хабаровской структуры (Ø 280 - 300 км !?), даже при всей неполноте имеющихся предварительные данных, вместе с тем, вероятно, указывает на то, что в данном случае мы имеем дело с одной из крупнейших позднемезозойских космогенных структур (астроблем), образование которой не могло не иметь не только региональных, но и глобальных (общепланетарных) астрогеологических и экологических последствий.

Учитывая колоссальное количество рассеянного в окружающем пространстве чужеродного космогенного вещества, (в основном - железа), установленный в пределах Хабаровской структуры аномальный уровень эманирования радиоактивного газа радона, а с другой стороны, -острый дефицит ряда легкоподвижных элементов, (в т. ч. йода, селена), очень важных для жизнедеятельности человека, - особого внимания требуют проведение глубоких исследований по влиянию этих аномалий на здоровье населения данного района, его охрана, разностороннего экологического мониторинга окружающей природной среды.

Положение в самом центре Хабаровской астроблемы не только крупного города (столицы ДВФО РФ) и научного центра, но также Хехцирского биосферного заповедника и природного заказника, создаёт уникальные возможности для проведения здесь глубоких исследований по возможному воздействию негативных факторов крупных космогенных событий, (в т. ч. астероидных ударов) как на биосферу, так и на человеческое сообщество.

Приходится признать, что исследование Хабаровской астроблемы находится лишь на самом начальном этапе, но масштабы этой грандиозной структуры таковы, что потребуют, очевидно, многолетних усилий, в том числе силами международных научных коллективов.

Сверхдоступность Хабаровской космогенной струкутуры, возможно, - одной из крупнейших на нашей планете, положение её на границе великих стран и оживлённом перекрёстке международного общения открывает новые широкие горизонты для плодотворного международного сотрудничества в области науки, образования и туризма.

Литература

1. Алифанов В.Р. Динозавры Сахалина и Японских островов // Природа, № 5, 2007, с. 29 – 30.
2. Болотский Ю.Л., Моисеенко В.Г. О динозаврах Приамурья. АмурКНИИ ДВО АН СССР, Благовещенск, 1988, 38 с.

3. Вишневский С.А. Астроблемы. Новосибирск: ООО « Нонпарель», 2007, 288 с.
4. Геология астроблем. Л. Недра, 1980, 231 с.
5. Гигантские астроблемы России. СПб. ВСЕГЕИ, 1994, 21 с.
6. Государственная геологическая карта РФ. 1: 1 000 000. Лист М -53 / Мин. природы РФ, ФГУП ВСЕГЕИ, ФГУП « Дальгеофизика », 2008 г.
7. Зейлик Б.С., Кузовков Г.Н. Проблема формирования платформенных депрессий, взрывных кольцевых структур и космическая защита Земли для сохранения жизни на планете // Отеч. геология, 2006, № 1, с. 78 – 82.
8. Масайтис В.Л., Мащак М.С., Райхлин А.И. и др. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 178 с.
9. Нечаева И.А. Множественные метеоритные взрывы как геологический фактор. М.: Недра, 1982.
10. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с.
11. Сушкин Л.Б. Хабаровская астроблема. Приамурское географическое общество, Хабаровск, 2004, 52 с.
12. Сушкин Л.Б. О космогенной природе Хабаровской кольцевой морфоструктуры // Наука и природа Дальнего Востока. Хабаровск, 2004, № 1, с. 92 – 105.
13. Сушкин Л.Б. О космогенных структурах Дальнего Востока России// Геологические опасности: XV Всеросс. Конфер. с межд. участием, Тез. докл. Архангельск, 2009.
14. Сушкин Л.Б. О природе некоторых крупных кольцевых морфоструктур Российского Приамурья// Современные проблемы регионального развития: III Междунар. Конфер, Тез. докл. Биробиджан, 2010. С. 85-86.
15. Фельдман В.И. Петрология импактитов. М: МГУ, 1990. 299 с.
16. Юдин И.А., Коломенский В.Д. Минералогия метеоритов. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1987, 200 с.
17. Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F. And Michel H.V. (1980) Extraterrestrial cause for the Cretaceous / Tertiary extinction. Science, 208: P. 1095 – 1108.
18. Australian Impact Structures. AGSO Journal, 1996, vol.16, N 4, Canberra.
19. Shoemaker E, Chao E.C.T. New evidence for the impact origin of the Ries Basin. Bavaria, Germany// Journal of Geophisical Research. 1961. V. 71. P. 3371 – 3378.
20. The Sedimentary Record of Meteorite Impacts. Geological Society of America, Special. Paper 137, 2008, 213 p.

Т

Содержание:

Тараканов Р.З.
О ПРИРОДЕ СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ 1840

Тараканов Р.З.
ОЦЕНКА МАКСИМАЛЬНЫХ МАГНИТУД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (MLH) ДЛЯ РАЗНЫХ СЕЙСМОАКТИВНЫХ БЛОКОВ КУРИЛЬСКОГО РЕГИОНА 1843

Тверитинова Т.Ю.
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ КАК ФУНКЦИЯ ТИПА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ 1847

Тверитинова Т.Ю., Викулин А.В.
СВИДЕТЕЛЬСТВА ВРАЩЕНИЯ СТРУКТУР И ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ 1850

Терехов Е.Н., Балуев А.С.
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПРОЯВЛЕНИЙ ПОСТСКЛАДЧАТОГО МАГМАТИЗМА (1.85-1.7 млрд. лет) ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА 1855

Терехов Е.П., Можеровский А.В.
РАЗЛИЧНЫЙ «МАФИЧЕСКИЙ» И «СИАЛИЧЕСКИЙ» СОСТАВ ПОРОД ФУНДАМЕНТА МАЛОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ И ПОДВОДНОГО ХРЕБТА ВИТЯЗЯ - НОВАЯ ПРОБЛЕМА В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВНЕШНЕЙ ДУГИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ 1861

Тимонин Н.И.
ИСЛАНДСКИЙ ПЛЮМ И ЕГО ВОЗДЕЙСТВИЕ НА МАГМАТИЗМ ПОЛЯРНОГО УРАЛА И ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА 1863

Тимонин Н.И., Юдин В.В.
СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТЫХ АНСАМБЛЕЙ (на примере Пайхойской складчатой области) 1866

Тихомиров П.Л., Правикова Н.В.
ВОЗРАСТ УДСКО-МУРГАЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ): ПЕРВЫЕ SHRIMP U-PB ДАТЫ ПО ЦИРКОНАМ 1871

Толмачева Т.Ю., Рязанцев А.В., Дегтярев К. Е., Никитина О.И.
СРЕДНЕ-ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО -КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННЫЕ ТОЛЩИ ЧУ-ИЛИЙСКОГО РАЙОНА И ГОР КЕНДЫКТАС (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН): СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ, ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ 1875

Травин В.В., Козлова Н.Е.
МЕЗОТЕКТОНИКА КАТАЗОНЫ: УНИВЕРСАЛЬНЫ ЛИ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ СКЛАДЧАТО-РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР? 1881

Троицкий В.И.
ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ МЕЗОЗОЙСКО-ПАЛЕОГЕНОВОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ТУРАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ВНУТРЕННИХ ВПАДИН ТЯНЬШАНЯ 1883

Трофимов В.А., Постников А.В., Богданова С.В.
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ПО ГЕОТРАВЕРСУ «ТАТСЕЙС») 1889

Трубицын А.П.
МОДЕЛЬ УТОЛЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ КРАТОНОВ 1892

Турикешев Г. Т.-Г., Осетров К.А.
О СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПРЕДЕЛАХ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ 1896

Троицкий В.И.
ГЕОДИНАМИКА И ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ АЗИАТСКОГО ПАЛЕООКЕНА И ПАЛЕОТЕТИСА В СРЕДНЕЙ АЗИИ 1899

Троицкий В.И.
ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ СТРЕССОВЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ В СТРУКТУРАХ ТУРАНСКОЙ НЕОПЛАТФОРМЫ И ПОСТПЛАТФОРМЕННОГО ОРОГЕНА ТЯНЬШАНЯ 1905

О ПРИРОДЕ СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Тараканов Р.З.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
(seismol@imgg.ru)

Сейсмофокальные зоны являются активными структурами области перехода от континента к океану, которые определяют процессы формирования и развития системы островных дуг, а также размещение гипоцентров землетрясений, очагов магмообразования и металлогенических провинций.

Глубинные разломы, располагаясь в пределах сейсмофокальной зоны, могут играть важнейшую роль в тектонической жизни Земли, в том числе и переходной зоны.

В 1945 г. А.В. Пейве [5] впервые ввел понятие сверхглубинных разломов, под которыми подразумевались крупные нарушения в земной коре и верхней мантии. Распространяясь на большую глубину они могли контролировать рудопроявление и магматизм. Эти разломы имеют значительную протяженность и длительную историю развития. Наличие и важность сверхглубинных и долго живущих разломов в тектонической жизни регионов отмечал также Н.С. Шатский [8]. Эти идеи в дальнейшем получили широкое распространение, причем подчеркивалась их определяющая роль по сравнению с поверхностными разломами

В.В. Белоусов [1] считал, что в переходных зонах Тихоокеанского типа контактируют мантии континента и океана с разными температурами. Температурному контрасту должен соответствовать контраст плотностной. Верхняя мантия переходной зоны является в целом разуплотненной по отношению к верхней мантии открытого океана с относительно древней корой. Верхняя мантия океана нагрета достаточно, чтобы сохранить способность к пластическому течению под влиянием длительных нагрузок. Поэтому следует ожидать подтекание относительно тяжелой мантии океана под более легкую мантию переходной зоны, которая одновременно растекается поверх подтекающей тяжелой мантии. Отсюда по мнению В.В. Белоусова наклон зоны Беньофа, являющейся контактом между мантиями разной плотности. Глубина зоны Беньофа определяется глубиной проникновения плотностных контрастов.

Такой механизм формирования сейсмофокальной зоны нам кажется маловероятным, так как с помощью его невозможно образовать прочную высокоскоростную зону до больших глубин (650 км и более).

Т.К. Злобин [3] высказывает другую точку зрения на природу сейсмофокальной зоны. Согласно исследованиям с помощью метода обменных волн землетрясений (МОВЗ), а также глубинным сейсмическим зондированиям (ГСЗ) со специальными взрывами внутренняя структура земной коры и верхней мантии является слоистой и неоднородной. Так, по данным работ МОВЗ и ГСЗ в районе Курильской сейсмофокальной зоны до глубин 150-200 км выделено около 8 сейсмических разделов. По мнению Т.К. Злобина динамика процессов, происходящих в недрах Земли, приводит к смещению глубинных масс вещества. При этом в земной коре и верхней мантии происходит перемещение слоев и блоков как по вертикали, так и по горизонтали.

Т.К. Злобин ошибочно предполагает, что на границе Азиатского континента и Тихого океана с древних времен истории Земли был заложен сверхглубинный близвертикальный разлом. Наблюдаемое в настоящее время наклонное положение сейсмофокальной зоны является, по мнению Т.К. Злобина, следствием эволюции этой структуры и последующего изменения его наклона.

Эта точка зрения на природу сейсмофокальной зоны кажется нам также

маловероятной, так как неизвестны механизмы, которые могут перемещать блоки от границы вертикального разлома, в заданной строгой последовательности до образования наклонного слоя под углом, близким к 45°.

Фантастическую схему образования сейсмофокальной зоны предложил Б.А. Казанский [4]. Его идея состоит в том, что зона Пангея (с континентальной корой) слилась с Панталассой (покрытой четырехкилометровым слоем воды). В результате этого было погребено около 110 млн. км^2 домезозойской континентальной коры Пангеи. Область слияния первоначально проходила по диаметральной плоскости, разделявшей континентальное и океаническое полушария Земли. Впоследствии эта область раздробилась на фрагменты, соответствующие современным сейсмофокальным зонам Беньофа, и приобрела наклон при надвигании континентальных блоков литосферы на океанические. Точка зрения Б.А. Казанского на природу сейсмофокальной зоны представляется нам совершенно необоснованной, формально механистической и, по-видимому, не может быть принята в качестве рабочей гипотезы.

Аналогичную точку зрения на возможную природу сейсмической активности в пределах сейсмофокальной зоны высказывает А.В. Дулин [2]. Автор считает, что причиной образования глубинных и сверхглубинных разломов являются плотностные неоднородности сейсмофокальной зоны. На приведенных автором поперечных разрезах для Курильского региона в большом интервале глубин отмечаются контакты областей с разными знаками аномалий плотности, в пределах которых наиболее вероятно появление нарушений сплошности среды. Этот эффект может быть также причиной уменьшения объема вещества в результате глубинного метаморфизма, которое достигает насколько десятков километров.

Несмотря на некоторые успехи теории плитовой тектоники в объяснении отдельных геофизических особенностей, имеется еще много факторов, которые не могут быть объяснены с этих позиций. Кажется нелогичным приписывать все особенности сейсмофокальной зоны внедренной литосферной плите. В последнее время появилось много статей, которые основываясь на новых геофизических данных бурения критикуют механистические постулаты плитовой тектоники.

Анализируя объяснения разных ученых о природе сейсмофокальной зоны, мы попытались найти более простой, и как нам кажется, логический механизм образования и функционирования сейсмофокальной зоны. Решение задачи о природе сейсмофокальной зоны основывается нами на тектоническом факте из теории дислокаций [9]: если на систему действуют близгоризонтальные силы сжатия и близвертикальные силы растяжения, то максимальные касательные напряжения располагаются в двух взаимноперпендикулярных плоскостях, наклонных к действующим силам под углом 45°. Одной из таких плоскостей и может являться сейсмофокальная зона. Именно в таких геодинамических условиях находится рассматриваемая нами зона перехода от континента к океану.

Оригинальность данной работы заключается, по нашему мнению, в новой тектонофизической трактовке природы сейсмофокальной зоны. Предполагается, что она находится в постоянном поле максимальных касательных напряжений, а следовательно, является постоянным «энергетическим каналом», питающем тектонические процессы в переходной зоне.

Подтверждением нашей идеи о природе сейсмофокальной зоны может свидетельствовать статистический анализ наклонов сейсмофокальных зон для всего Тихоокеанского кольца, причем установлено, что максимум гистограммы распределения углов наклона сейсмофокальных зон тяготеет к значениям 43-45^0.

Подтверждением нашей идеи могут служить также томографические изображения, из которых отчетливо

видно, что высокоскоростные зоны проявляются и в нижней мантии до глубин 1100-1200 км. И что самое интересное - они, как правило, являются прямым геометрическим продолжением наклона соответствующих сейсмофокальных зон, представленных, по-видимому, системой сверхглубинных разломов [10].

Верхняя мантия в области перехода от континента к океану имеет сложное слоистое строение [7]. Это отчетливо видно на кривой распределения предельных магнитуд землетрясений с глубиной. В интервале глубин 0-500 км отмечается 4 минимума кривой, соответствующих слоям пониженной прочности. Было показано, что эти слои являются и астеносферными слоями пониженной скорости. Все эти особенности отмечены в пределах сейсмофокальной зоны, которая является динамичной системой глубинных разломов. И.Г. Симбиревой с соавторами [6] показано, что сейсмофокальная зона в районе Южных и Северных Курил характеризуется также сложной системой напряжений.

Как уже отмечалось, сейсмофокальная зона, характеризующаяся сложным слоистым строением, имеет постоянную энергетическую «подпитку» за счет сверхглубинных разломов находящихся в зоне максимальных касательных напряжений и возможно неравномерного ротационного режима нашей планеты, Весьма примечательно, что Курило-Камчатская островная дуга и вулканические цепи, располагаются над областью пересечения астеносферного слоя (на глубине 120-150 км) сейсмофокальной зоной. Аналогичная область пересечения с сейсмофокальной зоной наблюдается и под Охотской котловиной, где отмечена область частичного плавления.

В слоях повышенной скорости энергия техтонических процессов будет постоянно накапливаться и может достичь предельных значений, которые приведут к подвижке отдельных блоков, т.е. к землетрясению. А в астеносферных слоях пониженной скорости (пониженной вязкости) эта энергия может релаксировать, повышая температуру слоя и, в конечном счете, вместе с подвижными флюидами может приводить отдельные его участки до состояния частичного плавления

Литература

1. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М, Недра
2. Дулин А.В. Механизм развития геосинклиналей. Смоленек. 2002. Изд-во «Университет». 60 с.
3. Злобин Т.К. Природа наклона сейсмофокальных зон Беньофа и вероятный механизм их образования // Докл СССР. 1986. Т. 289, № 3. С. 689-691.
4. Казанский Б.А. Природа сейсмофокальных зон но периферии Тихого океана с позиций геодинамической модели // Сейсмичность и сейсмостойкое строительство на Дальнем Востоке. Владивосток. 1982. С. 26-27.
5. Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол.1945. №5. С. 23-46.
6. Симбирева И.Г., Федотов С.А., Феофилактов В.Д. Неоднородность поля напряжений Курило-Камчатской дуги по сейсмическим данным // Геол. и геофиз. – 1976, № 1. С.70-85.
7. Тараканов Р.З., Левый Н.В. Новая модель слоистого строения верхней мантии Курило-Японского региона зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану по сейсмологическим данным // Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М., 1969. С. 137-149.
8. Шатский Н.С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали // Изв. АН СССР, Сер. Геол. - 1946, №4. -С. 5-23.
9. Хирт Дж., Лоте И. Теория дислокаций. М.: Атомиздат, 1972. 600 с.
10. Gorbatov A. Signature of remnant seabs in the Noorth Pacific from P-wave tomography /A. Gorbatov, S. Widiyantoro, Y. Fukao, E. Gordeev // Geophys. J. Int. – 2000. – Vol. 142, № 1. P. 27-36

ОЦЕНКА МАКСИМАЛЬНЫХ МАГНИТУД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (MLH) ДЛЯ РАЗНЫХ СЕЙСМОАКТИВНЫХ БЛОКОВ КУРИЛЬСКОГО РЕГИОНА

Тараканов Р.З.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
(seismol@imgg.ru)

С этой целью применено 5 независимых методов.

1. Оценка $M_{мах}$ по размерам очага землетрясения и максимальных высот цунами [3].

Размеры очага землетрясения, особенно для таких регионов, как Япония и Курило-Камчатский, гипоцентральные зоны которых расположены под водными толщами, определяются в основном по косвенным признакам. В качестве линейных и площадных характеристик очага приняты в данном методе размеры областей его проявления в виде афтершоков и максимальных высот цунами.

При построении эмпирической зависимости $lg(L,W) = f(M)$ приняты магнитуды MLH из Генерального каталога. Здесь L – длина очага, W – ширина очага.

Зависимости $lgL = f(MLH)$ и $lgW = f(MLH)$ построены методом наименьших квадратов. В массиве данных содержится 58 значений L и 55 значений W от 58 сильных землетрясений Курило-Камчатского региона м Японии. Отдельным значением L и W придавался различный вес в зависимости от особенностей и качества материалов наблюдений.

В результате выполненных расчетов получены уравнения для оценки размеров L и W очаговой зоны при известных значениях MLH:

$$lgL = (0.50 \pm 0.01)MLH - (1.77 \pm 0.07); \quad (1)$$

$$lgW = (0.35 \pm 0.01)MLH - (0.95 \pm 0.06 \quad (2)$$

Коэффициенты корреляции для них 0.95 и 0.96 соответственно. Эти формулы апробированы и приняты в качестве рабочих для Курило-Камчатского региона и Японии (как сопредельного региона) при составлении карт очаговой сейсмичности [4].

При построении зависимости $lg(L,W) = f(MLH)$ естественно возникает вопрос о ее продолжении в область максимальных возможных магнитуд. При решении указанной проблемы необходимо учитывать размеры сейсмогенных структур, т.е. знать размеры блоков первого порядка, с которыми могут быть связаны максимальные сейсмические события в регионе.

С этой целью автором рассмотрены линейные протяженности разноскоростных блоков Курило-Камчатского региона, принятые за структуры первого порядка.

2. Метод, основанный на корреляции значений сейсмической активности (A_{10} или A_{15}) с $M_{мах}$. С этой целью пастроена карта сейсмической активности A_{10} и A_{15}. K_{10} соответствует энергетическому классу $K_{10} = 10^7$ джоулей. С помощью этого метода можно оценить $M_{мах}$ для любой точки рабочего поля карты по значению соответствующей изолинии $M_{мах}$.

3. Оценка M_{max} по графикам Беньоффа. Основой метода являются графики изменения условных деформаций со временем. В качестве условных деформаций среды принимается квадратный корень из энергии землетрясения $\sqrt{E}$, где E=10^к в джоулях, $Kc = 1.2+2M$. Известно, что активность сейсмической зоны определяется фазами накопления и разрядки упругих напряжений. В обобщенном виде график Беньоффа представляется в виде горизонтальных (накопление напряжений)

и вертикальных отрезков (разрядка напряжений). В действительности процесс накопления и разрядка напряжений может осложняться рядом более мелких событий и график Беньоффа приобретает "пилообразный" характер. Если такую «пилообразную» фигуру ограничить параллельными линиями сверху и снизу, то по ширине размаха $\sum\sqrt{E}$ можно оценить M_{max} (или K_{max}).

4. Оценка M_{max} по мощности литосферы. Основу метода составляет, полученное М.А. Садовским с соавторами [2], фундаментальное и компактное соотношение, связывающее энергию, выделенную при землетрясении, с объемом среды, в пределах которого была накоплена эта энергия:

$$E(эрг) = 10^3 V(см^3). \quad (3)$$

В реальных условиях V - объем очаговой зоны, в пределах которого происходит нарушение сплошности среды при землетрясениях. Весьма примечательно, что все три параметра очаговой зоны: L - протяженность, W - ширина и H - вертикальные размеры, связаны определенными соотношениями. Соотношение между горизонтальными и вертикальными размерами очага в зависимости от MLH задается в форме:

$$\frac{L}{H} = \frac{10^{0.5\,MLH\,-1.8}}{10^{0.3\,MLH\,-0.8}}. \quad (4)$$

Для интервала магнитуд от 7.5 до 8.5 это отношение примерно равно 4, т.е. $L \approx 4h$. Анализ данных о размерах очагов сильнейших землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса показал, что отношение $L/W \approx 3$.

Практически такое же соотношение получено С.И. Шерманом [5] при анализе расстояний между разломами в зависимости от их длины:

$$W = 0/29Lp \pm 1.7 \text{ км} \quad (5)$$

С учетом отмеченных связей между размерами $(L$ и $H)$ соотношение E $(эрг) = 10^3$ V преобразуется к виду:

$$V\ (эрг) - 10^{3\ 7}\ H^3\ (см^3) \quad (6)$$

где H (см) - мощность сейсмоактивного блока. Подставляя в последнее выражение значение $V = 10^{1.5MLH-4.8}$ по Б. Гутенбергу, окончательно получим:

$$IgH = 0.5\ MLH-2.3 \quad (7)$$

Оценки для магнитуд MLH = 8-8.5 дают значения для мощности слоя H в интервале 50-90 км. Отметим, что пик встречаемости максимальных магнитуд в каталогах разных регионов Тихоокеанского сейсмического пояса приходится на значения 8.1-8.3. Этим значениям MLH_{max} соответствуют мощности блоков H = 60-70 км. Известно, что такие же значения характерны для мощности литосферы переходной зоны, в том числе и Курило-Камчатского региона.

Рассмотренные данные позволяют предполагать, что при наблюдаемых в Курило-Камчатском регионе землетрясениях максимальной возможной силы, происходит нарушение сплошности среды на всю мощность литосферы.

5. Метод Гумбеля:

Для описания вида графика повторяемости землетрясений предельных магнитуд нередко используется теория экстремальных значений случайных величин. Согласно этой теории распределение предельных магнитуд может соответствовать III предельному распределению Е. Гумбеля [1]. Этот тип распределения имеет место, когда максимальное значение случайной величины ограничено сверху.

Для выяснения влияния временного фактора на результаты определений предельных магнитуд M* рассмотрено три

периода наблюдений (и соответственно три основных каталога):

1) ~ 1400 лет (599-1990 гг.) [7]; 2) 106 лет (1885-1990 гг.) [6]; 3) 29 лет (1961-1989 гг.) (The seismological …, 1962-1998 гг.). Для получения более полной информации об особенностях кривых третьего предельного распределения Гумбеля, а также о характере и границах изменения параметров этого распределения и их корреляции между собой, нами построена система кривых $P_ш(M)$ со следующими временными окнами для каждого каталога:

1 каталог – 1, 5, 10, 25, 50, 75, 100, 150 и 200 лет;

2 каталог – 1, 2, 3, 5, 7, 10, 15 и 20 лет;

3 каталог – 1/12, 1/4, 1/2, 1, 2, 3, 4 и 6 лет.

Метод Гумбеля применен нами для оценки максимальных (при $P_ш$ = 0.995) и предельных магнитуд землетрясений для трех зон возможных очагов землетрясений Курильского региона. Получено очень хорошее согласие наблюденных за 90 лет магнитуд M_{max} и их значений при $P_ш$ = 0.995 (расхождения не превышают 0.2 единицы магнитуды)

Для оценки параметров разных блоков Курило-Охотского региона выделено 4 зоны (ВОЗ) возможных очагов землетрясений [4]. К зоне ВОЗ-I относятся землетрясения основной очаговой области между Курильскими островами и глубоководной впадиной. Она является практически единственной из выделенных нами 4-х сейсмогенных зон, очаги которых вызывают на Курильских островах 8-9 балльный эффект.

Зона ВОЗ-П, изображенная в виде параллелограмма, представляет собой часть наклонной сейсмофокальной области под Курильскими островами. Очаги землетрясений в ней расположены на промежуточных глубинах (100-200 км). Зона ВОЗ-П, по сравнению с зоной ВОЗ-1, при близких значениях гипоцентральных расстояний R, характеризуется значительно меньшими максимальными магнитудами $MLH_{max} \leq 7.5$, и ее очаги дают относительно малый вклад в 8-9 балльные сотрясения.

Кроме основных (ВОЗ-I и ВОЗ-II) выделены также две второстепенные зоны возможных очагов землетрясений: ВОЗ-Ш и В03-1V. Зона ВОЗ-Ш включает очаги землетрясений шельфовых участков Курильских островов. Западная граница этой зоны проходит примерно по крутому склону Курильской котловины Охотского моря, а восточная – по системе продольных разломов, разделяющих Большую и Малую Курильские гряды. В пределах зоны ВОЗ-Ш при относительно пониженном уровне сейсмической активности отмечаются землетрясения с $MLH \approx 7$.

Особое положение занимает зона ВОЗ-IV. Она включает в себя землетрясения с эпицентрами непосредственно под Курильскими островами. Известно, что зона с поверхностными очагами землетрясений очень мало. За весь период работы сейсмических станций на Курильских островах отсутствуют сведения о заметном макросейсмическом эффекте от местных землетрясений.

Самым большим значением M_{max} характеризуется, как и следовало ожидать, Южно-Курильский блок со сложным тектоническим строением и значительными аномалиями геофизических полей. Промежуточное положение по значению M_{max} занимает Северо-Курильский блок, характеризующийся умеренным уровнем сейсмичности. Максимальные значения M_{max} для зоны ВОЗ-1 характерны для Средне-Курильского блока.

Наблюдается хорошая сходимость данных по M_{max}, определенных разными методами (табл.). Отклонения отдельных определений от среднего M_{max} составляет 0.1-0.2 единицы магнитуды для всех зон ВОЗ. Однако отклонения средних рассчитанных значений M_{max} от максимально наблюденной магнитуды достигает 0.3 для всех зон ВОЗ-II.

Особое место занимает расположение Малой Курильской гряды относительно

эпицентральной зоны. Здесь минимальные расстояния от эпицентральной зоны составляют около 40 км и соответственно отмечается самая высокая сейсмическая опасность. Более удалены от основной эпицентральной зоны Северные и Средние Курильские острова (50-100 км). Для зон ВОЗ-II очаги землетрясений могут располагаться непосредственно под островами (Δ = 0 км). Отметим что для всех зон ВОЗ-1 h_{min} = 30 км. Эта глубина отражает среднюю мощность земной коры для Курило-Охотского региона.

Таблица

Основные параметры зон ВОЗ-I и ВОЗ II Курило-Охотскогорегиона

Блок (регион)	Зоны ВОЗ	Максимальные возможные магнитуды $Ммах$							D_{min}, км	h_{min}, км	I_{max}	
		по A_{10}	по Гумбелю	По Бень-оффу	по L (длина)	по H (мощность)	$\bar{M}_{max}$	M_{max} набл.			Вычисл.	Набл.
Южно-Курильский	I	8.5	8.4	8.3	8.2	8.2	8.3	8.2	40	30	9.3	9
	II	8	7.8	7.9	-	-	7.9	7.6	0	75	7.7	7-8
Средне-Курильский	I	7.5	8.4	7.7	7.4	7.7	-	8.3	80	30	7.2	7
	II	7.3	7.5	7.6	-	-	7.5	7.5	0	75	7.3	7
Северо-Курильский	I	8	8.1	7.9	7.8	8.0	8.0	7.9	70	30	8.0	7-8
	II	7.5	7.4	7.6	-	-	7.5	7.8	0	75	7.3	7

В последней графе таблицы приведены значения максимальных наблюденных балльностей I_{max} . Максимальные отклонения этих величин от теоретических не превышают 0.3 балла, что можно считать неплохим согласием.

Литература

1. Гумбель Э. Статистика экстремальных значений. М.: Наука, 1965.444 с.
2. Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Штейнверг В В. О зависимости энергии землетрясения от объема сейсмического очага // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. №3..С. 598-602.
3. Тараканов Р.З. Размеры очагов сильных землетрясений Курило-Камчатского региона и проблема максимальных возможных магнитуд // Вулканология и сейсмология. 1995. № 1. С. 76-89.
4. Тараканов Р.З., Бобков А О. Зоны возможных очагов землетрясений Курило-Охотского региона // Проблемы сейсмичности Дальневосточного региона. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. - 1997. С. 97-110.
5. Шерман СИ., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. - Новосибирск: Наука, 1983. - 112 с.
6. Utsu T. Catalog of large earthquakes in the region of Japan from 1885 though 1980 // Bull. Earthq. Res. Inst. - 1982. - Vol.57, Past 3. - P. 401-463.
7. Usami T. Study of historical earthquakes in Japan // Bull. Earthq, Res. Inst. - 1979. - Vol. 54, Part 3-4. -P.399-439.
8. Yegulalp T.M., Kup J.T. Statistical prediction of the occurence of maximum magnitude earthquakes // Bull. Seismol. Soc Am. - 1974. - Vol.64,№2-P 393-414.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ КАК ФУНКЦИЯ ТИПА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ

Тверитинова Т.Ю.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(tvertat@geol.msu.ru)

Развитие земной коры (литосферы) Земли происходит путем ее преобразования через латеральные ряды структур в условиях интерференции радиальных и латеральных движений [4]. Этот процесс носит циклически направленный волновой характер [2, 3]. Вначале в условиях гравитационной дифференциации происходит формирование первичной океанической коры, которая вблизи поверхности Земли с участием латеральных перемещений вещества с формированием прогибов и поднятий и последующего сжатия преобразуется в континентальную кору. В дальнейшем происходит деструкция континентальной коры (местами до появления вторичной океанической коры) и ее последующее преобразование при сложных латеральных перемещениях блоков и продолжающегося радиального потока гравитационной дифференциации в более сложную и мощную, чем была ранее, континентальную кору. Этот процесс повторяется неоднократно.

Существующие положительные и отрицательные структуры земной коры разного типа и порядка – тектонические поднятия и впадины – на континентах и в океанах, естественно, различаются типом строения коры. Структуры континентов характеризуются континентальной корой разной зрелости и мощности, структуры океанов – океанической корой.

Геодинамические процессы формирования тектонических структур на континентах и океанах во многом сходны. И на континентах, и в океанах происходят горизонтальные (латеральные) и вертикальные (радиальные) движения блоков, проявляются режимы сжатия или растяжения; в разных сочетаниях тех и других образуются тектонические поднятия и впадины земной коры.

Компенсационный принцип течения [1] определяет взаимосвязь вертикальных и горизонтальных движений. В различных геодинамических процессах и на континентах, и в океанах активными могут являться и восходящие, и нисходящие движения, латеральное сжатие или латеральное растяжение. Источник активных горизонтальных и вертикальных движений в земной коре (литосфере) может быть внешним (эндогенным – из мантии, или экзогенным, обусловленным ротационными процессами) или внутренним (изменение напряженного состояния среды, фазовые переходы, физико-химические превращения и т.д.).

Тангенциальное сжатие земной коры вызывает компенсационные вертикальные движения, приводящие к воздыманию горно-складчатых сооружений и относительному опусканию окружающих и разделяющих их предгорных и межгорных прогибов. Примером структур сжатия являются также горсто-грабеновые рамповые системы.

В условиях *тангенциального растяжения* в земной коре преобладают опускания и формируются отрицательные структуры (раздвиги, грабены, пассивные рифты и т.д.), но они всегда окружены положительными структурными формами – плечами рифта.

При *восходящих движениях* (поднятиях) земной коры формируются положительные структуры, но они могут привести к началу процесса активного (в отличие от пассивного, вызванного активным растяжением) рифтогенеза. Восходящие движения могут привести также к явлениям коллапса, когда на месте растущих горных сооружений возникают быстро развивающиеся впадины с другим типом коры.

Нисходящие движения (опускания), определяющие формирование отрицательных структур (впадин), вызывают компенсационные латеральные встречные потоки, которые могут привести к формированию структур «сшивания» над этими впадинами.

Все геодинамические режимы: сжатие – растяжение, восходящие – нисходящие движения, проявляются на поверхности Земли повсеместно, волнообразно чередуясь в пространстве и времени. Зоны с одним и тем же геодинамическим режимом часто прослеживаются из континентов в океаны, при этом меняется морфологический облик структур. Горные сооружения продолжаются на окраинах океанов островодужными системами, предгорные прогибы – глубоководными желобами, океанские рифтовые структуры продолжаются на континенты континентальными рифтовыми зонами.

Примеры перехода горных сооружений с предгорными прогибами в островодужные системы с глубоководными желобами можно наблюдать на активных окраинах океанов. Так, например, Бирмано-Зондская система альпийских структур состоит из Предараканского прогиба, переходящего в Зондский глубоководный желоб и Араканского горного сооружения, переходящего в Зондскую островную дугу. Складчатое сооружение Камчатки переходит в Курильскую островную дугу, при этом с востока обе структуры обрамляются единым Курило-Камчатским желобом.

Рифтовые структуры широко представлены в океанах, образуя единую мировую систему срединно-океанических хребтов с рифтовыми долинами в центральной части. В ряде мест океанские рифты продолжаются континентальными. В Арктическом бассейне океанский хребет Гаккеля продолжается континентальными рифтами на шельфе моря Лаптевых, а затем сложной неотектонической зоной, включающей Момский рифт. Наблюдаются связи Восточно-Африканской рифтовой системы с Красноморско-Аденской океанской рифтовой системой. На продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия на Северо-Американской плите прослеживается континентальный рифт Рио-Гранде. Океанские структуры Калифорнийского залива, представляющие ответвление главной рифтовой зоны, продолжаются континентальной рифтовой системой Бассейнов и Хребтов.

Геодинамические режимы существующих на континентах и в океанах поднятий (положительных структур) и впадин (отрицательных структур) это интерференционные режимы, которые определяются всем комплексом движений и условий напряженного состояния слагающего эти структуры субстарата. Наиболее показательным параметром при этом является режим латеральных движений, отражающих условия латерального сжатия или растяжения.

Представляется, что положительные (поднятия) и отрицательные (впадины) коровые (литосферные) структуры континентов и океанов (разный тип строения коры) можно определить режимами горизонтальных условий сжатия или растяжения (рис. 1).

На диаграмме видно, что существует восемь областей с различным сочетанием шести присутствующих на ней параметров – континент, океан, сжатие, растяжение, поднятие, впадина. Эти области кратко охарактеризованы в таблице 1.



Рис. 1. Условия формирования структур земной коры континентов и океанов. Буквами на рисунке обозначены: к – континент, о – океан, с – сжатие, р – растяжение, в – впадина, п – поднятие.

Таблица 1

Континентальная кора

	Сжатие	Растяжение
Поднятие	КПС – континентальные поднятия сжатия – внутриконтинентальные горно-складчатые сооружения, горные цепи активных окраин	КПР – континентальные поднятия растяжения – щиты, плечи впадин растяжения
Впадина	КВС – континентальные впадины сжатия – межгорные и предгорные прогибы	КВР – континентальные впадины растяжения – плиты, рифты

Океаническая кора

	Сжатие	Растяжение
Поднятие	ОПС – океанические поднятия сжатия – островные дуги, хребты вдоль трансформных разломов	ОПР – океанические поднятия растяжения – океанические поднятия океанических котловин, срединно-океанические хребты
Впадина	ОВС – океанические впадины сжатия – глубоководныежелоба, долины вдоль трансформных разломов	ОВР – океанические впадины растяжения – абиссальные котловины, рифты, окраинные моря

Литература

1. *Гончаров М.А.* Компенсационная самоорганизация тектоническоготечения и неоднородность деформации как причина иерархии геодинамических сред // http://geo.web.ru/conf/SGS_2007/pdf/goncharov.pdf
2. *Милановский Е.Е.* Пульсации Земли // Геотектоника – 1995. - № 5. – С. 3-24.
3. *Тверитинов Ю.И.* Структурные перестройки и размещение металлогенических зон в складчатых областях. М: Недра, 1981. 222 с.
4. *Тверитинова Т.Ю.* Волновая тектоника Земли // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 3. С. 297-312.

СВИДЕТЕЛЬСТВА ВРАЩЕНИЯ СТРУКТУР И ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ

Тверитинова Т.Ю. [а], **Викулин А.В.** [б]

[а] *Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия (tvertat@geol.msu.ru)*

[б] *Институт вулканологии и сейсмологии, Петропавловск-Камчатский, Россия (vik@ksnet.ru)*

Введение

Авторами развивается концепция волновой (вихревой) геодинамики Земли [1–6; 29–31 и др.]. Развитие литосферы Земли – волновой, циклический, но вместе с тем направленный процесс ее хрупко-упруго-пластической деформации в условиях чередования обстановок сжатия и растяжения. Способы деформирования определяются общим геодинамическим режимом, структурой и реологическими свойствами деформируемых породных массивов, масштабами процессов и захваченных ими объемов. Характерные преобразования литосферы – геолого-геофизические процессы – происходят со скоростями порядка от км/с до см/год. Следствием волновой геодинамики литосферы являются формирующиеся в ней знакопеременные волнообразные структуры. К волновым процессам изменения геологической и геофизической среды относятся быстрые и медленные волны миграции сейсмической и вулканической активности, перемещение тектонических плит, формирование вихревых геологических структур. По геологической, геофизической и физической своей сути они представляют единый ряд геодинамических ротационных возмущений, вызывающих в литосфере упругие напряжения, изменяющиеся в пространстве и во времени. За наиболее медленные (геологические) процессы, протекающие в литосфере и оставляющие в ней зримые свидетельства – волнообразно чередующиеся структуры разных порядков – ответственны, в первую очередь, медленные геодинамические волны со скоростями порядка см/год и менее.

Источниками динамической активности Земли являются напряжения, связанные с действием двух разнонаправленных факторов. С одной стороны, фигура вращающейся Земли стремится к равновесному состоянию под действием гравитации, с другой – это неустойчивое равновесие постоянно нарушается ротационными силами, в частности, изменением положения оси вращения Земли [22–24]. Вследствие геодинамических процессов (сейсмичности, вулканизма, тектонических перемещений) элементы геосреды (геофизические блоки, тектонические плиты и геологические структуры) приобретают «собственные» моменты движения и создают планетарное упругое ротационное поле [2–3]. Моментный геодинамический процесс на разных структурных уровнях протекает с разными частотами (периодами) и длинами. Изменяющееся напряженное состояние недр Земли вызывает в них деформации и различные физико-химические и тепловые превращения, в результате чего формируются разномасштабные и разнотипные структуры с разным временем существования.

Формирующиеся структуры литосферы

Волновые геодинамические процессы приводят к структурированию геолого-геофизической среды. Большинство структур литосферы определяется двумя основными типами симметрии – центрально-осевой или линейно-плоскостной. К классу центрально-осевой симметрии принадлежат структуры центрального типа различного размера и характера – от мелких кольцевых структур и блоков изометричной формы до крупных литосферных блоков и геоконов [22].

К классу линейно-плоскостной симметрии относятся разнообразные линейные образования – от трещин и

мелких складок до планетарных подвижных зон.

Тектонические структуры центрально-осевой и линейно-плоскостной симметрии образуют единую многоранговую систему пересекающихся между собой и сложно взаимодействующих элементов литосферы. Геодинамика системы в каждый момент времени определяется суммарным эффектом напряженно-деформированного состояния всех составляющих ее элементов, меняясь от места к месту и от одного момента времени к другому. Это выражается в том, что динамически и кинематически меняются и сложно взаимодействуют структуры центрально-осевого и линейно-плоскостного типа симметрии, возникают вихревые структуры и зарождаются вихревые процессы с неустойчивостью (вращением) полей тектонических напряжений.

Признаки вращения тектонических структур и полей напряжений

В распределении и особенностях геологических и тектонических структур, а также в изменении полей напряжений наблюдаются различные признаки вращательных (вихревых) движений, определяющиеся компенсационными процессами кинематического и динамического характера [9, 11]. О существовании этого явления, как следствия воздействия на тектонические процессы ротационного фактора, было известно давно, но в последнее десятилетие на эту тему в геологической литературе появляется все больше публикаций [7–8; 10; 12–18; 20; 23–24; 33 и мн. др.]. Делались попытки наметить классификацию подобных образований [18].

Рассмотрим ряд характерных структур и явлений с вихревым типом структурно-динамической организации.

Вихревые структуры литосферы.

Вихревые образования литосферы – это аномальные структуры, в которых происходит вихревое (спиральное) движение вещества вокруг центра вихря. Спиральное движение вызывает нарушение исходной структурной организации охваченного вихревым процессом геолого-геофизического объема.

Источником – центром – вихря являются зоны аномального движения вещества, в которые по своей внутренней структуре сами могут быть неоднородными и содержать вращающиеся блоки.

Воздействие вихря приводит к нарушению первичной симметрии (радиально-кольцевой или линейно-плоскостной) распределения связанных с этим вихревым центром структур сжатия и растяжения и их взаимные переходы.

Примеры вихревых структур литосферы разнообразны [7; 20–21 и др.]. Особенно характерны они для зон пластических или квазипластических видов деформации, когда непосредственно видны структуры течения с участием вихрей – «циклонов» или «антициклонов».

Чаще всего в качестве центров вихрей выступают исходные центрально-симметричные структуры, в которых возникают вихревые осложнения. Среди них можно назвать структуры гранито-гнейсовых куполов и овалов фундамента древних платформ и метаморфических ядер складчатых областей, вулкано-плутонические структуры центрального типа в зонах разновозрастного магматизма – вулкано-плутонических поясах, внутриконтинентальных магматических провинциях и внутриокеанических магматических зонах.

Зоны сдвиговых деформаций.

Вихревой характер структур линейно-плоскостной симметрии связан с вращением блоков и появлением закономерных рисунков сдвиговых деформаций вдоль их границ. Этот тип вихревых структур более характерен для геологических процессов, которые осуществляются относительно хрупкими видами деформаций, в частности, при простом механическом перемещении разноранговых блоков относительно друг друга.

Зоны сдвиговых деформаций – наиболее характерный тип структур разрушения породных массивов [19]. Характерны они и для крупных планетарных линейных образований.

Практически все подвижные зоны – складчатые пояса, системы срединно-океанических хребтов, зоны активных континентальных окраин – построены из кулисно расположенных друг относительно друга сегментов. То есть фактически все они являются сложными траспрессивными или транстенсивными структурами – зонами планетарных сдвиговых деформаций [25–26; 28; 34].

Примером крупной внутриплитной внутриконтинентальной рифтовой зоны является левосдвиговая транстенсивная Байкальская рифтовая система, которая представляет собой кулисно построенную цепочку новейших грабенов.

Все внутриокеанические рифтовые зоны также являются транстенсивными системами, в которых закономерно сочетаются кулисно расположенные рифтовые сегменты и разделяющие их трансформные зоны разломов. Так, структура Срединно-Атлантического хребта представляет собой зону мезозойско-кайнозойской правосдвиговой транстенсии.

Наиболее интересен случай формирования зон сдвиговых деформаций на активных окраинах – в зонах перехода континент – океан. Возникновение систем кулисно расположенных островных дуг и глубоководных желобов связано, вероятно, именно со сдвиговыми напряжениями при относительном вращении литосферных плит и возникновении на их границах зон сдвиговых деформаций. При этом формируются системы определенно ориентированных структур сжатия и растяжения с переходными типами коры. На краю океанической плиты возникают энсиматические островные дуги с формированием субконтинентального типа коры, на краю континентальной плиты – глубоководные впадины окраинных морей с корой субокеанического типа.

Система структур Западно-Тихоокеанской активной окраины представляет собой правосдвиговую транспрессивную зону.

Вращение полей напряжений и деформаций.

Детальное изучение складчатых и разрывных структур в складчатых поясах показывает широкое распространение в этих зонах структур, образующих пояса тектодинамического вращения [19; 27], когда одни и те же кинематические характеристики одновременно свойственны структурам различных направлений. Структурным проявлением подобных тектодинамических условий могут быть различного типа виргации и структуры «конских хвостов», а также системы оперяющих дизъюнктивов при развитии сдвиговых деформаций.

Вращение структурных планов.

Статистический анализ складчатости в разновозрастных отложениях складчатых систем и областей показывает закономерный поворот ориентировок складчатых структур в направлении против часовой стрелки [14; 22–24]. Это явление проявляется как в складчатых областях, так и на древних платформах, включая их осадочные чехлы. Эта закономерность четче выражена в пределах крупных континентальных блоков (континент Евразия, например). Так, покровно-складчатые системы байкальского и герцинского возраста характеризуются преимущественно северо-западной ориентировкой, зоны каледонской и киммерийской складчатости – северо-восточной. Они дополняются системами поперечных структур с развитием сбросо-сдвиговой кинематики.

Закономерное изменение ориентировки разновозрастных складчатых структур свидетельствуют о закономерном изменении полей тектонических напряжений относительно фигуры вращающейся Земли. Процесс тектонических деформаций происходит под влиянием взаимодействия (интерференции) радиальных тектонических напряжений, обусловленных действием силы тяжести планеты, и тангенциальных, связанных с ее ротационным режимом, в частности, с перемещением ее оси вращения, вызывающей перестройку фигуры Земли, перераспределение вещества в ее глубинных сферах, западный дрейф горных

масс на верхних горизонтах, смену планов деформаций. Выступая в качестве активного фактора именно ротационные факторы стимулируют непрерывное обновление лика Земли и определяют главные особенности ее морфометрии.

Выводы

Таким образом, в литосфере Земли широко распространены структуры вихревого типа, а также проявлены процессы вращения полей тектонических напряжений. Как было отмечено, вихревые структуры проявляются образованиями, близкими к классу центрально-осевой (собственно вихри) или линейно-плоскостной симметрии (зоны сдвиговых деформаций). Это связано с тем, что в сложно структурированной геолого-геофизической среде существует именно два рода объектов. С одной стороны это различного рода блоки (в том числе аномальные блоки с ярко проявленным течением вещества), с другой – разделяющие их системы границ – разделы. Процессы формирования вихревых структур осуществляются при вращении полей тектонических напряжений и изменении кинематики формирующихся структур.

Беря во внимание в первую очередь именно геометрические особенности подобных «вихревых» структур, можно предложить следующую классификацию (табл.).

Таблица 1. Классификация вихревых структур и процессов

	Вихревые структуры	*Вихревые процессы – вращение полей напряжений и деформаций*
Блоки	Центры вихревых структур	Меняющиеся поля напряжений – тектодинамические пояса вращения
Границы блоков	Зоны сдвиговых деформаций	Транспрессивно-транстенсивная кинематика подвижных поясов, вращение структурных планов

Признаками вращения структур являются вихревые образования (наиболее четко они будут определяться в своих источниках – центрах), а также зоны сдвиговых деформаций, возникающие на границах вращающихся блоков.

Признаками вращения полей напряжений и деформаций является развитие тектодинамических поясов вращения, меняющаяся транспрессивно-транстенсивная кинематика подвижных зон, а также закономерное изменение разновозрастных структурных планов.

Литература

1. Викулин А.В. Мир вихревых движений. – Петропавловск-Камчатский: КамГТУ, 2008. – 230 с.
2. Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика. Учебное пособие. – Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2009. – 463 с.
3. Викулин А.В. Новый тип упругих ротационных волн в геосреде и вихревая геодинамика // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 2. С. 119–141.
4. Викулин А.В., Водинчар Г.М., Тверитинова Т.Ю. Моментная волновая природа геологической среды // Вестник МГУ, серия 4 Геологическая, № 6, 2008. С.
5. Викулин А.В., Тверитинова Т.Ю. Вихревые структуры литосферы и общие проблемы тектоники // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Выпуск 3. Материалы Всероссийского совещания «Современная геодинамика и сейсмичность центральной Азии: фундаментальный и прикладной аспекты». Иркутск, 2005. С.16–18.
6. Викулин А.В., Тверитинова Т.Ю. Энергия тектонического процесса и вихревые геологические структуры // Доклады академии наук, 2007, том 413, № 3. С. 372–374.
7. Вихри в геологических процессах // – Петропавловск-Камчатский, 2004. 297 с.
8. Воронов П.С. Роль ротационных сил Земли в истории становления структуры её литосферы / Эволюция геологических процессов в истории Земли. – М.: Наука, 1993. С. 104–114.
9. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. – М.: Университет, 2005, 496с.
10. Кац Я.Г., Козлов В.В., Полетаев А.И. Ротогенез Земли: структурный анализ и проблемы. – М.: Знание, 1991, 40с.
11. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в альпийско-гималайском коллизионном поясе. – М.: Научный мир, 1997, 314с.
12. Ли Сыгуан. Вихревые структуры Северо-западного Китая. – М.: ИЛ, 1958, 129с.

13. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. – М.: Наука, 1991, 144с.
14. Морозов Ю.А. Цикличность кинематических инверсий в подвижных поясах в свете лунно-земных связей / Геотектоника, 2004, N1. С.21–50.
15. Полетаев А.И. Сдвигово-ротационная модель структурной эволюции Русской платформы. М.: Геоинформмарк, 2000, вып. 5, 44с.
16. Полетаев А.И. Проблема ротогенеза в докладах и материалах XXX V Тектонического совещания / Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. Четвёртые Горшковские чтения. Материалы конференции (МГУ, 26 апреля 2002г.). – М.: МГУ, 2002. С. 22–27.
17. Полетаев А.И. Ротационная тектоника земной коры./ Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXX V111 Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2005. Т.2. С. 97–100.
18. Полетаев А.И. Эффекты тектонического вращения в литосфере Земли // Тезисы научной конференции Ломоносовские чтения, апрель 2006 года. Секция Геология http://web.ru/db/msg.html?mid=1176288&uri=_part02_poletaev.htm
19. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М., 1987. С. 173–235
20. Ротационные процессы в геологии и физике / Отв. ред. Е.Е. Милановский. – М.: КомКнига, 2007. 528 с.
21. Слензак О.И. Вихревые структуры литосферы и структуры докембрия. – Киев: Наукова думка, 1972, 181с.
22. Тверитинов Ю.И. Структурные перестройки и размещение металлогенических зон в складчатых областях. – М.: Недра. 1981. 222 с.
23. Тверитинов Ю.И., Тверитинова Т.Ю. Геодинамика тектонических перестроек // Вихри в геологических процессах. – Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 71–82.
24. Тверитинов Ю.И., Тверитинова Т.Ю. Закономерность смены структурных планов в складчатых областях // Вестник КРАУНЦ Серия Науки о Земле. 2006. № 1. Выпуск № 7. С. 67–94.
25. Тверитинова Т.Ю. Особенности строения и развития северо-западной окраины Тихоокеанского подвижного пояса как глобальной зоны сдвиговых деформаций. (Tveritinova T.Ju. Features of structure and development of the northwest margin of the Pacific ocean mobile belt as a global zone of shear deformations) // Совещание «EARTHQUAKE SOURCE ASYMMETRY, STRUCTURAL MEDIA AND ROTATION EFFECTS». Петропавловск-Камчатский. Август 2004 г.
26. Тверитинова Т.Ю. Структурные рисунки Земли // Система Планета Земля (Нетрадиционные вопросы геологии) XIII научный семинар 2005 г. Материалы. Москва, 2005. С.
27. Тверитинова Т.Ю. Соотношение региональных структурных направлений и ориентировок главного структурообразующего и действующего полей напряженний на примере Большого Кавказа // Материалы совещания "Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия". Иркутск, 2009. Том 1. С. 111–113.
28. Тверитинова Т.Ю. Рифтовые структуры Земли как элементы планетарных деформационных волн растяжения, сжатия и сдвига // Кайнозойский континентальный рифтогенез. Иркутск, 2010. Том 2. С. 148–150
29. Тверитинова Т.Ю. Волновая тектоника Земли // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 3. С. 297–312
30. Тверитинова Т.Ю., Викулин А.В. Геологические и геофизические признаки вихревых структур в геологической среде // Вестник КРАУНЦ Серия наук о земле. 2005. № 5. С. 59–77.
31. Тверитинова Т.Ю., Викулин А.В. Волновая ротационно-упругая тектоника планет // Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 271–278.
32. Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXX V Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2002. Т. 1, 368с. Т. 2, 378с.
33. Хаин В.Е., Полетаев А.И. Ротационная тектоника Земли // Наука в России. 2007, № 6. С. 14–21
34. Tveritinova T.Ju. On the geometrical regularities in the structure of the Alpine Mediterranean belt // Special publications of the Geological Society of Greece. N4/1. Athens, Greece, 1995. (XV Congress of Carpatho-Balkan geological Association). P. 127–131

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПРОЯВЛЕНИЙ ПОСТСКЛАДЧАТОГО МАГМАТИЗМА (1.85-1.7 млрд. лет) ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Терехов Е.Н., Балуев А.С.

Геологический институт РАН, 119017, Москва
(tereh@ilran.ru)

Закономерное появление магматических, осадочных и метаморфических ассоциаций горных пород (формаций) является одной из характерных черт эволюции Земли. Еще в рамках геосинклинальной модели было показано, что для каждого тектонического цикла характерна смена магматических комплексов от инициального к орогенному, посторогенному и анорогенному [3]. Типичные образования каждого этапа резко различаются составом пород и формой магматических тел. Несмотря на смену парадигмы геологической науки от геосинклинальной к тектонике литосферных плит, такие понятия как доскладчатый, синскладчатый, постскладчатый и внутриплитный магматизм остаются весьма актуальными, а причины магматической активности и тектоническая позиция их проявлений весьма спорными. Особенно это касается постскладчатого магматизма, который из-за необычности составов пород (щелочные и экзотические разности) и сложного строения интрузивных тел (конические и кольцевые многофазные интрузии) существенно отличается от других типов магматизма [9]. Ранее считалось, что специфика постскладчатого магматизма обусловлена формированием мощной коры, образовавшейся в ходе геосинклинального цикла. В настоящее время для фанерозойских проявлений постскладчатого магматизма популярна модель отрыва слэба [8]. Согласно ей, при резком изгибе погружающейся литосферы в зоне субдукции, происходит её разрыв и в это место внедряется горячая астеносфера, которая и вызывает плавление верхней мантии и коры.

На Балтийском щите, постскладчатые интрузии впервые появились в конце архейского (саамского) тектонического цикла [6], но большинство проявлений связано с магматической активностью конца палеопротерозойского (карельского) цикла. Следует отметить, что многие положения концепций геотектонической обусловленности магматизма, разработанные для фанерозойских складчатых систем, на наш взгляд, не применимы для докембрия. Например, неизвестно очевидных зон субдукции как в архее, так и в палеопротерозое, с которыми можно связать отрыв слэбов и объяснить причину постскладчатого магматизма. Поэтому следует искать другие тектонические причины появления этого типа магматизма, для которого характерной чертой являются щелочные породы - один из важнейших индикаторов эволюции Земли. Впервые появившиеся в конце архея в составе постскладчатых интрузий, эти образования затем постоянно увеличивали своё представительство. Балтийский щит с крупнейшими проявлениями щелочных пород является одним из центральных объектов по изучению этого типа магматизма. В последние годы было показано, что палеозойский щелочной магматизм щита в значительной мере был предопределен формированием в конце палеопротерозоя участков обогащенной мантии, плавление которой и привело к образованию уникальных массивов Хибин, Ловозера, Ковдора и других, а также даек и трубок взрыва [1]. Причина формирования обогащенных участков мантии в период 1.9-1.7 млрд. лет, до сих пор остается дискуссионной. Нами предлагается один из возможных сценариев этого процесса, а именно декомпрессия мантии за счет растяжения литосферы и последующая за этим флюидная проработка, способствующая формированию

метасоматитов и продуктов постскладчатого магматизма.

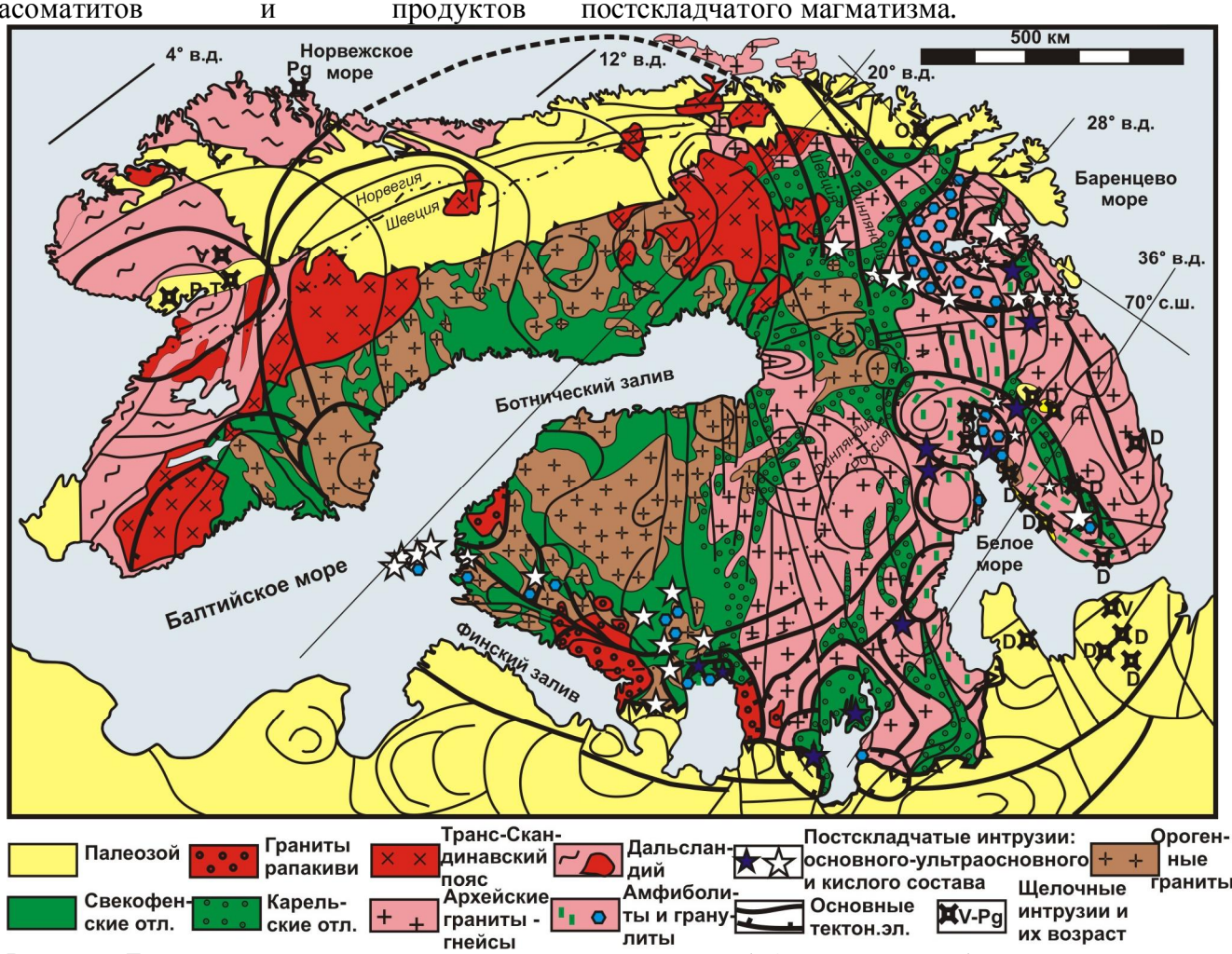


Рисунок. Тектоническое положение постскладчатых интрузий (1.85-1.7 млрд. лет) и проявлений щелочного магматизма (венд-палеоген).

На территории восточной части Балтийского щита от Баренцева моря на севере и до Финского залива на юге (рис.), известна группа магматических пород, возраста которых укладываются в интервал 1.85-1.7 млрд. лет [2]. По составу они меняются от щелочно-ультраосновных (лампроитов, кимберлитов, лампрофиров, габбро) до кислых (монцонитов и гранитов). Массивы, размером в десятки, реже сотни квадратных километров или маломощные дайки этого комплекса секут раннедокембрийские образования, сами они не деформированы и не метаморфизованы, то есть являются постскладчатыми. Территория, на которой развиты данные образования, охватывает две геотектонические провинции Балтийского щита: Карело-Кольскую и Свекофенскую. Первая является классическим примером континентальной коры. Здесь выделяется несколько генераций архейских тоналит-трондъемит-гранодиоритовых ассоциаций и синхронных им зеленокаменных поясов. Палеопротерозойские комплексы залегают на архейском фундаменте в виде троговых структур мощностью до 10 км, сопряженных со сдвигами СЗ простирания. Заключительным и важнейшим структуро- и породообразующим событием в эволюции Карело-Кольской провинции явился тектонический вывод к поверхности нижне-среднекоровых пород (гранулитов и амфиболитов) с формированием структуры Лапландско-Беломорского пояса [7]. Этот процесс, сопровождался формированием большого количества основных и кислых метасоматитов, в том числе и пегматитов, как в глубинных породах, выходящих к поверхности, так и в оставшихся на глубине. При этом Лапландско-

Беломорский подвижный пояс можно рассматривать как корневую зону рифтовой системы, а вывод глубинных пород мог осуществляться при масштабном растяжении, с одновременным ростом куполов, представленных нижнекоровыми породами. Вторая провинция (Свекофенская) характеризуется краткой коровой историей, в её пределах самые древние породы имеют возраст 1.95 млрд. лет, а большая часть осадков и вулканитов образовалась уже к рубежу 1.9 млрд. лет [11]. В период 1.9-1.8 млрд. лет все породы были подвержены метаморфизму, вплоть до гранулитовой фации и гранитизации. В пределах полосы Ладожское озеро – Аландские о-ва глубинные образования также были выведены к поверхности на заключительных этапах эволюции Южно-Свекофенского пояса (около 1.8 млрд. лет назад). При этом минералогия и геохимические особенности образований (пегматитов и метасоматитов), связанных с эксгумацией, этого района весьма близки аналогичным комплексам Лапландско-Беломорского пояса [6, 7].

Все проявления постскладчатого магматизма Восточной части Балтийского щита однотипны: если это массивы – то кольцевые или конические многофазные интрузии, а если дайки то короткие и сложной конфигурации, так как образовывались в стесненном пространстве взбросовых зон. В связи с массивами известны скарны, а дайки формировались в зоне хрупких деформаций. Это указывают на то, что становление тел происходило вблизи поверхности и в обстановке локального горизонтального сжатия. В региональном плане все интрузии и дайки исследуемого комплекса приурочены к периферической части Балтийской кольцевой структуры (рис.), которую мы интерпретируем как нуклеар – элемент тектонической делимости в раннем докембрии. А в локальном - они тяготеют к центральным частям или боковому ограничению более мелких кольцевых структур. Структурно-кинематический анализ показывает, что кольцевые структуры второго порядка испытывали тенденцию к вращению против часовой стрелки. Более молодые граниты рапакиви и все щелочные интрузии венд-палеозойского и более молодого возраста, также приурочены к периферической части Балтийского нуклеара. Тектоническая природа этой структуры остается весьма дискуссионной, но факт её существования благодаря прекрасной выраженности на космических снимках и приуроченности к её периферической части разновозрастных магматических комплексов, не вызывает сомнений.

Другой важной особенностью постскладчатого магматизма является то, что его проявления тяготеют к районам, где на поверхности развиты породы гранулитовой фации метаморфизма. Причем, ещё за 20-40 млн. лет до формирования этого комплекса гранулиты находились на глубинах 20-25 км. Так, интрузии Лицко-Арагубского и Наттанен комплексов прорывали гранулиты Лапландского пояса в интервале времени 1.8- 1.7 млрд. лет, когда те были уже в близповерхностных условиях, причем наиболее молодые проявления гранулитового метаморфизма в этом поясе имеют возраста 1830 млн. лет [5]. Подобный, весьма краткий, интервал времени между последней стадией метаморфизма и формированием постскладчатых интрузий установлен и для южной части Балтийского щита [10]. Поэтому можно утверждать, что формированию постскладчатого магматизма предшествовала эксгумация гранулит-амфиболитовых комплексов.

Породы постскладчатых интрузий по содержаниям SiO_2 меняются в диапазоне 32-92%, а их распределение бимодально, так как развиты преимущественно проявления, представленные основными-ультраосновными или кислыми породами. Массивы, где присутствуют те и другие разности, менее распространены и при этом видна тенденция уменьшения доли основных пород по мере увеличения размера интрузива. Дайки имеют ультраосновной состав, более крупные тела - основной состав. Среди мелких гранитных

тел основные породы – лампрофиры занимают до 20-30% площади, но в крупных гранитных массивах (Лицкий, Вуэниявр, Стрельнинский) лампрофиры отсутствуют. Основные породы характеризуются высокой щелочностью, причем как калиевые, так и натриевые разности с большим диапазоном содержаний макро- и микроэлементов. Они аномально обогащены K_2O (до 10%), P2O5,(до 5%), Ba (до 20000 г/т), Sr (до 15000 г/т), Zr (до 1000 г/т). Граниты характеризуются повышенной глиноземистостью и также весьма обогащены Ba и Sr. Но наиболее характерной особенностью всех этих образований является их обогащенность легкими РЗЭ, так $(La/Yb)_n$ отношения достигают значений (120-170). Причем породы с разным составом часто имеют почти одинаковые распределения РЗЭ, например граниты и ультраосновные породы. Естественно, что в данном случае нельзя говорить о магматическом факторе, контролирующем распределение РЗЭ.

Постскладчатые массивы на территории Балтийского щита имеют сложное строение с чередованием конических и кольцевых интрузий. Для интрузий Лицко-Арагубского, Наттанен комплексов, Аландских о-вов выделяется до 4-х циклов. Каждый цикл, начинается с внедрения основных пород, а заканчивается кислыми. Повышенные содержания летучих как в основных, так и в кислых породах, обилие магматических брекчий, представленных как вмещающими породами, так и породами более ранних фаз, собственно форма тел, характер контактов - все это сближает эти интрузии с трубками взрыва. Так же, как и для кимберлитовых трубок, в исследуемых образованиях наблюдаются парадоксы, которые нельзя объяснить с точки зрения традиционных представлений о характере внедрения магмы и о самом её существовании в виде жидкости. Так, для большинства жильных образований этого комплекса характерны ветвистые окончания даек. Обломки вмещающих пород в дайках лампроитов Порьей губы, лампрофирах Приладожья или в гранитах Лицко-Арагубского комплекса, ориентированы так, что в них сохраняется структура вмещающих пород, она прослеживается от одного обломка к другому и далее в породы рамы без каких либо смещений. Трудно представить себе, что эти обломки были вовлечены в поток жидкости, которая стремилась к поверхности, но не сместила со своего места жесткие включения.

Очевидна приуроченность данных интрузий восточной части Балтийского щита к Лапландско-Беломорскому и Ладожско-Южно-Финскому поясам, породы которых незадолго до их образования были на глубинах 15-30 км. Тектоническая денудация верхних частей земной коры могла привести к взрывоподобному выделению глубинных флюидов, которые образовали множество метасоматитов и пегматитов, являющихся “визитной карточкой” этих структур [6,7] и способствовали появлению лампроитов, лампрофиров, других щелочных пород, а также гранитов. Особенностью магматических проявлений постскладчатого комплекса является кольцевая (дуговая) структура массивов и очень сложные формы даек, что указывает на формирование этих тел в обстановке локального сжатия. Этот вывод находится в противоречии с представлениями авторов о том, что этот магматизм появился в результате декомпрессии после того, как глубинные породы в обстановке корового растяжения вышли к поверхности. Подобный парадокс отмечается для кимберлитовых трубок и массивов щелочно-ультраосновной - карбонатитовой формации, когда в региональном аспекте все они приурочены к структурам растяжения (рифтам), а их форма указывает на локальные условия сжатия. Объяснить эту ситуацию можно с помощью модели, согласно которой растяжение коры на заключительных этапах эволюции данных структур происходит не по всему разрезу земной коры, а только в её пластичных средней и нижней частях, тогда как верхняя - хрупкая часть, благодаря появлению метаморфического ядра – диапира, находится в обстановке локального сжатия. Флюидонасыщенные ультраосновные

щелочные магмы с усилием проникают к поверхности и образуют массивы центрального типа, трубки взрыва, силлы и дайки. Там, где верхняя часть коры нарушена сдвигами с участками локального растяжения, возникают условия корового плавления с образованием анатектических кислых пород под влиянием тех же флюидов и расплавов. Первые полноценные процессы растяжения хрупкой коры, обеспечивающие глубинную декомпрессию и формирование щелочных магматических пород, вероятно, произошли в позднем архее и определялись ростом куполообразных структур размером в десятки и первые сотни километров. Но основные процессы метасоматического обогащения, фиксируемые многими исследователями имели место в конце палеопротерозоя и происходили они уже вдоль периферической части Балтийского

углубления листрических сбросов – основных структурных элементов земной коры, контролирующих эксгумацию нижних слоев земной коры, на поверхности Земли стали появляться и верхнемантийные комплексы и соответственно увеличилась роль процессов декомпрессии в мантии. При этом менялся состав пород, например, в породах постскладчатых интрузий от архея к палеопротерозою закономерно растет La/Yb отношение. Поэтому одной из причин последовательного увеличения объёмов щелочных пород в постархейской эволюции Земли могло быть постоянное увеличение глубины проникновения сбросов, контролирующих декомпрессионное плавление и метасоматоз все более глубинных частей литосферы.

Формирование обогащенной, то есть метасоматизированной мантии, давшей в палеозое щелочные расплавы, можно связать с этими же процессами корового растяжения, связанной с ними декомпрессией, поступлением глубинных флюидов и частичным плавлением, а не с процессами коллизии и субдукции.

нуклеара. Постскладчатые интрузии здесь играют роль индикаторов процессов растяжения на заключительных этапах тектонических циклов, причем сам механизм растяжения по мере изменения реологических свойств коры менялся. Так в конце архейского цикла образовывались купола. В их ядерных частях известны среднекоровые породы и постскладчатые интрузии, а листрические сбросы могли проникать на 10-20 км и позволяли вывести к поверхности породы с этой глубины. В конце палеопротерозоя в результате процессов растяжения были сформированы подвижные пояса, типа Лапландско-Беломорского. В их пределах уже были эксгумированы нижнекоровые породы и, соответственно как реакция на декомпрессию, образовывались постскладчатые интрузии. В неогее, по мере

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 09-05-00812 и Программы ОНЗ-9.

Литература

1. *Арзамасцев А.А. Федотов Ж.А. Арзамасцева Л.В.* Дайковый магматизм Северо-Восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука. 2009. 383 с.
2. *Баянова Т.Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука. 2004. 174 с.
3. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра. 1975. 262 с.
4. *Левковский Р.З.* Рапакиви. Л.: Недра. 1975. 223 с.
5. *Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н.и др.,* Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 278 с.
6. *Ранний докембрий Балтийского щита*. – СПб.: Наука, 2005. 711 с.
7. *Терехов Е.Н.* Особенности распределения РЗЭ в корундсодержащих и других метасоматитах периода подъёма к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 2007. № 4. С. 411- 428.
8. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. М.: Изд-во

МГУ, 1995. 480 с.
9. *Bonin B.,et all.* Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodinamic settings// Lithos. 1998. V. 45. P. 45-70.
10. *Eklund O., Konopelko D., Rutanen H., Fröjdö S., Shebanov A.D.*1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonit magmatism in the Fennoscandian shield// Litos. 1998. V. 45.P. 87-108.
11. *Nironen M.* The Svekofennian Orogen: a tectonic model // Precambrian Research. 1997. V. 86. P. 21-44.

РАЗЛИЧНЫЙ «МАФИЧЕСКИЙ» И «СИАЛИЧЕСКИЙ» СОСТАВ ПОРОД ФУНДАМЕНТА МАЛОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ И ПОДВОДНОГО ХРЕБТА ВИТЯЗЯ - НОВАЯ ПРОБЛЕМА В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВНЕШНЕЙ ДУГИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

Терехов Е.П., Можеровский А.В.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, ДВО РАН, Владивосток, Россия (terekhov@poi.dvo.ru)

Внешняя дуга Курильской островодужной системы (КОС) представлена Малой Курильской грядой (МКГ) и подводным хребтом Витязя, являющихся продолжением друг друга. История ее геологического развития до сих пор дискуссионна. Согласно предыдущим исследователям район внешней дуги КОС в позднем мелу мог представлять собой окраину Азиатского материка или островную дугу. Наиболее важной проблемой, на наш взгляд, является установление природы фундамента этой структуры, сложенного позднемеловыми образованиями. После исследования каменного материала, поднятого в 37 и 41 рейсах НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (2005-2006 гг.) в центральной части внешней дуги (район подводного хр. Витязя) появились новые проблемы в интерпретации данных о ее геологическом строении. Одной из проблем является резко отличный вещественный состав верхнемеловых пород фундамента хр. Витязя и МКГ, слагающих единую структуру – внешнюю дугу КОС.

Верхнемеловой фундамент подводного хр. Витязяи и островов МКГ слагают осадочные и магматические породы. Вещественный состав вулканомиктовых осадочных верхнемеловых пород МКГ (матакотанская и малокурильская свиты) изучался многочисленными исследователями. Наиболее тщательно эта работа была проведена В.К. Гавриловым и Н.А. Соловьевой [1]. Согласно их данным породообразующий материал в малокурильской свите представлен обломками минералов - плагиоклазом (андезин), ортоклазом, пироксеном, роговой обманкой, стеклом и обломками пород - базальтами и андезито-базальтами. Незначительный объем обломков представлен кварц-серицитовыми сланцами, аргиллитами, альбитофирами и кварцитами, источники сноса которых располагались за пределами МКГ. Состав породообразующих обломков в породах матакотанской свите аналогичен. Данные этих авторов совпадают с нашими - в породах малокурильской и матакотанской свит отсутствует обломочный материал, представляющий собой продукты разрушения пород кислого состава.

"Мафический" состав имеют не только осадочные верхнемеловые породы МКГ, но и магматические (верхний мел - палеогеновые) породы развитые на островах этой гряды. Многочисленные исследователи указывают на то, что острова сложены преимущественно базальтами и габброидами. Одной из особенностей магматизма МКГ является преимущественное развитие основных пород при резко подчиненном значении андезитов и отсутствии более кислых разностей [9]. Наиболее представительная (111 анализов) сводка химических составов магматических пород Малой гряды [2], также, показывает отсутствие пород кислого состава.

Широко развитые в пределах МКГ габброиды могут представлять собой аллохтоны и являться фрагментами геофизического "базальтового" слоя коры, перемещенными к северо-западу. Предполагается, что эти аллохтонные пластины не сильно удалены от своих корней [7].

Комплекс вулканических пород бухты Цунами и дислоцированные габброиды бухты Дмитриева (о. Шикотан) по петрохимическим и геохимическим характеристикам могут быть сопоставимы

с образованиями меланократового (точнее, базитового) фундамента островных дуг. Образования этого типа, по-видимому, весьма широко распространены в пределах МКГ [8].

Таким образом, осадочные и магматические породы, слагающие фундамент МКГ имеют "мафический" состав.

Для верхнемеловых [3] осадочных пород фундамента подводного хр. Витязя, напротив, характерен сиалический состав. Породы сложены обломками минералов - кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом, мусковитом - и пород - гранитоидами и кварц-мусковитовыми сланцами [4]. Обломочный состав пород указывает на то, что источниками сноса для них служили породы, характерные для земной коры континентального типа.

Сиалическую природу фундамента хр. Витязя подтверждают данные исследования позднемеловых вулканических пород (слагающих фундамент хребта), которые относятся к образованиям окраинно-континентальных вулканических поясов, что согласуется с обнаружением на хребте эоценовых игнимбритов [5], которые образуются за счет кислой (коровой) магмы [6].

Таким образом, состав верхнемеловых осадочных и вулканических пород МКГ и хр. Витязя указывает на различный («мафический» и сиалический, соответственно) состав фундамента этих структур, составляющих в настоящее время единую структуру - внешнюю дугу КОС.

Авторы считают, что внешняя дуга КОС является структурой наложенной на уже существовавшую в позднем мелу неоднородность земной коры. Юго-западный блок этой неоднородности был сложен породами «мафического», а северо-восточный – сиалического состава.

Литература

1. Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Верхнемеловая вулканогенно-осадочная формация Малых Курил АН СССР ДВНЦ САХКНИИ Наука. Новосибирск, 1973. 152 с.
2. Говоров Г.И. Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского геоблока, Владивосток: Дальнаука, 2002. 197 с.
3. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В. др. О структурно – геологической характеристике «сейсмической бреши» в центральной части Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 5-19.
4. Леликов Е.П, Цой И.Б., Емельянова Т.А. и др. Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе «сейсмической бреши» (тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Тихоокеанская геология. 2008а. Т. 27. № 2. С. 3-5.
5. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Баранов Б.В. Магматизм подводного хребта Витязя (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Океанология. 2008б. Т. 48. № 2. С. 260-270.
6. Малеев Е.Ф. Вулканогенные обломочные породы. М.: Недра, 1977. 215 с.
7. Меланхолина Е.Н. Габброиды и параллельные дайки в структуре острова Шикотан (Малая Курильская гряда) // Геотектоника. 1978. №3 С. 128-136.
8. Парфенов Л.М., Попеко В.А., Попеко Л.И. Главные структурно-вещественные комплексы о-ва Шикотан и их геологическая природа // Геология и геофизика. 1983. №10, С. 24-34.
9. Цветков А.А., Говоров Г.И., Цветкова М.В., Аркельянц М.М. Эволюция магматизма Малокурильской гряды в системе Курильской островной дуги // Известия Академии наук СССР. 1985. Сер. геол. №12. С. 11-26.

ИСЛАНДСКИЙ ПЛЮМ И ЕГО ВОЗДЕЙСТВИЕ НА МАГМАТИЗМ ПОЛЯРНОГО УРАЛА И ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА

Тимонин Н.И.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия (reg@geo.komisc.ru)

Среди всех магматических пород базальты занимают особое место, что связано с тем, что они, во-первых, имеют мантийное происхождение и, таким образом, дают сведения о *PT*-условиях в верхней мантии, во-вторых, базальты относятся к сквозным магматическим породам, широко известным для всей геологической истории Земли и, в третьих, химический состав базальтов, образующихся в разных тектонических обстановках, указывает на опосредованную связь с напряженным состоянием литосферы, что позволяет использовать их валовой состав для палеогеодинамических построений.

Дж. Вильсон, Дж. Морган Л. П. Зоненшайн, А. Ф. Грачев и ряд других исследователей, разрабатывающих вопросы глубинной тектоники [4,10], связывают глобальную тектонику Земли с мантийными плюмами, особенно на ранних этапах ее эволюции. Мантийные плюмы могут зарождаться на трех уровнях: в верхней мантии при плавлении субдуцированной плиты; на границе верхней и нижней мантии на глубине 670 км; и на границе нижняя мантия – ядро Земли [3].

Плюмы на поверхности Земли проявляются в виде излияния расплавленной магмы обычно щелочного состава. Наиболее ярким проявлением горячей точки на поверхности Земли считаются Гавайские острова, представленные современными извержениями вулканов. Над Гавайями мы видим картину законченной миграции во времени и в пространстве вулканических центров. Эту картину Дж. Вильсон и Дж. Морган объясняют тем, что под Гавайским и Импепраторским хребтами в настоящее время действует горячая мантийная струя (горячая точка), которая пробивает литосферу с астеносферой и занимает стационарное положение. Тихоокеанская плита двигалась над этой горячей точкой со скоростью 10 см/год сначала в северо-западном (Императорский хребет), а затем с 42 млн. лет - в запад-северо-западном направлении (Гавайский хребет) [10].

Примером горячей точки на суше является и Исландия. Это один из самых активных районов в Атлантическом океане. За почти полувековую историю вулканы произвели здесь почти четверть всех лав, известных на дневной поверхности. С этой горячей точкой связан ряд действующих и отмерших вулканов центрального типа как в Исландском, так и в других районах Западно-Арктического бассейна. Объем продуктов внутриплитного (плюмового) магматизма в Исландии за последние 20 млн. лет накопился в объеме 14 – 15x10^6 км^3. Центр Исландского плюма проектируется в настоящее время под восточной частью Исландии (см. рис.). По данным сейсмических исследований на глубине 2900 км под Исландией существует низкоскоростная зона, из которой разуплотненный нижнемантийный субстрат периодически всплывает по плюмовому каналу в виде перегретых диапиров. Подъем диапиров к земной поверхности сопровождается частичным плавлением мантийного субстрата, интрузивным магматмзмом в земной коре и вулканизизмом на ее поверхности. По существующим сведениям Исландский плюм существует уже не менее 258 млн. лет [11].

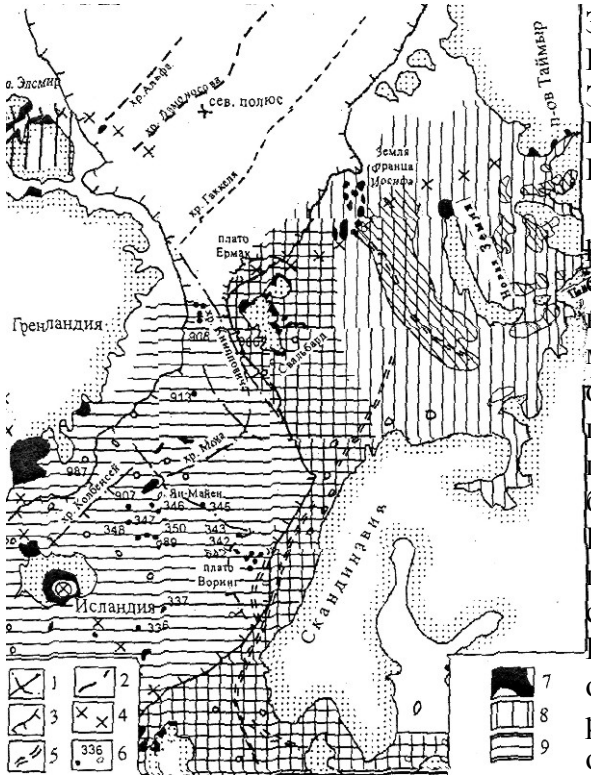


Рис. Главные структуры Западно-Арктического шельфа и след Исландского плюма (по: [11] с дополнениями автора):

1 – Срединно-океанический хребет и трансформные разломы; 2 – глыбовые хребты; 3 – границы шельфа континентов, пунктирами показаны примыкающие к континентам некоторые вулканические плато; 4 – предполагаемый след горячей точки, оставленный Исландским плюмом на Евразийской, Североавмериканской и Арктической литосферных плитах при их дрейфе и вращении (крестиком, обведенным кружком, обозначена современная проекция плюма); 5 – континентальные рифты, грабены и авлакогены; 6 – скважины глубоеоводного бурения и их номера, незалитые кружки – геологические трубки и скважины мелководного бурения, в которых обнаружена пирокластика в осадках; 7 – обнажения пород трапповой формации на суше; 8 – ареалы пеплопадов мезозойского возраста; 9 – то же кайнозойского возраста; 10 – контуры развития основного магматизма в триасовом комплексе осадочного чехла Баренцева, Карского морей и Полярного Приуралья (по: [6.7.12]).

След Исландского плюма начинается от Сибирской платформы (см. рис.), где он известен под названием Сибирского суперплюма. Далее он прослеживается, судя по данным о возрасте вулканитов и вулканических накоплений, через устье Енисея к Карскому морю, проходит севернее Новой Земли, через архипелаги Земли Франца-Иосифа и Свальбард, плато Ермака, хребты Менделеева и Альфа, о. Элсмир, Гренландию, Гренландско-Исландский и Фареро-Исландский пороги и Британские о-ва (см. рис.).

В конце поздней перми – начале раннего триаса с деятельностью этого суперплюма связано две сближенные фазы вулканизма с возрастом 253-250 и 274-244 млн. лет , в результате которых образовались огромные объемы траппов и пирокластики на Сибирской платформе и в прилежащих бассейнах (Тунгусский бассейн и Полярный Урал и Полярное Приуралье). Общий объем траппов здесь превышает 1700 млн. км^3, где пирокластика составила свыше 320 тыс. км^3. Вулканогенные пермо-триасовые отложения Западной Сибири распространены на обширной территории от г. Кургана до Уренгоя захватывая Полярное Приуралье [1,2,9]. Следующий импульс вулканизма, вызванного Исландским плюмом, проявился на п-ове Таймыр и в Южно-Карской впадине, где на площади 100 тыс. км^2 развиты позднетриасовые вулканогенные и вулканогенно-терригеннные образования мощностью до 3 км, имеющие возраст 209-218 млн. лет [11].

В Южно-Баренцевской и Северо-Баренцевской впадинах по данным бурения и сейсмики выделяется до 4 горизонтов силлов диабазов [12]. Горизонты силлов сейсмическими методами прослежены на север до архипелага ЗФИ (см. рис.). В пределах ЗФИ развита трапповая формация, имеющая позднеюрско-раннемеловой возраст. На поднятии Свальбард установлены платобазальты широкого возрастного диапазона – с возрастом от 144 до 20 млн. лет. В кайнозое след Исландского плюма фиксируется в Гренландии, Норвежско-Гренландском бассейне и на Британских островах; преимущественно это палеогеновые и четвертичные его проявления в виде базальтовых покровов. На земле Андре (арх. Шпицберген) мощность палеогеновых базальтов достигает 275 м. Четвертичный вулканизм (вулкан Сверре) проявлен на

Шпицбергене, где вулканические постройки сложены туфами и вулканическими брекчиями, встречающиеся в них гранатовые перидотиты указывают на возможную принадлежность излияний к мантийным. По калий-аргоновым датировкам возраст вулканитов составляет около 1 млн. лет [12].

Приведенные данные о составе и возрасте вулканитов различных морфоструктур Западно-Арктического шельфа не противоречат геодинамическим реконструкциям следа Исландского плюма на перемещающихся над ним плитах земной коры. Моделирование плюмов показало, что по мере подъема плюмовые диапиры могут приобретать грибообразную форму [4]. Если по расчетным данным диаметр Исландского плюма равен около 400 км, то распространение площадей с современным плюмовым магматизмом может отмечаться на расстоянии около 2000 км от Исландии. Следовательно, в раннем мезозое могли образоваться Маймеча-Кутуйская (Восточная Сибирь), Пайхойская и Полярноуральская провинции платобазальтов [11].

Литература

1. *Альмухамедов А.И., МедведевА.Я., Лирда И.П., Батурина Т.П.* Триасовый вулканический комплекс Западной Сибири // Докл. РАН, 1998. Т. 362. № 3. С. 372-377.
2. *Верба М.Л., Рослов Ю.В., Сакулина Т.С.* Новая Земля в структуре Обско-Баренцевского мегабассейна по результатам работ на опорном профиле 2-АР // Разведка и охрана недр. 2005. № 6. С. 6-9
3. *Грачев А.Ф.* Мантийные плюмы и геодинамика // Вестник ОГГГГН. 1998. № 3(5). С. 129-158.
4. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. Изд. второе. Новосибирск: Филиал «ГЕО». 2001. 408 с.
5. *Зонешайн Л.П., Кузьмин М.И.* Внутриплитный магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника 1983. № 1. С. 28-45.
6. *Тимонин Н.И.* Возраст базальтов гряды Чернышева (север Предуральского краевого прогиба) // Геология и палеогеография северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1977. С. 26-28.
7. *Тимонин Н.И.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург. 1998. 240 с.
8. *Тимонин Н.И., Юдин В.В.* Исландский плюм и его воздействие на раннетриасовый вулканизм Северного Приуралья // Уральский геологический журнал. 2004. № 1 (37). С. 37-52.
9. *Тужикова В.И., Курбежекова А.Н.* Биостратиграфия триасовой эффузивно-осадочной формации Урала. Л.: Наука. 1968. 151 с.
10. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 476 с.
11. *Харин Г.С., Чернышева Е.А., Ерошенко Д.В.* Исландский плюм и вулканизм арктических морей // Вулканизм и геотектоника: Материалы 11 Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург. 2003. С.220-225.
12. *Шипилов Э.В., Тарасов Г.А.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты. 1998. 306 с.

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТЫХ АНСАМБЛЕЙ (на примере Пайхойской складчатой области)

Тимонин Н.И.[а], Юдин В.В.[б]

[а] *Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия (reg@geo.komisc.ru);*
[б] *КО Укр ГГРИ, Симферополь, Украина (yudin_v_v@mail.ru).*

Под Пай-Хоем понимается крупная покровно-складчатая структура расположенная на территории Югорского полуострова. Она является составной частью Пайхойско-Новоземельского сооружения. На востоке по крупноамплитудному Главному Западноуральскому надвигу (ГЗУН) Пай-Хой контактирует со структурами Полярного Урала, а его юго-западное ограничение проходит по поднятию Чернова. Структуры Пай-Хоя имеют сложное и очень сложное чешуйчато-надвиговое строение. Обнажения, позволяющее объективно оценить их морфологию, обычно расположены только в долинах рек. Водоразделы почти полностью задернованы, представлены фрагментарными останцами и развалами коренных пород, по которым невозможно достоверно судить о сложной структуре региона. Как отмечал один из первых исследователей Пай-Хоя А.В.Хабаков «…словесная запись последовательности залегания здесь становится совершенно бесполезной. Приходилось, как правило, прибегать к сплошной зарисовке разрезов» ([9, с. 39]). Из-за сложного строения большинство описаний структур Пай-Хоя дает очень приблизительное и противоречивое представление.

При изучении структур Пай-Хоя нами использован метод телескопирования или «матрешки», который заключается в том, что наиболее обнаженные участки по берегам рек и их глубоких каньонов детально зарисовывались и фотографировались с составлением фотопанорам, которые учитывались в крупномасштабных полосовых геологических картах вдоль этих рек. Затем вкрест простирания структур строился разрез, в который включались уменьшенные детальные зарисовки обнажений и фотопанорамы.

Тектонические покровы (шарьяжи) играют важную роль в структуре подвижных поясов Земли. Ныне уже не осталось складчатых сооружений, в которых они не были бы обнаружены. Многие аспекты строения и формирования шарьяжей рассмотрены в целом ряде работ; особенно большой вклад в их изучение внесли американские, канадские и западноевропейские геологи в течение последних 100 лет. Это А.Арган, М.Бертран, С.Бубнов, Э.Зюсс, М.Люжон, Э.Ог, П.Термье, Г.Штилле и другие.

В процессе надвигообразования в складчато-покровных областях участвует относительно мощный осадочный чехол краевых частей орогенов, состоящий из шельфового и батиального комплексов. Они покоятся на жестком кристаллическом или слабо метаморфизованном фундаменте, который, как правило, не вовлечен в покровную деформацию. Отложения шельфового осадочного чехла практически не метаморфизованы или очень слабо метаморфизованы. Исключение составляют надвинутые аллохтонные пластины из батиального комплекса, преобразованные в условиях низких температур и больших давлений. В разрезе чехла всегда присутствуют горизонты пластичных пород, таких как глины, угли, эвапориты и другие некомпетентные пачки пород. Часто такие горизонты обнаруживаются в основании осадочного чехла. В условиях тангенциального сжатия они определяют положение послойных срывов (флэтов) и создают основные элементы складчато-надвиговых структур.

В последние годы достоверно установлено, что Пай-Хой представляет собой уникальный геологический объект, в

котором компактно представлены почти все известные на Земле литодинамические формации и структуры, сформированные при эволюции полного цикла Вильсона. Здесь развиты осадочные и магматические формации, сформированные циклом Бертрана, магматические формации «горячей» точки и уникальные образования крупных астроблем. В результате мощного тангенциального сжатия широко представлены практически все известные складчато-надвиговые структуры и шарьяжные структуры, сформированные при субдукции и коллизии: шарьяжи, разнопорядковые послойные и секущие надвиги, разнотипные принадвиговые складки, чешуи, дизпликаты от интенсивных до просто построенных [1, 5, 7, 8, 12].

В строении региона принимают участие образования пяти структурно-формационных (литодинамических) комплексов. Нижний слагает байкальский (кадомский) протерозойский фундамент, состоящий из докембрийских активноокраиных и орогенных формаций. Он отражает геодинамическую эволюцию доуралид и ограничен сверху региональным стратиграфическим несогласием. Залегающий выше фанерозойский мегакомплекс состоит из рифтогенного, палеошельфового карбонатного, батиального сланцевого и орогенного комплексов, отражающих эволюцию полного цикла Вильсона от рифтогенеза и спрединга до субдукции и коллизии. Структурные комплексы Пай-Хоя разделяются на уралиды и более молодые пайхоиды.

Уралиды представляют сбой набор разнопорядковых чешуй и пластин, ограниченных пятью крупнейшими надвигами: Приуральским, Западно-Уральским, Фронтальным, Осевым и Уральским. Они разделяют надвинутые друг на друга структурные зоны, сложенные разными литодинамическими комплексами со специфическими, но генетически едиными структурами. Определяющую роль в тектоническом строении играют разнопорядковые надвиги. К наиболее крупным из них приурочены высокоамплитудные, сильно сжатые и удлиненные складки или чешуи-моноклинали. Реже представлены надвигами, взбросо-надвигами, сдвигами и их комбинациями.

У поверхности сместители нарушений наклонены к востоку и юго-востоку под углами 30-60º (обычно 30-40º). Выполаживаясь с глубиной, они нередко совпадают с напластованием пород в крыльях складок. В плане надвиги разветвляются, имеют дугообразную (с выпуклостью на запад), а чаще сложную извилистую форму. В приразрывных участках формируется густая сеть трещин, кливажа и мелких сколов. Простирание шарниров приразрывных складок соответствует простиранию самих нарушений. Зеркала скольжения в зонах надвигов имеют субширотную ориентировку штриховок, обусловленную общим перемещением надвигаемых масс с востока на запад и северо-запад. Мелкие складки в принадвиговых зонах чаще распространены в некомпетентных породах. В аллохтоне эти складки обычно сложнее, чем в автохтоне. Независимо от компетентности пород встречаются надвиги, совершенно лишенные мелких складок. Это происходит, когда наклон сместителя надвига близок к падению пород и образуются послойные срывы-флэты. Принадвиговые складки отсутствуют и в том случае, когда срыв происходит по «смазке» - толще некомпетентных пород (соли, гипсы, глины, уольные прослои и др.).

Складчатые структуры уралид имеют принадвиговый характер. Аномально высокие степени сжатия складок связаны с близостью наиболее крупных высокоамплитудных разрывов. В отличие от Предуральского краевого прогиба, где антиклинали развиты локально вдоль взбросо-надвигов, на Урале фиксируется равенство антиклиналей и синклиналей. Строение складок в этих структурных подразделениях сходное, они различаются лишь по степени сжатия. Как отмечал М.А.Камалетдинов [2], для районов Южного и Среднего Урала интенсивность складчатых деформаций зависит от

толщины тектонической пластины. Чем тоньше пластина, тем сложнее структуры, развитые в ее аллохтоне.

Пайхоиды – комплекс структур Пайхойско-Новоземельской складчато-надвиговой области и прилегающих регионов от Байдарацкой сутуры на северо-востоке до поднятия Чернова на юго-западе [1, 4, 7, 8, 12]. Основное отличие пайхоид от уралид заключается в северо-западном простирании структур и возрасте дислокаций. Время формирования мигрирующей на запад складчатости уралид нами определяется как девонско-раннеюрское [6, 8, 12]. Пайхоиды образованы при конвергенции к юго-западу в позднепермско-меловое, преимущественно в позднетриасово-меловое время.

Кроме более молодого возраста и перпендикулярного к уралидам пространия, пайхоиды отличаются ясно выраженной интерференцией: ундуляцией шарниров складок, северо-западными пайхойскими и т.д. [5, 6, 7, 8, 12]. В пайхоидах чаще встречаются ретронадвиги, послойные срывы, кливаж и сдвиги.

Складчатые структуры пайхоид имеют в основном принадвиговый характер. Аномально высокие морфологические характеры складок связаны с близостью наиболее высокоамплитудных разрывов. Наиболее сложные складки приурочены к аллохтонам, тектоническим останцам сланцевой зоны и фронтальным частям крупных надвигов карбонатной зоны, где они брахиформные и линейные, параллельные, обычно сильносжатые, асимметричные, запрокинутые на запад. Пайхоиды составляют моновергентный шарьяж-антиклинорий, состоящий из серии тектонических пластин, сложенных орогенными, батиальными и шельфовыми комплексами.

В строении пайхоид и уралид выделены следующие общие черты:

1) четкая аналогия в наборе и внутренней структуре тектонических пластин, ограниченных крупнейшими надвигами (Байдарацкая сутура сопоставляемая с ÷ Главным Уральским надвигом; Главный Пайхойский ÷ с Фронтальным; Южно-Пайхойский ÷ с Главным Западно-Уральским; Нядейтинский ÷ с Главным Приуральским; Вашуткино- Талотинский ÷ с Западно-Чернышевским.

2) в целом однонапраленная вергентность структур в сторону Печорской плиты;

3) однотипное строение структур второго порядка и более мелких (дизпликаты , складки, левые сдвиги, дуплексы, тектонические окна и клипы, чешуи, послойные срывы, утолщение структур на глубине, дугообразность, извилистость и ветвление в плане, притертость их сместителей и др.). Брахиформные и куполообразные структуры в зоне стыка уралид и пайхоид являются следствием их интерференции.

В тектоническим районировании пайхоид с севера на юг выделяются: *Карская впадина, Пайхойское поднятие, Коротаихинская впадина, поднятие Чернова,* морфология и возраст которых существенно различаются.

Карская впадина у поверхности сложена пермскими породами, подошва которых погружается в северо-восточном направлении до глубины 6 км. На юго-западе Карская впадина ограничена Северо-Пайхойским надвигом, северо-западная и юго-восточная части которого существенно различаются. Общая структура Карской впадины определяется двумя сериями разрывов: первая – это Эбетинский ретронадвиг, который состоит из нескольких сместителей с падением на юго-запад. Разрывы сопровождаются опрокинутыми на северо-восток принадвиговыми складками, сжатыми в 1,2÷2,3 (в среднем 1,7) раза и имеющим размеры от первых метров до 1 км. Фронтальная часть ретронадвига осложнена субвертикальным левым сбросо-сдвигом и небольшим гравигенным сбросом.

Восточная часть Карской впадины имеет более сложное строение: у поверхности она сложена послойно сорванными орогенными формациями

верхнего карбона – нижней перми. В отличие от западной половины впадины здесь выявлены структуры не только пайхойского (северо-западного) простирания, но и уральского (субмеридионального) простирания с падением сместителей надвигов и осевых плоскостей складок к востоку (рис. 4.20 см. в работе [8]).

Пайхойское поднятие интерпретируется как крупное (30÷60x230 км) сложно построенное сооружение, в строении которого принимают участие четыре формационных комплекса: 1) докембрийский фундамент, 2) шельфовый карбонатный, 3) батиальный сланцевый континентального склона и 4) орогенный. Поднятие образуют две структуры второго порядка – *Пайхойский карбонатный парааутохтон*, сложенный формациями палеошельфа, аналогичный Елецким шельфовым формациям Западного Урала и *Карский аллохтон*, сложенный сланцевыми батиальными формациями, сходными с лемвинскими.

Структура Пайхойского поднятия до недавнего времени интерпретировалась как образованный на месте классический антиклинорий с крыльями, сложенными глубоководным и шельфовым комплексами формаций. Впоследствии появились данные в пользу шарьяжного строения этого района. Выяснилось, что батиальный комплекс имеет тектонические контакты с карбонатным, далеко надвинут на него, а зоны перехода перекрыты аллохтоном. Полученные нами материалы [5,6,7.8,12] подтвердили и уточнили это положение. Между Пайхойским карбонатным парааутохтоном и Карским аллохтоном выделен крупноамплитудный *Главный Пайхойский надвиг*, а Пайхойский парааутохтон, в свою очередь, по *Южнопайхойскому надвигу* надвинут на Припайхойскую зону Коротаихинской впадины.

Пайхойский карбонатный парааутохтон сложен преимущественно карбонатными формациями палеошельфа, дислоцированными в мелкие чешуи и разнопорядковые узкие изоклинальные складки, опрокинутые на юго-запад и осложненные взбросами и надвигами. По рекам Гусиной (Яптояхе), Бельковской и Бол.Талоте (Припайхойская зона) выделяется сложная чешуйчато-надвиговая структура, в которой развиты ныряющие складки, падающие на запад [5,6,7,8,12].

Карский аллохтон представляет собой наиболее крупную и сложно построенную дугообразную в плане антиформную структуру. Больше дислоцированы юго-западная и юго-восточная его части, где в мелких изоклинальных складкх и чешуях фиксируются самые большие значения сжатия (2,8-3,0). В общей структуре аллохтона четко выделяется относительно просто построенное дугообразное в плане Осевое поднятие, на северо-западе которого обособляется Амдерминская антиклиналь, а на юго-востоке – Силовская седловина. Юго-западное крыло рассматриваемой структуры построено чрезвычайно сложно и напоминает структуры Лемвинского аллохтона Полярного Урала [3].

Надвиги пайхоид имеют левосдвиговую составляющую, что показано нами ранее. Выделяются и чистые сдвиги, фиксируемые по зеркалам скольжения и по складкам с крутым падением шарниров. В целом же ундуляция шарниров в линейных пайхойских складках незначительная, что свидетельствует об их принадвиговом генезисе. Она закономерно увеличивается на юго-востоке района в зоне интерференции с уралидами. В.Н.Пучковым это интерпретируется как следствие косого ориентировния коллизии континентов в пермское время.

Коротаихинская впадина, границы которой нами проводятся на северо-востоке по Южнопайхойскому надвигу, на востоке – по Главному Западноуральскому надвигу, а на юге и юго-востоке – по системе моноклиналей, разрывов и дизпликатов поднятия Чернова. По поверхности байкальского фундамента общая структура впадины представляет собой моноклинальное погружение на глубину от 5 км у поднятия Чернова до 10-14 км у Пайхойского поднятия. На фоне

погружения по горизонтам палеозоя в пределах Коротаихинской впадины выделяются четыре структуры второго порядка: Лабогейская моноклиналь, Хейягинская депрессия, Припайхойская структурная зона и Верхневоркутское поднятие, осложненное на востоке Приуральскими структурами.

Припайхойская зона представляет собой особенно сложно построенную часть Коротаихинской впадины, сформированную за счет мощного тангенциального сжатия с северо-востока и примыкающую к Пайхойскому поднятию.

Почти все формационные комплексы в рассматриваемом регионе тектонически расслоены. Послойные срывы приурочены: в шельфовом и батиальном комплексах – к основанию и кровле рифтогенной формации, к фаллаховым формациям и их дистальным фрагментам; в орогенном комплексе – к аргиллитовой толще в основании флиша позднекаменноугольно-раннепермского возраста, а также к пермским угольным пластам в молассе. Крупнейшие шарьяжи связаны с этими послойными срывами и их секущими фаментами. Складки и мелкие надвиги можно рассматривать как следствие дифференцированного движения литопластин по этим срывам.

Как показано в наших работах [4,7,8,12], складки пайхоид имеют принадвиговое происхождение и не прослеживаются на глубине. К обстоятельствам их бескорневого характера относятся данные сейсморазведки, непосредственные наблюдения структур аллохтона и автохтона, малые величины радиусов кривизны концентричкских складок и др. Образование бескорневых складок объясняется горизонтальным скольжением пачек жестких тонкослоистых пород по подстилающим и тонкослоистым отложениям [10,11, 12].

Литература

1. *Беляков Л.Н., Дембовский Б.Я.* Некоторые особенности тектоники севера Урала и Пай-Хоя // Геотектоника. 1984, № 2. С. 51-57.
2. *Камалетдинов М.*А. Покровные структуры Урала. М.: Наука.. 1974. 230 с.
3. *Пучков В.Н.* Лемвинская зона Полярного Урала и ее гомологи // Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М., 1975, С.196-202.
4. *Тимонин Н.И.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбкрг. 1998. 240 с.
5. *Тимонин Н.*И. Признаки крупноамплмтудного шарьирования структур Полярного Урала на юго-восточые структуры Пай-Хоя // Геология европейского Севера России. Сыктывкар.2001. С. 11-17. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН; Вып.108).
6. *Тимонин Н.И.* Геологическое строение северо-западной части Пай-Хоя // Проблемы геологии иминералогии. Сыктывкар, Геопринт. 2006. С. 117-127.
7. *Тимонин Н.И., Юдин В.В.* Пайхоиды – особый комплекс дслокаций земной коры // Литосфера. 2002. № 2. С. 24-37.
8. *Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А.* Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург. 2004. 226 с.
9. *Хабаков А.В.* Полярный Урал и его соотношения с другими складчатыми областями // Труды ГГУ Главсевморпути. 1945. Вып. 15. 77 с.
10. *Юдин В.В.* О происхождении складчатости на западном склоне Северного Урала // Геология и полезные ископаемые европейской части СССР (Ежегодник-1976 Ин-та геологии Коми фил.АН СССР), Сыктывкар. 1977. С. 93-97.
11. *Юдин В.В.* Послойные срывы в чехле востока Печорской плиты – возможный объект поиска углеводородов // Печорский нефтегазоносеой бассейн. Сыктывкар. 1985. С. 38-45. (Тр. Ин-та геологии Коми фил.АН СССР; Вып. 52).
12. *Юдин В.В.* Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург. УИФ «Наука». 1994. 286 с.

ВОЗРАСТ УДСКО-МУРГАЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ): ПЕРВЫЕ SHRIMP U-PB ДАТЫ ПО ЦИРКОНАМ

Тихомиров П.Л., Правикова Н.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(tiho@geol.msu.ru, npravikova@mail.ru)

Введение

Удско-Мургальский пояс (нередко именуемый Удско-Мургальской дугой, или УМД), согласно современной трактовке, объединяет вулканические ареалы позднеюрско-раннемелового возраста, фрагментарно обнажающиеся из-под обширных покровов Охотско-Чукотского вулканического пояса (альб-кампан) почти на всем протяжении последнего (около 3000 км). В структурном плане комплексы УМД входят в состав аккреционной позднемезозойской Западно-Корякской складчатой системы [6, 9]. Наиболее крупные выходы доальбских магматитов известны в бассейне р. Уда, на полуостровах Кони, Пьягина и Тайгонос, на западном побережье залива Шелихова, в среднем течении р. Анадырь, а также в районе хребтов Пекульней, Ушканий и Золотой. Помимо юрских и раннемеловых вулканитов, Западно-Корякская система включает и более древние магматические комплексы, типичные для активных зон перехода континент-океан – до девонских включительно; возможно также присутствие здесь реликтов раннепалеозойских островных дуг [7].

Наличие одновозрастных с УМД геологических комплексов преддужья и аккреционной призмы не оставляет сомнений в надсубдукционной природе этой вулканической провинции, а также в направлении погружения палеозоны Беньофа – под Сибирский континент [13]. Принято считать, что юго-западный сегмент УМД представляет собой вулканическую область андийского типа (при отсутствии образований, которые можно было бы отождествить с реликтами задугового бассейна). Далее к северо-востоку вулканиты УМД все чаще переслаиваются с морскими осадками, приобретая типичный облик островодужных формаций [8, 11].

Взаимоотношения образований Удско-Мургальского и Охотско-Чукотского поясов не всегда однозначны. Наряду с несомненными свидетельствами налегания позднемеловых вулканитов на полого деформированные комплексы УМД [3] есть участки, где разница в характере залегания и степени изменения пород, относимых к разным вулканическим поясам, незначительна, и несогласие в основании разреза Охотско-Чукотского пояса не выглядит более значимым, чем обычные внутренние несогласия континентальных вулканогенных толщ.

Современные представления о возрасте Удско-Мургальского пояса базируются, главным образом, на палеонтологических и палеофлористических данных, а также на результатах K-Ar датирования, надежность которых отнюдь не бесспорна [1, 10]. Прецизионные методы изотопной геохронологии – U-Pb определения по цирконам и $^{40}Ar/^{39}Ar$ даты по амфиболу и биотиту, существенно изменившие принятые модели эволюции магматических систем Северо-Востока Азии, использовались лишь для оценки возраста гранитоидных плутонов, предположительно связанных с УМД. Для Восточно-Тайгоносского и Магаданского плутонов получены даты, соответствующие альбскому веку (106-100 млн лет – [2, 4]). Результаты выглядят вполне интригующими, поскольку в это время уже начал формироваться Охотско-Чукотский пояс [5, 10]. Подтверждение одновременной активности УМД и Охотско-Чукотского пояса, хотя бы на протяжении сравнительно короткого периода в несколько млн лет, дало бы основание для серьезной ревизии существующих палеотектонических схем.

Общие сведения о стратиграфии изученного участка и краткое изложение результатов полевых работ

В 2008 г. нами изучен участок северо-восточного (Пенжинско-Анадырского, по [13]) сегмента УМД и смежной с ним фронтальной зоны Охотско-Чукотского пояса в бассейне р. Убиенка. На геологической карте масштаба 1 : 500 000 в последней редакции [3] здесь показаны выходы четырех свит, относящихся к УМД: травкинской (титон-берриас), ярангинской (берриас-валанжин), усовской (готерив-баррем) и березовской (нижний-средний альб). Относительно надежно, по определениям фауны двустворок, установлен лишь возраст травкинской свиты. Остальные стратоны датированы условно – на основании литологического сходства со стратотипами, описанными в басейне среднего течения р. Анадырь, в 100-150 км к юго-западу от изученного района. Общая продолжительность формирования изученного фрагмента УМД, согласно легенде, составляет около 40 млн лет, а венчающая его разрез березовская свита оказывается почти синхронной с самыми древними толщами Охотско-Чукотского пояса.

В ходе полевых работ было установлено, что на данном участке предполагаемые образования Удско-Мургальской дуги представлены лишь двумя стратонами, различающимися литологией и условиями залегания. Относительно древние образования, на геологической карте показанные как травкинская свита, представлены переслаиванием морских вулкано-терригенных осадков с потоками базальтов и, реже, андезитов и риолитов. Эти породы обнажены в пределах небольшого (примерно 2 х 4 км) эрозионного окна, где они слагают крутую (60-70°) моноклиналь. Травкинская свита несогласно перекрывается толщей субаэральных вулканитов пестрого состава (туфы и лавы базальтов, андезитов и дацитов) с прослоями вулканомиктовых песчаников и конгломератов. На геологической карте [3] эти образования отнесены к ярангинской и березовской свитам. Толща субаэральных вулканитов залегает положе, чем травкинская свита; углы наклона стратификации обычно составляют 10-20°. Непосредственный контакт вулканитов УМД и Охотско-Чукотского пояса скрыт рыхлыми отложениями, но, судя по субгоризонтальному залеганию пород Охотско-Чукотского пояса, между формированием этих геоструктур имело место тектоническое событие, сопровождавшееся слабыми складчатыми деформациями.

U-Pb возраст вулканитов

Для изотопного датирования цирконов были отобраны три образца: риолит (поток или субвулканическое тело) из разреза травкинской свиты, дацитовая лава из предполагаемой ярангинской свиты и дацитовый туф березовской свиты. По результатам изучения мономинеральных фракций циркона в катодолюминесцентном изображении, выделенные кристаллы имеют магматическую природу и лишены явных следов унаследованных ядер. U–Pb анализы выполнены на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по стандартной методике [12]. Результаты датирования представлены на рис. 1. Для образца "ярангинской" свиты получена конкордантная дата 119.5±2.0 млн лет, для образца "березовской" свиты – линия смешения радиогенного и обыкновенного свинца, имеющая пересечение с конкордией, соответствующее возрасту 122.0±2.5 млн лет. В образце риолитов из травкинской свиты выявлены несколько популяций цирконов возрастом от 363 до 87 млн лет. Наиболее многочисленная популяция (6 зерен из 12) соответствует интервалу 120-130 млн лет. Поскольку изученные породы не несут следов интенсивных изменений, способных заметно повлиять на U-Pb системы цирконов, остается предположить, что этот риолит – субвулканический, генетически связанный с Охотско-Чукотским поясом, а не с УМД (что объясняет присутствие кристаллов с позднемеловыми изотопными

возрастами), но при этом содержащий обильные ксенокристы более древних цирконов.

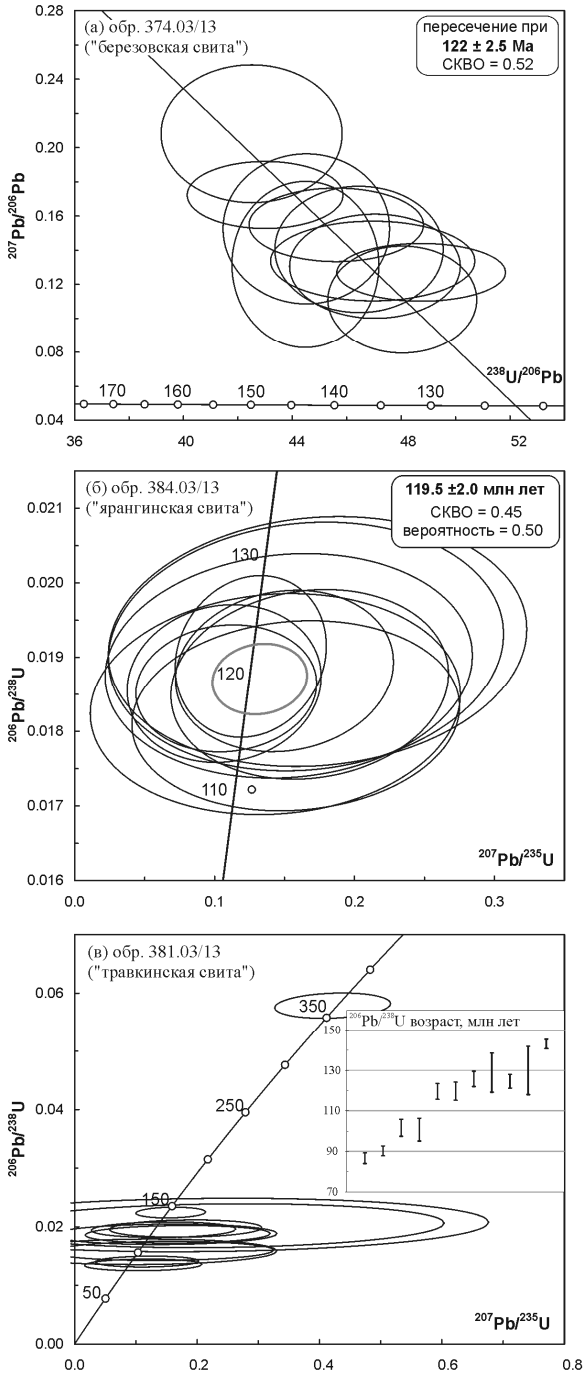


Рис. 1. Диаграммы Тера-Вассербурга (а) и Аренса-Везерилла (б, в) для цирконов из вулканитов Удско-Мургальской дуги. Размеры эллипсов соответствуют величине 2σ.

Примечание. На врезке к (в) сопоставлены индивидуальные возраста 11 из 12 проанализированных зерен циркона; длина отрезков соответствует величине 2σ.

Выводы

Совпадение в пределах аналитической погрешности изотопных дат для вулканитов, отнесенных к ярангинской и березовской свитам, подтверждает их принадлежность к единому стратону баррем-аптского возраста. Из всех стратиграфических единиц, выделенных в составе УМД, данная толща по составу и возрасту наиболее близка усовской свите; очевидна необходимость коррекции геологических карт изученного участка. Накопление толщи субаэральных непрерывно дифференцированных вулканитов завершило развитие УМД в изученном районе. Затем последовала пауза в магматической активности (около 15 млн лет), завершившаяся с началом формирования Охотско-Чукотского пояса. Возможно, в течение этой магматической паузы, приходящейся на конец апта и начало альба, северо-восточные сегменты УМД были аккретированы к окраине континента, что обусловило деформации верхней части их разреза. Принимая в расчет результаты определения возраста двустворок из разреза травкинской свиты, можно заключить, что изученный фрагмент УМД сформирован в два этапа, разделенные неким компрессионным событием: титон-берриас (субаквальный вулканизм) и баррем-апт (субаэральный вулканизм). Общая продолжительность активности изученного фрагмента УМД составляет около 25 млн лет.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (гранты 09-05-01197-а, 10-05-00191-а) и ФЦП "Ведущие научные школы" (грант НШ-841.2008.5).

Литература

1. *Акинин В.В., Ханчук А.И.* Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: ревизия возраста на основе новых $^{40}Ar/^{39}Ar$ и U-Pb изотопных данных // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 5. С. 654-658.
2. *Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лэйер П., Минюк П.С.* Новые данные Ar-Ar изотопного датирования магматических и метаморфических пород полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 1999. Т.369. № 1. С.76-83.

3. *Варламова В.А., Малышева Г.М., Вяткин Б.В., Звизда Т.В., Жуков В.А., Коваленко А.В., Казинский В.А.*. Информационный отчет по незавершенным работам по объекту «Создание цифрового комплекта карт геологического содержания масштаба 1:500 000 территории Чукотского АО» (Мониторинг региональных геологических исследований в масштабе 1:500 000). Анадырь, ФГУГП "Георегион", 2004.
4. *Лучицкая М.В, Хуориган Дж., Бондаренко Г.Е.* Новые данные SHRIMP U–Pb исследований цирконов из гранитоидов Прибрежно- и Восточно-Тайгоносского поясов, южная часть п-ова Тайгонос // Докл. РАН. 2003. Т.389. № 6. С. 1-5.
5. *Мишин Л.Ф., Акинин В.В., Мишин Е.Л.* Новые данные о возрасте магматических пород западного сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 5. С. 12-24.
6. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М., 1976. 159 с.
7. *Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Ляпунов С.М.* Позднепалеозойские офиолиты запада Корякского нагорья - фрагменты океанического плато // Геотектоника. 2001. № 2. С. 41–63.
8. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука. 1984. 192 с.
9. *Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лучицкая М.В.* Тектоника зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2001. Т. 76. Вып. 6. С. 24–37.
10. *Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О., Александер П., Черепанова И.Ю., Загоскин В.В.* Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: новые данные Ar-Ar и U-Pb геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. V.14. № 5. С. 67-81.
11. *Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
12. *Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. In: Gee, D. G., Pease, V. L. (eds), 2004. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society, London, Memoirs. V. 30. P. 69–74.
13. *Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Khudoley A.K., Morozov O.L., Luchitskaya M.V., Tuchkova M.I., Layer P.W.* Tectonic reconstruction of Uda-Murgal arc and the Late Jurassic and Early Cretaceous convergent margin of Northeast Asia–Northwest Pacific // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser., 4, 2009. P. 273–288.

СРЕДНЕ-ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННЫЕ ТОЛЩИ ЧУ-ИЛИЙСКОГО РАЙОНА И ГОР КЕНДЫКТАС (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН): СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ, ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

Толмачева Т.Ю.[а], Рязанцев А.В.[б], Дегтярев К. Е.[б], Никитина О.И.[в]

[а] ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия (Tatiana_Tolmacheva@vsegei.ru)
[б] Геологический институт РАН, Москва, Россия (degtkir@ginras.ru)
[в] Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, Алматы, Казахстан

В Южном Казахстане нижнепалеозойские комплексы приурочены к Джалаир-Найманской офиолитовой зоне и Чуйско-Кендыктасскому сиалическому массиву, где в последние годы благодаря находкам конодонтов в кремнистых и карбонатных породах доказан позднекембрийский возраст вулканогенно-кремнисто-терригенных толщ, ранее относившихся к докембрию или низам кембрия [1, 11].

Джалаир-Найманская офиолитовая зона протягивается в северо-западном направлении более, чем на 700 км и маркируется серпентинитовыми меланжами, а также фрагментами коровых частей раннекембрийских офиолитовых разрезов [10]. Доаренигские стратифицированные образования этой зоны представлены кремнисто-базальтовой ащисуйской, туфогенно-вулканогенной сулусайской и терригенной джамбульской свитами, которые выделяются также на северо-восточных склонах и в приводораз-дельной части хребта Кендыктас. Возраст всех трех свит и их соотношения друг с другом являются предметом многолетних дискуссий [3, 11, 13]. В результате проведенных исследований установлено, что наиболее высокое стратиграфическое положение занимает джам-бульская свита, перекрывающая, иногда с размывом, ащисуйскую и сулусайскую свиты

Ащисуйская свита участвует в строении самостоятельного тектонического покрова и не связана с раннекембрийским офиолитовым комплексом. Ее нижняя часть сложена вариолитовыми базальтами, а верхняя – чередующимися доломитами, базальтами, яшмами и кремнями, общая мощность видимая свиты достигает 300-500 м.

В северо-западной части Джалаир-Найманской зоны к юго-западу от горы Байгара (т.н. Р-6186: N 45°05' 16,6"; E 72°22' 47,0") в кремнях ащисуйской свиты, переслаивающихся с базальтами и доломитами, собраны конодонты *Phakelodus elongatus* (An), *Phakelodus tenuis* (Müller), *Furnishina* cf. *F. vasmerae* Müller et Hintz, *Gapparodus* sp. сакского яруса низов верхнего кембрия [10]. В северо-западном окончании гор Джамбул (т.н. Р-6237: N 44°50' 53,5"; E 72°55' 03,1") в сиренево-серых и светло-серых кремнях, слагающих линзу среди доломитов и афировых рассланцованных базальтов, собраны конодонты *Phakelodus elongatus* (An) и *Phakelodus tenuis* (Müller) позднего кембрия.

Сулусайская свита распространена в юго-западной части Джалаир-Найманской зоны (окрестности ст. Кулакшино), также на северо-востоке гор Кендыктас [11]. В Джалаир-Най-манской зоне основание разреза свиты неизвестно, а в ее строении участвуют переслаивающиеся зеленые и вишневые туфопесчаники, туфоалевролиты и туффиты, на разных уровнях присутствуют горизонты вулканомиктовых и туфогенных конгломератов с обломками порфировых андезибазальтов и андезитов, реже риолитов. Для верхней части разреза характерно чередование туфов и лав среднего и кислого состава. Общая мощность сулусайской свиты достигает 600 м.

На северо-восточных склонах и в приводораздельной части гор Кендыктас

сулусайская свита и ее аналоги (карабаурская свита [по 4]) представлена пестрыми туффитами тефро-турбидитами кислого состава, кремнистыми туффитами с редкими линзами известняков и отдельными потоками андезитов и базальтов. Мощность свиты в горах Кендыктас достигает 1100-1150 м. Вблизи основания ее разреза встречаются линзы кремней, в одной из которых собраны конодонты *Prooneotodus* cf. *gallatini* Müller, *Proacontiodus* ex gr. *simplex* Dubinina, *Proacontiodus* sp., *Phakelodus* cf. *tenuis* (Müller) батырбайского горизонта верхнего кембрия (определение А.М. Мамбетова) [4]. Здесь сулусайская свита подстилается офиолитами, совместно с которыми слагает тектонический покров, залегающий на комплексах Чуйско-Кендыктасского сиалического массива [10]. Офиолитовый разрез начинается с габбро, среди которых преобладают такситовые разности. Выше залегает комплекс параллельных даек, образованный преимущественно вертикально залегающими дайками долеритов и габбро-долеритов мощностью (до 1-5 м), преобладают дайки с односторонней закалкой. В верхах дайкового комплекса скрины представлены базальтами и яшмами, выше с постепенным переходом залегают подушечные базальты акжазыкской толщи, содержащие с многочисленные долеритовые дайки и их рои. Среди долеритов дайкового комплекса встречаются редкие жилы плагиогранитов. В верхах разреза акжазыкской толщи в базальтах встречаются редкие линзы черных кремней мощностью до 10 см. Общая мощность акжазыкской толщи может достигать 1000 м. Выше залегают туфогенные породы аналогов сулусайской свиты.

Джамбульская свита наращивает разрезы ащисуйской и сулусайской свит, при этом на отдельных участках в ее основании залегают гравелито-брекчии, состоящие из обломков пород ащисуйской свиты. В нижней части джамбульской свиты встречаются редкие горизонты серых кремней и яшм, которые вверх сменяются монотонными полевошпат-кварцевыми и кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и глинистых сланцев. Среди песчаников отмечаются маломощные горизонты кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность джамбульской свиты превышает 1000 м. Ее возраст был ранее определен по брахиоподам как позднекембрийско-раннеордовикский [11]. В кремнях этой свиты нами были собраны простые конические параконодонты и эуконодонты *Teridontus* sp. раннего тремадока. В песчаниках джамбульской свиты обнаружены детритовые цирконы широкого возрастного диапазона от более 2000 млн. лет до 490 млн. лет (граница кембрия-ордовика) [12]. Джамбульская свита в юго-восточной части гор Джамбул перекрывается терригенно-карбонатно-вулканогенной акжальской свитой, содержащей органические остатки середины аренига [11].

На основании новых биостратиграфических и геохронологических данных возрастной диапазон джамбульской свиты может быть ограничен тремадоком, сулусайской свиты и ее аналогов (карабаурской свиты) – верхами позднего кембрия, а ащисуйской и акжазыкской свит – низами позднего кембрия.

Изучение состава базальтов ащисуйской свиты показало, что, несмотря на однотипное строение разрезов, на разных участках эффузивы имеют некоторые петро-геохимического особенности. Так в горах Кокшокы базальты представлены высокотитанистыми разностями (2,0-2,2% TiO_2). Спектры РЗЭ (здесь и далее нормирование по хондриту), характеризующиеся обогащением легкими РЗЭ на уровне 100-200 и обедненением тяжелыми РЗЭ на уровне 15-20 хондритовых содержаний, хорошо сопоставляются с таковыми для базальтов океанических островов. Распределения элементов-примесей на спайдердиаграммах (здесь и далее нормирование по базальтам N-MORB) близким к базальтам океанических островов и обогащенных базальтов E-MORB. Базальты ащисуйской свиты в районе гор Дуланкара, к югу от горы Байгара и юго-восточнее руч. Андассай представлены умереннотитанистыми раз-

ностями (1,0-1,4% TiO_2). Спектры распределения РЗЭ обогащены легкими РЗЭ на уровне 30-50, обедненены тяжелыми РЗЭ на уровне 10-20 хондритовых содержаний и близки к спектрам базальтов N-MORB. Распределения элементов примесей на спайдер-диаграммах характеризуются дефицитом ниобия и обогащением стронцием, что типично для надсубдукционных базальтов. По особенностям состава к базальтам ащисуйской свиты близки базальты акжазыкской толщи и долериты комплекса параллельных даек. Они представлены умеренно- и высокотитанистыми разностями (1,5-2,7% TiO_2). Спектры распределения РЗЭ обогащены легкими РЗЭ на уровне 40-50, обедненены тяжелыми РЗЭ на уровне 10-15 хондритовых содержаний и могут сопоставляться с базальтами E-MORB. Распределение элементов-примесей на спайдердиаграммах характеризуются незначительным дефицитом ниобия и небольшим обогащением стронцием.

Таким образом, формирование базальтов ащисуйской и акжазыкской свит, а также долеритов комплекса параллельных даек могло происходить в пределах различных частей позднекембрийского бассейна с океанической корой. Присутствие в составе сулусайской свиты туфогенных, вулканогенно-осадочных и эффузивных пород средне-кислого состава свидетельствует о ее формировании на склонах и у подножья вулканической островной дуги, имевшей меланократовый фундамент.

В пределах Чуйско-Кендыктасского сиалического массива комплексы его нижнепалеозойского чехла представлены в основном кремнисто-сланцевыми, реже терригенно-карбонатными, толщами. К нижнему и низам среднего кембрия относятся графитисто-слюдисто-кварцевые и кварц-серицитовые сланцы фосфор-ванадиевой минерализацией, серицитовые и графитистые кварциты киинтасской свиты мощностью до 500 м, а также ритмично переслаивающиеся кварц-хлорит-серицитовые сланцы и алевролиты с горизонтами углеродисто-кремнистых сланцев огизтауской свиты мощностью до 1300 м. В этих толщах отсутствуют находки органических остатков, поэтому отнесение их к низам палеозойского разреза условно и принимается не всеми исследователями [11].

Толщи, в которых собраны органические остатки среднего и позднего кембрия занимают относительно небольшие площади. На северо-восточных склонах и в приводораздельной части гор Кендыктас (юго-восточная часть массива) к этому возрастному интервалу относится терригенно-карбонатная жайсанская свита. Эта толща с несогласием залегает на верхнерифейских вулканитах копинской свиты, входящих в состав докембрийского фундамента Чуйско-Кендытасского массива. Породы жайсанской свиты, как правило, интенсивно дислоцированы с образованием изоклинальных, иногда лежачих, складок и часто имеют тектонические соотношения с комплексами фундамента. В разрезе жайсанской свиты преобладают терригенные породы, для которых характерно ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, также встречаются прослои мелко-среднегалечных конгломератов с хорошо окатанной кварцевой галькой. Кремнисто-карбонатные пачки состоят из чередующихся известняков, черных и серых кремней, алевролитов и углеродисто-кремнистых сланцев. К этим пачкам приурочены прослои и линзы фосфор-ванадиеносных сланцев, фосфоритов и баритов. Оценки мощности жайсанской свиты (от 2000 до 3000 м), приводимые в публикациях [6, 11], не учитывают ее дислоцированности и являются сильно завышенными. Скорее всего, мощность свиты не превышает нескольких сот метров.

Возраст жайсанской свиты, определенный на основании сборов трилобитов и беззамковых брахиопод в кремнисто-карбонатных пачках, охватывает интервал от второй половины майского яруса среднего кембрия до верхов позднего кембрия [6,11]. В результате проведенных иссле-дований в кремнисто-карбонатных

пачках собраны конодонты Prooneotodus sp., Furnishina sp. и Phakelodus tenuis (Müller) позднего кембрия.

В центральной части массива средне-верхнекембрийские толщи обнажены в пределах двух небольших участков. В 15 км к востоку от горы Домбралытау в ядре антиклинали обнажены кембрийские и нижне-среднеордовикские образования. Структура этих толщ отличается большой сложностью, для нее характерны изоклинальные складки северо-западного простирания, которые сопровождаются продольными взбросами и надвигами. На этом участке к среднему-верхнему кембрию относится домбралытауская свита [5, 11]. В ее разрезе преобладают кремнистые, кремнисто-слюдистые сланцы, железисто-кремнистые сланцы и железистые микрокварциты, серые кремни, содержащие редкие прослои известняков с трилобитами верхов позднего кембрия. Для кремней и кремнисто-слюдистых сланцев характерны линзы фосфоритов. Соотношения добралытауской свиты с кремнисто-терригенными толщами нижнего ордовика не изучены, ее мощность оценивается около 400 м.

В 25 км к югу от горы Байгара в ядре небольшой антиклинали обнажен фрагмент разреза, образованного кварцевыми песчаниками, содержащими мощный (60 м) горизонт известняков с трилобитами низов позднего кембрия. Мощность этого фрагмента разреза более 360 м [11].

Наименее изученной является северо-западная часть Чуйско-Кендыктасского массива (окрестности гор Тастау, Жуантобе), где широко распространены вулканиты основного состава с прослоями углеродисто-кремнистых сланцев, кремнистых пород, железистых кварцитов и железисто-кремнистых сланцев. В результате работ, проведенных в 2010 г. в этой части массива, в кремнистых породах удалось собрать конодонты и доказать, что, по крайней мере, часть толщ, ранее относимых к венду-раннему кембрию [11] имеют поздне-кембрийский возраст.

В районе горы Тастау выявлена кремнисто-вулканогенно-терригенная толща, смятая в серию узких складок северо-западного простирания. Нижняя часть ее разреза представлена чередованием черных кварцитов, микрокварцитов и кремнистых алевролитов с пачками зеленых сланцев по эффузивам и туфам основного состава. В верхах разреза наряду с черными кремнистыми алевролитами появляются афировые базальты, серые кремни и мощная пачка кварцевых песчаников. Для этой части разреза характерны линзы железистых кварцитов, приуроченные к контакту кремней и базальтов. Мощность толщи достигает нескольких сот метров. С метаморфическими комплексами фундамента Чуйско-Кендыктасского массива она имеет только тектонические соотношения. В верхней части разреза кремнисто-вулканогенно-терригенной толщи в 5,5 км северо-западнее горы Тастау (т.н. Р-10046: N 46° 04' 32.8"; E 71° 03' 57.8") в горизонте серых кремней собраны мелкие паракондонты *Prooneotodus sp.* позднего кембрия. Для пород кремнисто-вулканогенно-терригенной толщи характерен метаморфизм низких ступеней зеленосланцевой фации, в наибольшей степени проявленный в низах разреза.

Аналогичные кремнисто-вулканогенно-терригенные толщи широко распространены в 70-90 км северо-западнее изученного участка – в окрестностях горы Жоантобе, где они смяты в систему узких линейных складок северо-западного простирания. В строении разрезов этих толщ участвуют черные кварциты и кремнистые алевролиты, эффузивы и туфы основного состава, и зеленые сланцы по ним, кислые эффузивы превращенные в порфироиды, серицит-кварцевые сланцы, филлиты, кремни, фтаниты, песчаники и бластопсаммитовые сланцы. Среди алевролитов и кремнистых пород присутствуют линзы фосфоритов и прослои доломитов. Наиболее яркой особенностью кремнисто-вулканогенно-терригенных толщ, распространенных в окрестностях горы Жоантобе, является приуроченность к ним нескольких горизонтов железистых кварцитов и микрокварцитов. Мощность горизонтов железис-

тых кварцитов может достигать 10-15 м [9]. Разведочные работы, проведенные в окрестностях горы Жоантобе в конце 60-х годов XX века, привели к открытию здесь железорудного месторождения [7]. Эффузивы, участвующие в строении толщ окрестностей горы Жоантобе, образуют контрастную серию, в состав которой входят высокотитанистые (TiO_2 – 1,9-3,15%) базальты и андезибазальты и риолиты с содержаниями K_2O до 3,2% [8].

Возраст кремнисто-вулканогенно-терригенных толщ, развитых в окрестностях горы Жоантобе, является предметом дискуссий, так как органические остатки в них не обнаружены. Разные авторы на основании сопоставления с комплексами других районов относят их либо к раннему протерозою, либо к венду-раннему кембрию, либо частично к нижнему-среднему ордовику [1, 2, 9, 11]. На основании полученных данных о возрасте кремнисто-вулканогенно-терригенной толщи в районе горы Тастау можно предполагать, что аналогичные в районе горы Жоантобе также могут быть отнесены к верхнему или среднему-верхнему кембрию.

На основании полученных данных в пределах Чуйско-Кендыктасского массива может быть выделен новый тип разреза среднего (?) – верхнего кембрия, характерными особенностями которого являются присутствие углеродистых кремнистых и кремнисто-терригенных пород с линзами фосфоритов, кварцевых песчаников и алевролитов, эффузивов основного и в ограниченных объемах кислого состава, железистых кварцитов и микрокварцитов. На основании изучения особенностей строения толщ этого типа и состава, слагающих их пород, можно предполагать, что они формировались в пределах рифтогенного прогиба, заложенного на континентальном основании.

Необходимо отметить сходство осадочных пород, входящих в состав кремнисто-вулканогенно-терригенной толщи и домбралытауской свиты, что свидетельствует о близости обстановок осадконакопления.

Таким образом, в Чу-Илийском районе и горах Кендыктас выявлены средне-верхнекембрийские толщи, формирование которых происходило как на океанической, так и на континентальной коре. Комплексы, имевшие меланократовое основание, представлены фрагментами верхних частей офиолитовых разрезов, формировавшихся в пределах различных структур бассейна с океанической корой и сопряженной с ним островной дуги. Накопление терригенно-карбонатных и кремнисто-сланцевых толщ, вероятно, происходило в различных частях шельфа и склона крупного блока с докембрийской континентальной корой, одним из фрагментов которого является Чуйско-Кендыктасский массив. В пределах этого блока существовали рифтогенные прогибы, которые заполнялись кремнисто-терригенными толщами, содержащими горизонты железистых кварцитов, и эффузивами основного, реже кислого, состава. Совмещение средне-верхнекембрийских комплексов, формировавшихся в разных геодина-мических обстановках произошло, вероятно, в начале ордовика.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» и РФФИ проект № 09-05-00933.

Литература

1. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500000. Серия Южноказахстанская серия. Объяснительная записка. Алма-Ата: Мингео СССР, 1981а. 248 с.
2. Геологическоестроение Казахстана. Алматы: Академия минеральных ресурсов РК, 2000. 396 с.
3. Геология СССР. Т. XL: Южный Казахстан. Кн. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1971. 536 с.
4. *Зорин А.Е., Мамонов Е.П., Миколайчук А.В., Апаяров Ф.Х.* Строение разреза и структурные соотношения раннепалеозойских комплексов Северного Тянь-Шаня (предварительные результаты работ по ГДП-200) // Состояние и задачи стратиграфических исследований в Казахстане.

Материалы Республиканского стратиграфического совещания. Караганда, 2006. С. 96-98
5. *Кичман Э.С., Буренин В.М., Ким Ф.М.* Новые данные о возрасте фосфорито-ванадиеносных отложений района гор Домбралытау // Известия АН Каз ССР. Сер. Геол, 1973. № 4. С. 67-70.
6. *Краськов Л.Н.* Стратиграфия и трило-биты кембрийских отложений гор Кендыктас (Южный Казахстан). Автореф. канд. дис. Л., 1976.
7. *Крюков А.С., Беркалиев Н.А., Новохатский И.П.* О месторождении желе-зистых кварцитов в Бетпак-Дале // Известия АН Каз ССР. Сер. Геол, 1970. № 2. С. 50-53.
8. *Розанов С.Б.* Спилитовая джеспили-товая формация раннего протерозоя Казах-стана // Геология и тектоника докем-брия Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 9-178.
9. *Розанов С.Б., Филатова Л.И., Хераскова Т.Н.* К геологии толщ докембрия и нижнего палеозоя окрестностей горы Жуантобе (Восточная Бетпакдала) // Известия АН Каз ССР. Сер. Геол, 1974. № 6. С. 31-39.
10. *Рязанцев А.В., Миколайчук А.В., Толмачева Т.Ю. и др.* Офиолиты и остров-дужные комплексы Джалаир-Найманской зоны и Чуйско-Кендыктасского массива (Южный Казахстан): положение в структуре, обоснование возраста и обстановки формирования // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Вып. 4. Москва-Бишкек, 2009 С. 53-58
11. Чу-Илийский рудный пояс: Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 1980. 504 с.
12. *Kröner, A., Windley, B.F., Badarch, G. et al.* Accretionary growth and crust-formation in the Central Asian orogenic belt and comparison with the Arabian-Nubian shield // Hatcher, R.D., et al. (eds.) 4-D Framework of Continental Crust. GSA Memoirs, 2007, 200. P.181-209.
13. *Popov L.E., Bassett M.G., Zhemchuzhnikov V.G. et al.* Gondwanan faunal signatures Early Palaeozoic terranes of Kazakhstan and Central Asia: evidence and tectonic implication // Geological Society, London, Special Publication, 2009. V. 325. P. 23-64.

МЕЗОТЕКТОНИКА КАТАЗОНЫ: УНИВЕРСАЛЬНЫ ЛИ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ СКЛАДЧАТО-РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР?

Травин В.В.[а], **Козлова Н.Е.**[б]

[а]*Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия (travin@krc.karelia.ru)*
[б]*Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия (kozlova@afmgtu.apatity.ru)*

Широко распространены и вошли в учебники представления об увеличении интенсивности деформаций с глубиной и, соответственно, вертикальной зональности деформаций [7]. «Покровные» структуры противопоставляются «глубинным» [3, 4, 7]. Вертикальная зональность деформаций связывается с увеличением с глубиной температуры и давления, определяющих вязкость пород. На этой основе противопоставляют эпи-, мезо- и катататектонику, и, соответственно, эпи-, мезо- и катазону метаморфизма. Для эпизоны (<100°С) наиболее характерны складки продольного и поперечного изгиба и хрупкие разрывы. Для мезозоны (100-550°С) типична линейная складчатость продольного изгиба и скалывания, кливаж, разломы от хрупких в верхах до вязких в низах зоны. В катазоне (>550°С) обычна кристаллизационная сланцеватость, сложная многопорядковая складчатость, разрывы исключительно вязкие; все деформации выражаются интенсивным течением пород [7].

Такие представления, основанные на опыте изучения морфологии складок, разрывов и пластических зон сдвига в областях развития неметаморфизованных и метаморфизованных комплексов, вполне соответствуют данным о поведении минералов при повышении температур.

Вместе с тем, предложенное противопоставление идеализировано, в природе РТ диапазоны образования структур, «типоморфных» для выделенных эпи-, мезо- и катазоны, перекрываются. Причина этого видится в том, что данная классификация не учитывает природного разнообразия контрастов деформационных свойств пород, динамических условий образования структур, других параметров. Опыт работы авторов в восточной части Балтийского щита показывает, что в условиях интенсивного метаморфизма, отвечающих катазоне названной классификации, могут формироваться типичные структуры мезотектоники – хрупкие разрывы и складки продольного изгиба.

Складки продольного изгиба. Среди складчатых структур докембрия восточной части Балтийского щита довольно обычны складки, сформированные в условиях, когда «вязкопластическое течение охватывало всю массу пород». Однако нередки складки разного размера, в которых слои проявили резко различные деформационные свойства, в результате чего компетентные слои изогнуты без существенного изменения мощности, а некомпетентные – с увеличением мощности в замках и уменьшением в крыльях складок. То есть складки, которые принято рассматривать именно как складки продольного изгиба, образованные в условиях тангенциального сжатия слоистых толщ [1, 2]. Крупные линейные складки продольного изгиба с пологими ундулирующими шарнирами изучались в Северо-Карельской синклинорной зоне на границе Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона. На их примере была предложена модель формирования широко распространенной в интенсивно метаморфизованных комплексах послойной сланцеватости и минеральной линейности, параллельной шарнирам складок [5].

Хрупкие разрывы. В центральной части Беломорского подвижного пояса (в районе села Гридино) сохранились блоки с брекчиевидными структурами, в которых хрупкие разрывы, секущие мигматитовую полосчатость гнейсов, в свою очередь срезаются мигматитовой полосчатостью того же вида и, очевидно, того же происхождения. Такие соотношения свидетельствуют о циклической смене

хрупких и пластических деформаций в условиях образования мигматитовой полосчатости – типичной текстуры высокотемпературного (амфиболитовой фации) метаморфизма.

Брекчиевидные структуры, по-видимому, имеют архейский возраст. Об этом свидетельствуют факты сечения их раннепротерозойскими дайками (в том числе дайками габброноритов комплекса лерцолитов-габброноритов с возрастом около 2.45 млрд. лет), которые образовались в результате внедрения по хрупким разрывам и во многих случаях сохранили типично дайковую (плоскую) форму.

Более многочисленны в названном районе интенсивно деформированные дайки с зонами закалки, имеющие контакты сложной формы, вблизи которых полосчатость вмещающих гнейсов приобретает конформное им положение

Среди интенсивно деформированных даек, принадлежащих тем же магматическим комплексам – дайки с признаками деформаций в пластических зонах сдвига (наследующих положение разрывов, по которым они внедрялись) еще до полной кристаллизации магматического расплава [6].

Структурное и петрографическое изучение даек показало, что раннепротерозойские дайки внедрялись по хрупким разрывам в метаморфизуемые в условиях амфиболитовой фации гнейсы, испытывавшие неоднородные деформации. В блоках гнейсов, не испытавших пластических деформаций после внедрения даек, последние сохранили простую форму. В участках интенсивных пластических деформаций сразу же после их внедрения, дайки, еще до окончательной кристаллизации расплавов, были вовлечены в пластические зоны сдвига, наследующие положение хрупких разрывов. В результате сформировалась сложная форма контактов даек и конформная им полосчатость вмещающих гнейсов. Данные по дайкам также указывают на циклическую смену хрупких и пластических деформаций в условиях высокотемпературного метаморфизма.

Проявление хрупких деформаций гнейсов в условиях высокотемпературного метаморфизма (за порогами «размягчения» кварца (около 300°C) и полевого шпата (около 450°C)) кажется парадоксальным. Вместе с тем оно может быть объяснено следующим образом.

В условиях, когда напряжения в метаморфизуемых породах не достигали предела прочности, породы испытывали пластические деформации (проявляли ползучесть). При достижении предела прочности происходило образование хрупкого разрыва, которое снимало напряжения. После этого, в ходе роста напряжений, породы вновь деформировались пластически до достижения предела прочности, затем опять происходил хрупкий разрыв и процесс циклически повторялся. Циклическая смена хрупких и пластических деформаций повторялась до тех пор, пока не исчезали условия роста напряжений до предела прочности пород.

Литература

1. *Белоусов В.В.* Структурная геология. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1971. 278 с.
2. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
3. *Корсаков А.К.* Структурная геология: Учебник. М.: КДУ, 2009. 328 с.
4. *Михайлов А.Е.* Структурная геология и геологическое картирование. Учебное пособие для вузов. М.: Недра, 1984. 464 с.
5. *Травин В.В.* Структурный парагенез синскладчатого высокотемпературного регионального метаморфизма // Геотектоника, 1992. №2. С.22-29.
6. *Травин В.В., Козлова Н.Е., Степанов В.С.* Деформации и метаморфические преобразования даек комплекса лерцолитов–габброноритов о-ва Избная Луда (Западное Беломорье) // Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита. Материалы международного петрографического совещания «Петрография XXI века». Том 3. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 2005. С.262-264.
7. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ МЕЗОЗОЙСКО-ПАЛЕОГЕНОВОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ТУРАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ВНУТРЕННИХ ВПАДИН ТЯНЬШАНЯ

Троицкий В.И.

РГУ нефти и газа им.И.М.Губкина, Москва, Россия
(vitro1@mail.ru)

К началу мезозоя в Средней Азии завершились сложные коллизионные процессы становления континентальной коры и достаточно мощной литосферы,горные массы которых находились в состоянии изостатического равновесия.В это время была сформирована единая денудационная поверхность – постгерцинский пенеплен с минимальной энергией рельефа. Он срезает структуры складчатого основания. В Северном Тянь-Шане они представлены позднегерцинскими впадинами, выполненными отложениями карбона и перми с выступающими среди них массивами более древних формаций каледонского этажа. Южнее базовая поверхность была представлена структурами блоков консолидированной коры микроконтинентов, разделенных складчатой системой Южного Тянь-Шаня. К югу и западу их сменяли осадочные и вулканогенно-осадочные покровы областей обширных позднепалеозойских опусканий Амударьинской и Мургабской впадин, депрессий Северных Каракумов и Устюрта с выступающими среди них изометричными массивами кристаллического фундамента (Центральные Каракумы, Карабогаз) или зонами линейной складчатости (Мангышлак, Центральный Устюрт). Эпигерцинский пенеплен завершил длительную историю формирования палеозойских складчатых систем Тяньшаня и сопредельных территорий. Пенеплен явился исходной базисной поверхностью,взламывание и деформация которой привела в итоге к возникновению принципиально нового поколения структур осадочного чехла Туранской платформы и внутренних (дейтероорогенных) впадин Тяньшаня.

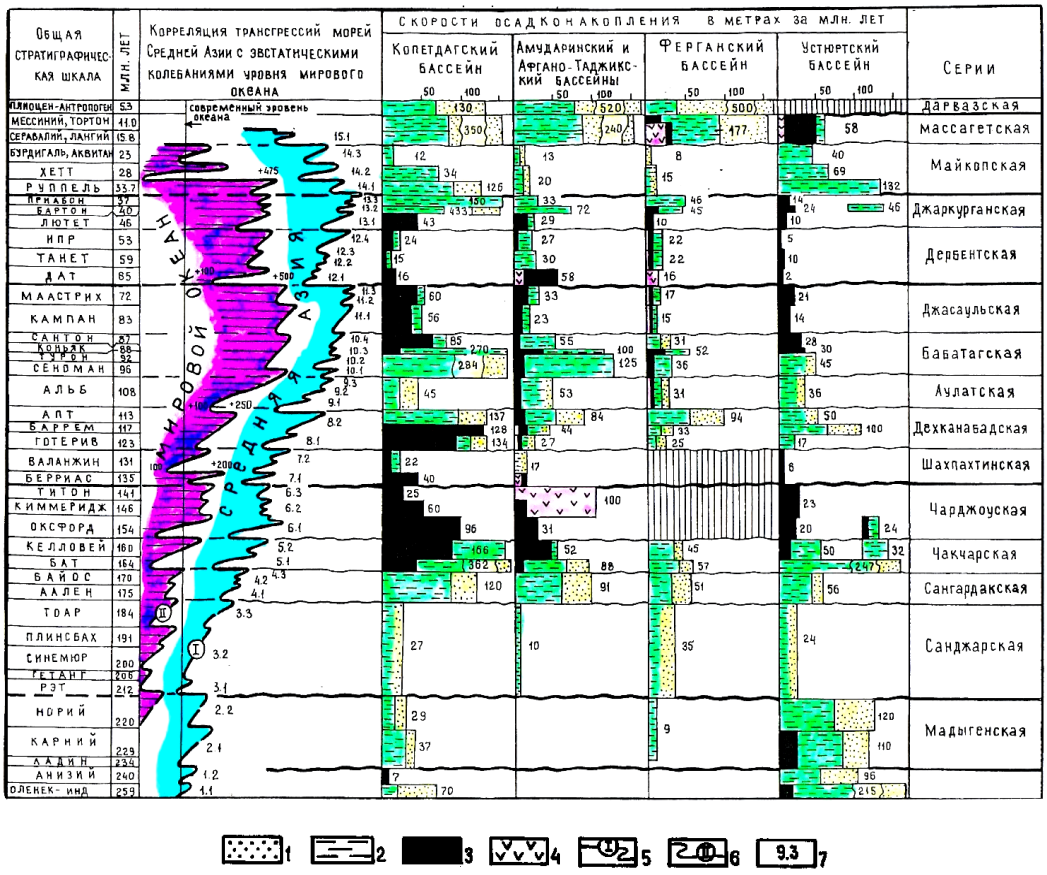


Рис.1.Цикличность изменения скоростей осадконакопления(м/млн.лет) и соотношение процессов механической, хемогенной и биогенной дифференциации осадочного вещества в седиментационных бассейнах мезозоя и кайнозоя Средней Азии.Соотношение компонентов механической:1– обломочные, 2 – глинистые породы, 3 – биогенной (известняковые и мергельные породы), 4 – хемогенной (эвапориты) дифференциации осадочного вещества; 5-6-кривые изменения уровня морских акваторий (трансгрессии и регрессии): 5 – среднеазиатских морей, 6 – эвстатические колебания уровня Мирового океана, по П.Р.Вейлу, 7 – номер трансгрессивно-регрессивных циклов разного порядка

Изучение объемных соотношений терригенных, карбонатных, эвапоритовых, силицитовых и углеродистых компонентов формаций, анализ скоростей их накопления в метрах за млн. лет открывает новые возможности в плане анализа тектонической цикличности и сравнительной характеристики и классификации формаций, создания на их основе формационных моделей геодинамических обстановок и построения палеогеодинамических карт (рис.1).

Мезозойские и палеогеновые отложения Средней Азии объединяют эпоху законченного геоморфологического (геодинамического) цикла рельефообразования.Для седиментационных бассейнов характерно трансгрессивное залегание стратиграфических подразделений мезозойско-палеогенового осадочного чехла. При этом каждая вышележащая серия, продвигаясь на восток, занимает все большую территорию. Трансгрессивно-регрессивное строение разрезов на фоне расширения площади морских акваторий при каждой последующей трансгрессии несомненно указывает на повышение уровня Мирового океана и эвстатическую природу трансгрессий и регрессий.

Мезозойско-палеогеновый структурный этаж характеризовался ступенчатой ритмической сменой орогенных континентальных структур юры и раннего мела равнинообразовательными (платформенными) в позднем мелу и палеогене, образующих в целом самостоятельную тектоническую эпоху. Внутренняя структура комплекса свидетельствует о снижении активности тектонических процессов. Вверх по

разрезу происходит трансформация ритмических серий, редуцируются и даже полностью выпадают накопления горообразовательной фазы, уступая свое место формациями равниннообразовательного режима. Подобная дивергентность процессов осадконакопления может быть объяснена реализацией глубинной энергии, когда на месте пенеплена были созданы орогенные системы юры и раннего мела. Позднее в позднем мелу и палеогене они оказались предельно выровненными и вновь превратились в почти равнину. Не случайно поэтому при районировании Средней Азии исследователи встречают большие трудности в разделении синхронно развивавшихся на ее территории Туранской платформы (плиты) и сопряженных с нею на востоке областей общего поднятия Тянь-Шаня. Для мезозоя-палеогена латеральный ряд структур представлен собственно Туранской платформой и дейтероорогена Тяньшаня, входившим в состав Центрально-Азиатского орогенического пояса.

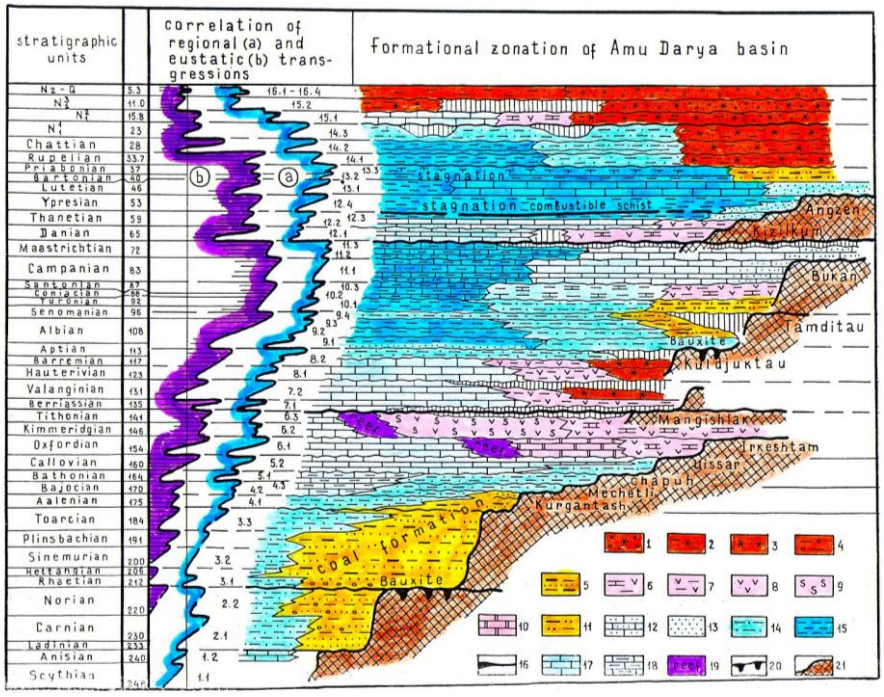


Рис.2.Формационная зональность и цикличность осадконакопления в Амударьинском седиментационном бассейне.Молассовые формации аридного: 1 – грубообломочные, 2 – песчано-алеврито-глинистые, 3 – глинисто песчаные и гумидного ряда: 4 – безугольные, 5 - угленосные; формации лагунных и солеродных бассейнов: 6 – известняково-глинисто-сульфатные, 7 – глинисто-сульфатные, 7 – глинисто-сульфатные, 8 – сульфатные, 9 – полигалогенные, 10 – преимущественно доломитовые; мелководно-морские и прибрежные формации: 11 – песчано-глинистые, 12 – карбонатно-песчаные, 13 – песчаные, 14 – алевролито-глинистые, 15 – морские глинистые глубоководные, 16 – горизонты стагнации, горючие сланцы; глубоководные карбонатные: 17- и карбонатно-мергельные 18- морские формации, 19 – рифы, 20 – бокситы, 21 – педиментные поверхности трансгрессивного залегания осадочного покрова.

Мезозойско-палеогеновая эпоха является вполне самостоятельной в истории развития азиатской литосферной плиты. Формирование структур совершалось преимущественно в условиях внутриплитной геодинамики.Латеральные ряды платформенного мезозойско-палеогенового этапа развития региона отражают условия неоднократного чередования горообразовательных и равниннообразовательных режимов.Заложение структур связано с новой эпохой тектоногенеза, развивавшегося по иному тектоническому плану, часто несогласно со складчатым каледонско-герцинским основанием. Смена режимов выражена обособлением в разрезе платформенного этажа трех структурных ярусов- комплексов формаций среднего триаса-юры, мела и палеогена, отделенных друг от друга континентальными перерывами, сопровождаемыми несогласиями и, даже, складчатостью. Их развитие совершалось стадийно в условиях снижения контрастности тектонических движений и структур на фоне общего расширения аккумулятивных пространств и

неоднократного чередования эвстатических трансгрессий и регрессий.

Триас-юрский этап объединяет терригенные гумидные формации триаса-средней юры и карбонатные, эвапоритовые и терригенные красноцветные аридные формации конца средней и поздней юры. Закономерности развития структуры на ранних стадиях выражено системой линейных грабенообразных впадин как в Тянь-Шане, так и на Туранской плите. С средней юры начинают оформляться структуры Туранской плиты –Афгано-Таджикская, Амударьинская и Устюртская синеклизы, обрамляющие систему сводовых поднятий Кызылкумов и Тянь-Шаня. На завершающих стадиях в поздней юре наиболее полные разрезы получают развитие в Амударьинском и Афгано-Таджикском бассейнах. Остальные территории выводятся из седиментации, где наряду с перерывами в осадконакоплении устанавливаются следы предмеловой складчатостью (Тянь-Шань, Мангышлак).Согласованность в юре различных событий,проявившихся одновременно как на континентальной окраине Тетиса,так и на территории Туранской платформы и в Тяньшане свидетельствует о генетической связи между регионами.В их числе возникновение эпигерцинского пенеплена,его синхронное взламывание с сопровождающими его рифтами типа пулл-апарт и,наконец,оформление первых структур осадочного чехла на юге и западе Средней Азии. Внутриплитные структуры Тяньшаня во все периоды их развития занимали высокое положение в ландшафте и никогда не покрывались морями.

Меловой этап-время кардинальной перестройки геодинамической зональности структур.Рубеж юры и мела повсеместно на территории Средней Азии характеризовался перерывом и, даже, угловым несогласием. Повторное взламывание привело к формированию меловых структур. Одни из них развивались унаследованно с юры, другие были новообразованными. С этого периода Южный Тяньшань выступал как единое линейное сводовое поднятие,обрамленное Сырдарьинской и Ферганской впадинами на севере и устойчивыми опусканиями на юге. Общие тенденции формирования осадочного чехла подчеркиваются трансгрессивным залеганием формационных подразделений и унаследованным развитием структур.

Палеогеновый этап - равнинообразовательный. Он завершил формирование осадочного покрова Туранской платформы. Главной особенностью строения палеогенового структурного яруса является выдержанность стратифицированных горизонтов, небольшая мощность разрезов, преобладание в их составе глинистых и карбонатных накоплений при полном отсутствии глубообломочных, господство морских и лагунных условий осадконакопления.Для этапа в целом характерны низкие скорости седиментации, когда воды бассейна почти полностью накрывали территорию Средней Азии.В палеогене территория Средней Азии унаследовала основные черты тектонической зональности позднего мела, сочетавшей элементы линейных и изометричных структур. Одновременно на востоке четко обозначились инверсионные структуры других простираний. В пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Афгано-Таджикской впадины в эоцене возникли системы субмеридиональных поднятий, изменился режим седиментации в Заалайском прогибе.Важно отметить, что, начиная со среднего эоцена, на востоке по периферии структур Альпийско-Гималайского пояса стали возникать элементы тектонической перестройки регионального структурного плана.Прелюдией к позднекайнозойскому неотектоническому орогенезу стал массовый эоценовый вулканизм в Иране, Афганистане и Памире. С ним коррелируют проявления наземных щелочных мантийных базальтоидов (Иссык-Куль, Тоюн) и накопление на огромной территории юга

Средней Азии эоценовых пирокластических монтмориллонитовых и бейделлитовых глин.

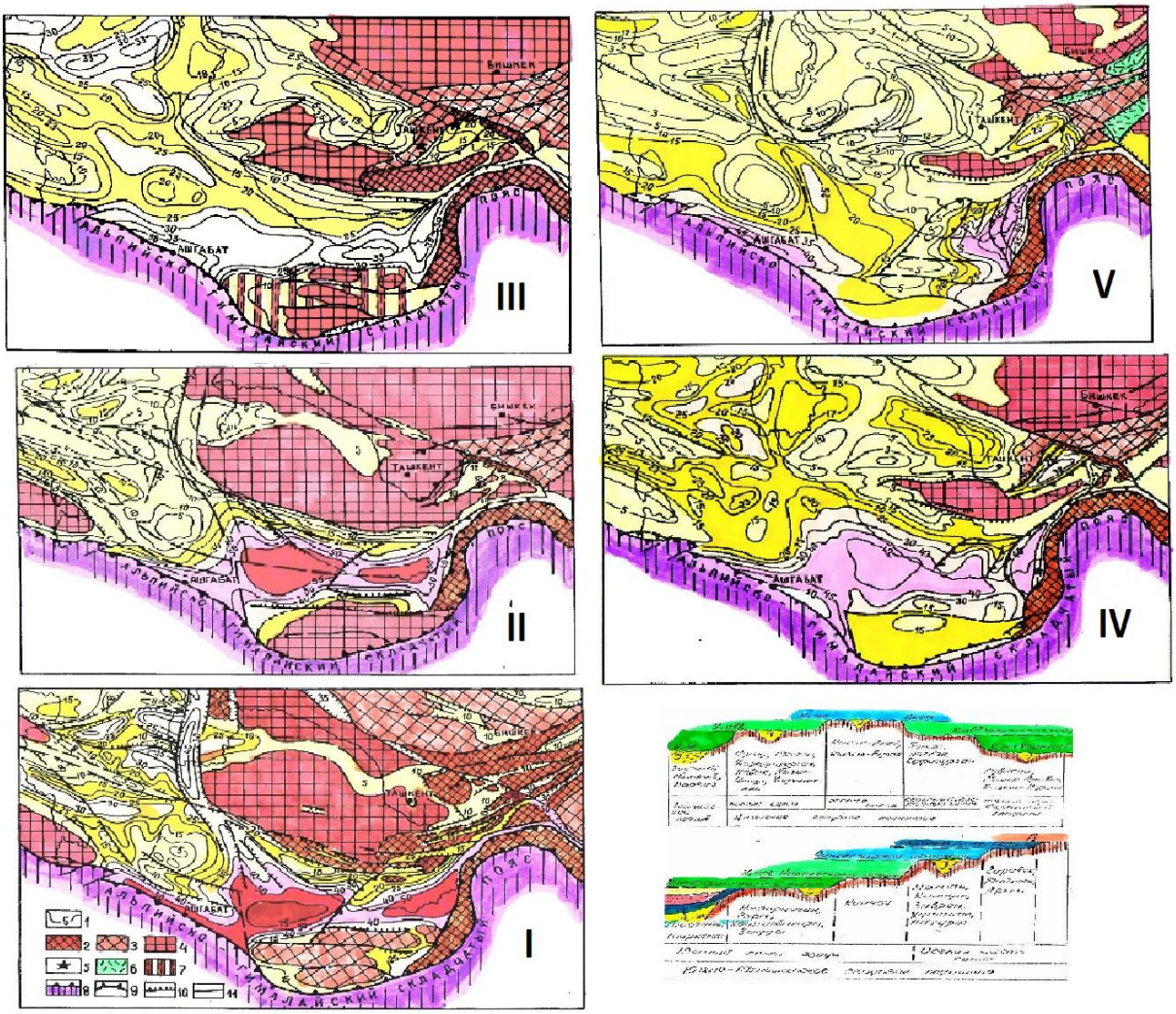


Рис.3.Палеотектоническое районирование и скорости осадконакопления в седиментационных бассейнах дейтероорогена Тянь-Шаня и Туранской платформы в мезозое и палеогене: (I-верхний триас-бат,II-келловей-титон,III-нижний мел,IV-верхний мел,V-палеоген).Обозначения:1– скорость осадконакопления, м/млн. лет,2-4-области разной степени интенсивности поднятий: (2 – интенсивные, резко расчлененные поднятия, 3 – поднятия слабо расчлененные, 4 – предельно выровненные равнины, плато), 5 – очаги базальтоидного вулканизма,6 – проявления рифтового вулканизма, 7 – области поднятий, перекрытые осадочным чехлом на завершающей стадии развития, 8 – Альпийско-Гималайский складчатый пояс, 9 – региональные взбросы, надвиги, 10 – тектонические уступы, в том числе ограничивающие рифтовые впадины, 11 – разломы.Справа внизу трансгрессивное перекрытие сводовых поднятий.

Палеогеновый этап с одной стороны завершил эпоху платформенного развития Средней Азии, а с другой являлся с середины эоцена подготовительной стадией к возникновению позднее структур пост-платформенного орогенеза. В связи с этим в развитии Средней Азии в палеогене следует различать три сменяющих друг друга во времени стадии: палеоцен-раннеэоценовую собственно платформенную, средне-позднеэоценовую начавшейся структурной дифференциации и олигоцен-раннемиоценовую, относящуюся уже к началу неоген-четвертичного постплатформенного орогенеза.

По мнению большинства геологов формирование мезозойских и палеогеновых структур являлось результатом вертикальных движений, отражающих "дыхание" коры и верхней мантии в связи с явлениями разуплотнения или наоборот уплотнения их вещества. Однако подобные

взгляды не объясняют многие известные сейчас примеры горизонтальных перемещений масс с образованием сдвиговых и принадвиговых поднятий и впадин, инверсии структур, перекатывание осей складок и т.д.

Общие тенденции расширения во времени площади осадочного чехла платформы, трансгрессивное залегание ее формационных серий, последовательное продвижение морских трансгрессий в глубь континента, как и изменение скорости осадконакопления позволяет предположить, что формирование единого (сплошного) осадочного чехла и изменение его мощности предопределены термическим состоянием астеносферы и литосферы. Утяжеление и потеря плавучести последней являются причиной стабильного погружения огромных территорий формировавшегося осадочного покрова молодой платформы. Литосфера дейтероорогена Тянь-Шаня, поверхность которого на востоке всегда занимала высокое гипсометрическое положение и никогда не покрывалось морями, испытывала тенденцию к изостатическому всплыванию, что вероятно, стимулировалось разуплотнением подлитосферных слоев мантии. Темпы и общая направленность фронта охлаждения литосферы, наращивание ее толщины и потеря плавучести подчеркиваются региональными изменениями скорости осадконакопления на фоне продвижения сплошного осадочного покрова платформы и перекрытия им дейтероорогена Тянь-Шаня.

Платформу и дейтерооороген следует рассматривать в качестве структур высшего порядка, развитие которых было связано с особенностями геодинамического режима литосферы и астеносферной части мантии. Вместе с тем внутреннее строение мезозой-палеогенового покрова очень сложное. В пределах платформы в составе осадочного чехла выделяются синеклизы, изометричные и линейные сводовые поднятия, тектонические ступени, рифтоподобные впадины, отдельные складки и др. В строении дейтерогена также участвуют различные по морфологии, преимущественно линейные поднятия и разделяющие их рифтоподобные и рамповые, часто асимметричные прогибы и впадины. Положение и морфология мезозойских и палеогеновых структур согласуется со структурой палеозойского складчатого основания, внутренней гетерогенностью и изостатической неуравновешенностью слагающих его горных масс. Унаследованное развитие структур осадочного покрова, как и их перестройка, контролировались геодинамическим режимом.

Перераспределение горных масс складчатого основания на разных уровнях коры отразилось в приповерхностных структурах. Эволюция геодинамических процессов в мезозое и палеогене предопределялась энергетикой мантии и коры, что созвучно идеям двухярусной тектоники литосферных плит. На уровне мантийных процессов это отражено в формировании осадочного покрова Туранской платформы и поглощении им дейтероорогенных поднятий Тянь-Шаня на фоне снижения интенсивности и контрастности движений. Трансляция стрессовых напряжений в глубь Центральной Азии предопределила зарождение дуг Памира - Каракорума и перестройку структурного плана примыкающих к ним территорий.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ПО ГЕОТРАВЕРСУ «ТАТСЕЙС»)

Трофимов В.А.[а], **Постников А.В.**[б], **Богданова С.В.**[в]

[а] *ОАО «ИГиРГИ»*
[б] *РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина*
[в] *Лундский Университет, Щвеция*
(vatgeo@yandex.ru)

В 2003-2005 гг. были проведены глубинные сейсмические исследования МОВ ОГТ на геотраверсе «Татсейс», протяженностью 1000 км. Этот геотраверс с северо-запада на юго-восток пересек практически всю Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию. Главной задачей при этом являлось изучение особенностей строения осадочного чехла и земной коры в целом Северо-Татарского свода, Казанско-Кажимского прогиба, Котельнического свода и юго-восточной части Московской синеклизы в сравнении с нефтеносным Южно-Татарским сводом. Важнейшей составляющей работ являлось выявление связей размещения нефтяных месторождений с особенностями строения земной коры.

На этих же и смежных территориях кафедрой литологии РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина в течение последних десятилетий собран и обобщен обширный керновый материал фундамента по более чем 1500 глубоким скважинам [2]. Совместный анализ результатов глубинной сейсморазведки и изучения кернового материала позволил сделать ряд новых выводов о глубинном строении региона.

Позиция геотраверса относительно тектонических элементов внутренней структуры фундамента показывает пересечение ее крупнейших структур: Туймазинской линейной зоны, северной части Средне-Волжского мегаблока, Елабужской и Камско-Вятской линейных зон, Окско-Волжского мегаблока. Анализ сейсмических данных по геотраверсу показывает, что каждому из выделяемых геоблоков соответствует своеобразный характер волновой картины, а их границы фиксируются достаточно четко по ее смене. Кроме того, в пределах каждого геоблока выделяются блоки более низкого ранга, некоторые из которых находят определенное соответствие с вещественной неоднородностью фундамента, фиксируемой на его поверхности по петрографическим данным в областях с высокой степенью разбуренности.

Геотраверс «Татсейс» пересек 12 нефтяных месторождений, из которых Ромашкинское, Ново-Елховское, Туймазинское, расположенные на Южно-Татарском своде, относятся к категории крупнейших и уникальных. Многие из месторождений являются многопластовыми, но основным горизонтом разработки являются отложения терригенного девона. На юго-восточном склоне Северо-Татарского свода также открыты нефтяные месторождения, но их количество и запасы существенно меньше, чем на Южно-Татарском своде. В пределах Казанско-Кажимского авлакогена небольшие притоки светлой, легкой нефти были получены в 1960-х годах на Сырьянской структуре. На территории Котельнического свода и восточного борта Московской синеклизы залежи нефти не обнаружены, нефтепроявлений не отмечено.

По сравнению с ранее отработанными в этом регионе профилями сейсмический временной разрез по геотраверсу «Татсейс» имеет качественно новый по геологической информативности характер. Это позволило выявить характерные особенности строения земной коры, присущие Волго-Уральской и возможно другим нефтеносным провинциям [3]. Во-

первых, здесь наблюдаются наклонные и выполаживающиеся вниз отражатели, интерпретируемые как глубинные взбросо-надвиги, рассекающие всю земную кору и, во-вторых, граница Мохо здесь также имеет нарушенный характер.

Структура дорифейской коры и верхней мантии, выявленная геотраверсом «Татсейс» в его центральной и юго-восточной части, указывает на главенствующую роль режима сжатия при их формировании. Вся верхняя литосфера была вовлечена в надвигообразование и выклинивающиеся пластины-блоки являются самой характерной чертой верхней литосферы. Они ограничены пологими взбросо-надвигами и надвигами, отображаемыми наклонными отражателями. Такого рода «клиновидная» структура верхней коры характерна для коллизионных орогенов. Судя по изотопно-геохронологическим данным, полученным в последнее время для Средневолжского мегаблока, возраст главного этапа метаморфизма и надвигообразования можно ограничить периодом 2.7-2.6 млрд. лет [4]. Именно в этот период была создана глубинная структура большой части Волго-Уралии, хотя нельзя исключить переработку литосферы около 1830-1800 млн. лет, близко к возрасту формирования Восточно-Европейского кратона как единого целого и окончательного срастания слагающих его блоков литосферы [5].

Особый интерес представляют данные по строению коры и верхней мантии в пределах северо-западной части Северо-Татарского и Котельнического сводов, где под Окско-Волжским мегаблоком и прилежащих структур «Татсейсом» обнаружена принципиально другая структура верхней литосферы, сходная с областями мантийного сводообразования и андерплейтинга в областях активного рифтогенеза. Здесь наблюдается плавный и постепенный переход от мантии к нижней и верхней коре, которые сильно «гомогенизированы» и содержат ограниченное число отражателей, а сама структура может рассматриваться как крупный мантийный диапир. Близкую интерпретацию предложили Минц с соавторами (2007). Высокорефлективный и плотный слой верхней коры мощностью до 10 км перекрывает Окско-Волжский мантийный диапир и частично залегает на неоархейской коре к юго-востоку от этой структуры. Метаморфизованные в высокотемпературных условиях вулканогенные и осадочные породы с многочисленными мафическими интрузиями были вскрыты скважинами в ее пределах под сравнительно маломощным рифейско-палеозойским чехлом. В целом этот структурно-вещественный комплекс напоминает карельские разрезы возраста 2.5-2.0 млрд. лет в Фенноскандии и похожие комплексы этого периода в других кратонах мира. Этому этапу соответствовал режим растяжения с сопряженным сводообразованием, специфическим магматизмом и сбросовой тектоникой, которая характерна для мегаблоков Волго-Уралии. Для них характерны радиальная и кольцевая системы разломов, наложенные на неоархейскую коллизионную структуру [1]. Таким образом, «Татсейс» свидетельствует, что необычная тектоническая структура коры Волго-Уралии с ее крупными кольцевыми мегаблоками может быть результатом мантийного апвеллинга.

Рифейско-палеозойские структуры чехла унаследовали раннедокембрийские зоны деформаций. Главные их зоны локализуются на границах распространения супракрустальных/осадочно-вулканогенных СВК с инфракрустальными, преимущественно гранитоидными СВК, определенно различающиеся по петрофизическим параметрам, особенно механической прочности и эластичности, но не по возрасту. По совокупности геолого-геофизических данных показано, что разломы и сопряженные зоны трещиноватости в верхней части коры являются чаще всего субвертикальными,

что определяет «сетчатый», клавишный и ступенчатый характер блоковой структуры кристаллического фундамента. Установлено практически полное соответствие крупных дислокаций осадочного чехла зонам разломов в фундаменте. Традиционно принятая пликативная форма структур осадочного чехла во многих случаях может рассматриваться как флексурно-разрывная, связанная с блоковой структурой фундамента. Флексурно-разрывные линейные зоны контролируют ориентированные цепочки локальных поднятий чехла и, соответственно, распределение в нем скоплений нефти и газа.

Проведенные анализ и сопоставление данных о структурно-вещественных комплексах докембрийского фундамента и геофизических данных по геотраверсу «Татсейс» позволило сформулировать критерии интерпретации сейсмических разрезов и создать достоверную модель глубинного строения земной коры.

Намечена вполне определенная связь глубинного строения земной коры и верхней мантии со строением и нефтеносностью осадочного чехла. Выявленные факты, во-первых, могут быть весомыми аргументами в пользу глубинного происхождения нефти и, во-вторых, основой для прогнозирования крупных скоплений углеводородов в слабоизученных регионах.

Литература

1. Богданова, С.В., 1986. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). Труды Геологического Института АН СССР, 408. Наука, М., 224 pp.
2. Постников, А.В., 2002. Фундамент восточной части Восточно-Европейской платформы и его влияние на строение и нефтегазоносность осадочного чехла. Автореферат на соискание ученой степени доктора геол.-минералогических наук. РГУ им. И.М.Губкина, Москва, 52 pp.
3. Трофимов, В.А., 2006. Глубинные сейсмические исследования МОВ-ОГТ на геотраверсе Татсейс.2003Б пересекающем Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию. Геотектоника, 4: 3-20.
4. Bogdanova, S.V., De Waele, B., Bibikova, E.V., Belousova, E.A., Postnikov, A.V. and Popova, L.P., 2010. Paleoarchean to Neoarchean granitoids and migmatites defining the layered crustal structure of Volgo-Uralia. In: I.M. Tyler and C.M. Knox-Robinson (Editors), Fifth International Archean Symposium Abstracts. Geological Survey of Western Australia, Perth, pp. 173-175.
5. Bogdanova, S.V., Bingen, B., Gorbatschev, R., Kheraskova, T.N., Kozlov, V.I., Puchkov, V.N. and Volozh, Y.A., 2008. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia Precambrian Research, 160(1-2): 23-45.

МОДЕЛЬ УТОЛЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ КРАТОНОВ

Трубицын А.П.

Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия (atrub@yandex.ru)

Введение

Докембрийские кратоны занимают более половины объема континентальной земной коры и играют важную роль в формировании термического режима литосферы. Данные геофизики и петрологии указывают на различие свойств кратонов архейского (более 2,6 млрд. лет) и протерозойского (от 570 млн. лет до 2,6 млрд. лет) возраста. Литосфера архейских кратонов имеет корни, достигающие глубин 350 км, тогда как мощность протерозойской литосферы обычно составляет 100–200 км. Холодные архейские корни не размываются конвективными течениями, и их длительное существование остается одной из проблем геофизики.

Анализ фактических данных показывает, что даже при квазистационарном режиме взаимодействия кондуктивной литосферы и конвективной мантии существует несколько факторов, способствующих утолщению архейской литосферы. Это пониженная концентрация радиоактивных источников тепла в архейской коре, повышенная температура солидуса пород архейской верхней мантии из-за более интенсивного обеднения летучими в ранней Земле и повышенная теплопроводность архейской литосферы. В работе количественно исследуется роль первых двух из этих факторов. Построены модели мантийной тепловой конвекции с неподвижной литосферой, определяемой скачком вязкости на 4 порядка при температуре ниже 1200°C. Если радиогенное тепловыделение в архейской коре понижено на 50% (это соответствует данным измерений), то литосфера архейского кратона утолщается примерно на 20%. Относительное повышение температуры солидуса пород архейской верхней мантии на 200° может привести почти к двукратному различию мощности литосферы в архейских и протерозойских зонах.

Горизонтальные вариации термических параметров

Рассмотрим современные данные о горизонтальных вариациях термических параметров континентальной литосферы, которые могут влиять на региональный вынос тепла и утолщение литосферы в зонах архейского возраста. Значения корового радиогенного тепловыделения на континентах варьируют между 0,35–0,73 мкВт/м^3 в архейских зонах, 0,7–0,9 мкВт/м^3 в протерозойских зонах и 0,96–1,38 мкВт/м^3 в фанерозойских зонах [1, 3, 8]. Основным объяснением этих вариаций является химическая неоднородность континентальной коры. В архейской коре, как правило, преобладают гранитоиды, богатые Na, а в более молодой коре – богатые K [5], содержащим долю радиоактивного изотопа. Этот контраст усиливается разной длительностью процессов эрозии, удаляющих верхнюю часть коры, богатую радиоактивными элементами.

Другим фактором является зависимость температуры солидуса верхнего слоя мантии от химического состава пород. Реологическая граница между мантией и литосферой ориентировочно связывается с 0,75 температуры солидуса [6, 10]. Точка солидуса заметно растет с понижением содержания воды [7] (при одинаковом давлении предельная разница сухого и мокрого солидуса перидотита может достигать 500°). Очень вероятно, что верха мантии более древних архейских зон обеднены водой и летучими сильнее, чем другие континентальные области [2]. Поэтому существует возможность, что изотермы, маркирующие положение подошвы литосферы, различаются в зонах

разного возраста на несколько сотен градусов.

Численное моделирование

Рассматривается двумерная численная модель тепловой конвекции в мантии с вышележащим слоем континентальной литосферы. Вязкая мантия и литосфера образуют общую систему, где нижняя граница литосферы формируется динамически и определяется изотермой 1200°C. Принимается, что ниже этой температуры вязкость среды повышается на 4 порядка. При этом скорости перемещения вещества практически обращаются в нуль, и в литосфере устанавливается чисто кондуктивный механизм выноса тепла. За коровую часть определяемой таким образом литосферы принимается полоса толщиной 40 км с нулевой температурой на поверхности. В соответствии с данными геотермики [4, 9] за ограничительный критерий для параметров интенсивности конвекции принимается средний тепловой поток из мантии в 15 мВт/м^2.

В первой модели кора считается горизонтально неоднородной и разделяется на протерозойскую и архейскую зоны с двукратным различием радиогенного тепловыделения. В условиях установившейся конвекции под центральными частями архейской и протерозойской зон формируются холодные нисходящие потоки и над ними утолщения литосферы. На рис. 1 показаны векторы скоростей конвективных течений и пространственное распределение вязкости. Координаты рассматриваемой двумерной области даны в безразмерных единицах. Более темным тоном показана динамически формируемая область жесткой литосферы с температурой ниже 1200°C и вязкостью на 4 порядка выше, чем в конвективной мантии. Светлым тоном показана зона конвективных течений. Литосфера имеет два утолщения над нисходящими конвективными потоками. Но корень архейского кратона в правой части рисунка мощнее корня протерозойской литосферы, что качественно согласуется с оценками толщины архейской литосферы по данным сейсмологии и петрологии.

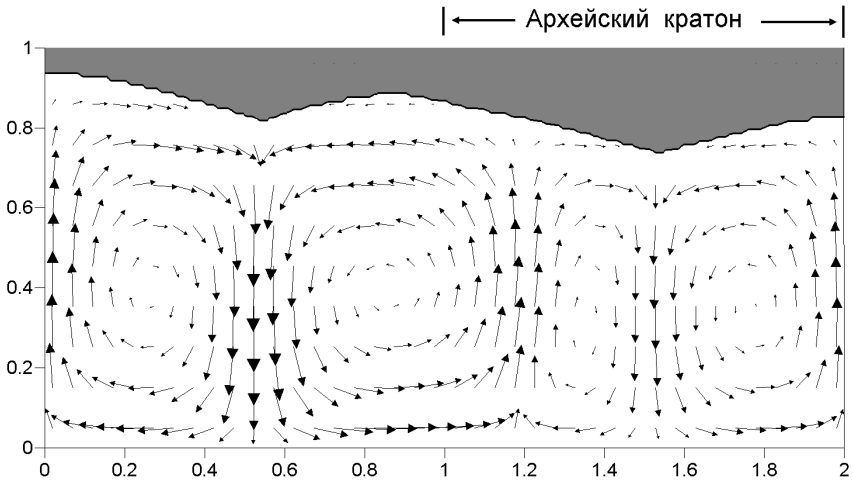


Рис. 1. Пониженное тепловыделение в коре архейского кратона. Скорости течений и толщина литосферы.

В этой численной модели средняя толщина протерозойской литосферы составляет около 200 км, максимум толщины протерозойской литосферы – 237 км, а максимум толщины архейской литосферы – 267 км. Мощность холодного архейского корня на 34% больше средней и на 13% больше максимальной толщины протерозойской литосферы. Следовательно, горизонтальные вариации корового радиогенного тепла позволяют частично объяснить образование корней у архейских корней.

Во второй модели исследуется зависимость толщины литосферы кратонов от горизонтальных вариаций температуры солидуса пород верхней мантии. Эти вариации могут быть обусловлены связью между степенью обеднения пород летучими компонентами и геологическим возрастом зоны. Используется двумерная численная модель тепловой конвекции в системе мантии и континентальной литосферы, аналогичная описанной выше. Коровый слой, однако, считается однородным, но граничная температура для резкого скачка вязкости изменяется по горизонтали. Принимается, что в зоне архейского кратона с поперечником около 500 км граничная температура подошвы литосферы на 200° выше, чем в окружающих областях. В этих расчетах использована горизонтально более протяженная область с соотношением сторон 4x1. Зона архейского кратона помещена над средней частью расчетной области. Слева и справа от нее находится протерозойская континентальная литосфера.

На рис. 2 показаны векторы скоростей конвективных течений и пространственное распределение вязкости при установившейся конвекции. Координаты рассматриваемой двумерной области даны в безразмерных единицах. Под архейской зоной формируется восходящий поток, растекающийся в обе стороны за пределы кратона. Более темным тоном изображена область жесткой литосферы, а светлым тоном – зона конвективных течений. Несмотря на присутствие восходящего мантийного потока в зоне архейского кратона образуется мощный литосферный корень с широкой и плоской подошвой.

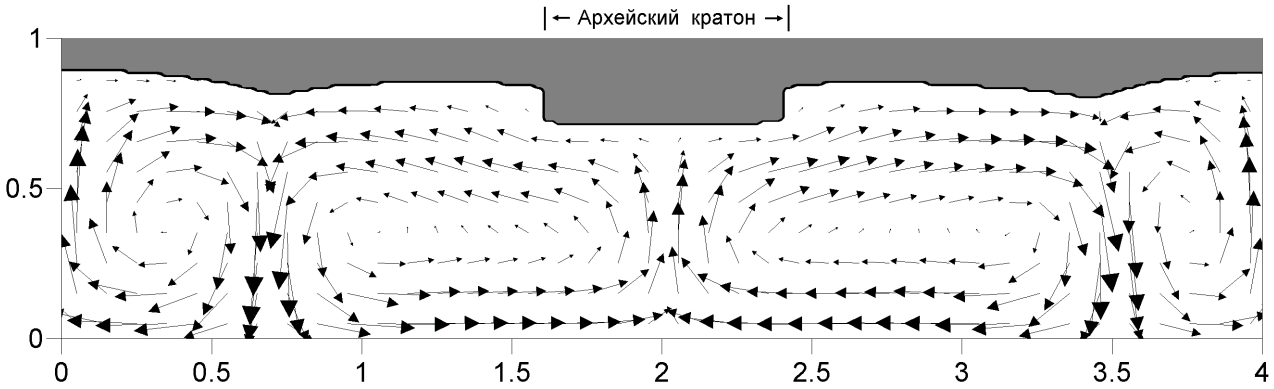


Рис. 2. Повышенная температура солидуса в архейской верхней мантии. Скорости течений и толщина литосферы.

Эта модель приводит к более сильному контрасту толщин архейской и протерозойской литосферы, соответственно около 250 км и 150 км. Образующаяся структура конвекции очень отличается от предыдущего варианта, так как под архейской зоной вместо нисходящего потока возникает восходящий поток. Вероятная причина его образования – теплоэкранирующий эффект более мощного кондуктивного слоя верхней мантии, не участвующего в конвекции.

Заключение

Как горизонтальные вариации корового радиогенного тепла, так и повышение температуры солидуса в обедненной архейской верхней мантии позволяют частично объяснить образование корней у архейских кратонов. Однако по данным сейсмической томографии и анализа условий образования ксенолитов архейская литосфера может утолщаться до 350 км. Кроме того, две рассмотренные порознь модели приводят к существенно разным картинам конвективных течений под архейским кратоном. Надо также учитывать отсутствие точных данных о реальном перепаде температур между подошвами архейской и протерозойской литосферы.

Дальнейшее численное моделирование требует исследовать различные значения

перепада граничных температур, а также наложение двух рассмотренных эффектов, которое должно привести к образованию более сложной картины конвективных течений.

Литература

1. *Artemieva I.M., Mooney W.D.* Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // J. Geophys. Res., 2001, V.106(B8), pp.16387–16414.
2. *Doin M.P., Fleitout L., Christensen U.* Mantle convection and stability of depleted and undepleted continental lithosphere // J. Geophys. Res., 1997, V.102, pp.2771–2787.
3. *Jaupart C., Mareschal J.C.* Constraints on crustal heat production from heat flow data // In Treatise of Geochemistry, 2003, V.3, pp. 65–84. Elsevier. New York.
4. *Mareschal J.C., Jaupart C.* Variations of surface heat flow and lithospheric thermal structure beneath the North American craton // Earth Planet. Sci. Lett., 2004, V.223. pp.65–77.
5. *Martin H.* The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust – Comparison with modern processes // Lithos, 1993, V.30, pp.373–388.
6. *Parsons B., McKenzie D.* Mantle convection and the thermal structure of the plates // J. Geophys. Res., 1978, V.83(B9), pp.4485–4496.
7. *Pollack H.N.* Cratonization and thermal evolution of the mantle // Earth Planet. Sci. Lett., 1986, V.80, pp.175–182.
8. *Rudnick R.L., Fountain D.M.* Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective // Rev. Geophys., 1995, V.33, pp.267–309.
9. *Rudnick R.L., McDonough W.F., O'Connell R.J.* Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere // Chem. Geol., 1998, V.145, pp.395–411.
10. *Stocke R.L., Ashby M.F.* On the rheology of the upper mantle // Rev. Geophys., 1977, V.11, pp.391–426.

О СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПРЕДЕЛАХ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

Турикешев Г. Т.-Г., Осетров К.А.

Башкирский государственный педагогический университет им. М.Акмуллы, Уфа, Россия
(geo.egf.bspu@mail.ru)

За последние 20 лет на территории Южного Предуралья, которая входит в состав Республики Башкортостан, изучением современных вертикальных движений практически не занимались. В настоящее время не развиваются плановые и высотные геодезические сети, позволяющие определить смещение земных пластов в вертикальной и горизонтальной плоскости. На существующих геодезических сетях уничтожены наружные и частично внутренние знаки. Отсутствие геодезических высокоточных измерений затрудняет изучение современной тектоники и геодинамики. В настоящее время существует мнение, что плановые и высотные высокоточные геодезические сети не нужны и нет необходимости развивать их в масштабах страны. Однако это не так. Приведенные цифры более ранних геодезических наблюдений показывают высокую тектоническую активность Восточно-Европейской платформы. Так в пределах исследуемой территории данные повторных нивелировок показывают, что долина р.Белой в нижнем течении испытывает отрицательное вертикальное тектоническое движение. Скорость опускания составляет 6 - 8 мм/год. Бугульмино - Белебеевская возвышенность поднимается со скоростью 5,2 мм/год. Южная часть Башкирии в районе Предуральского прогиба опускается со скоростью до 7 мм/год. Следует разделять современные вертикальные тектонические движения на 2 типа. Современные вертикальные движения вызываются глубинными – мантийными силами. Они охватывают большие площади, где вертикальные движения имеют одно направление, постоянную скорость движения. Так скорость подъема Бугульмино - Белебеевской возвышенности, вычисленная по данным нивелировок 1927-43г совпадает со скоростью определенной по результатам нивелировок 1953-80г (5,0-5,2 мм/год). При вертикальных движениях вызванных мантийными силами на древних платформах очень редко происходит смена знака движений. Эти вертикальные движения оказывают существенное влияние на инженерные сооружения. Особый интерес представляют территории, которые разбиты разломами на блоки. Южное Предуралье находится под воздействием поднимающихся Уральских гор и относительно стабильной Восточно-Европейской платформой. Господствуют силы сжатия и растяжения. В результате действия таких сил земная кора делится разломами на блоки. Разломы на территории Башкирии имеют меридиональное, северо-восточное, северо-западное и широтное направления.

Блоки, ограниченные разломами в результате сил сжатия, перемещаются в вертикальных плоскостях с различными скоростями и в разных направлениях. Подтверждением сказанного является миграция речных русел. Так если первоначально река шла по блоку, то с наклонно поднимающегося блока речное русло скатывается на более низкий уровень, оставляя на прежнем уровне старицу. Работы по влиянию современных тектонических движений на речное русло были недавно проведены специалистами педагогического университета им. М.Акмуллы на территории Южного Предуралья. Результаты исследования подтверждены геодезическими, геологическими, геоморфологическими и картографическими методами [3]. Как было уже сказано, вертикальные тектонические движения влияют на инженерные сооружения. Так одним из авторов совместно с 2 коллегами была проделана работа по влиянию современных

вертикальных тектонических движений на газопровод, пересекающем территорию Башкирии. Был рассмотрен газопровод, проходивший по Уфимскому плоскогорью протяженностью более 100км, почти в меридиональном направлении. Используя данные повторных нивелировок по линии Дема - Щучье озеро, установлены скорости перемещения земных блоков по трассе газопровода. Они колеблются от 0.5 до 2,5 мм/год, в разных направлениях. Первоначально, по космическим снимкам и геологическим материалам были выделены разломы и определены блоки с разнонаправленными вертикальными движениями. Геофизики подтвердили положение разломов и блоков. На границах блоков трубы были вскрыты для анализов. Установлено, что в таком месте разрушение труб происходит более активно, чем на стабильных участках. Следовательно, можно считать установленным влияние вертикальных движений на инженерные сооружения.

Кроме вертикальных движений, вызванных глубинными силами, существуют тектонические движения, возникающие в результате антропогенного воздействия на земную поверхность. Такие тектонические процессы принято называть наведенными. В настоящее время земные недра активно эксплуатируются. Добывается нефть, газ, вода, соль и другие полезные ископаемые. В результате человеческой деятельности нарушается межпластовое равновесие. В этом случае возникают более активные тектонические движения, которые имеют большие скорости, разное направление движений. Характерный пример - восточная часть Республики Татарстан, Ромашкинское месторождение нефти, которое эксплуатируется с 40х годов прошлого века. В 1982г здесь были установлены сейсмические станции, а с 1985г начались детальные геодинамические исследования. По данным геодезических измерений выявлено, что на данном месторождении отдельные участки поднимаются со скоростью более 90 мм/год, а скорость опускания превышает 50мм/год. Через 1-2 года меняется направление движений. Участки, где происходит смена знаков вертикальных тектонических движений и аномальное изменение их скоростей совпадает с центрами землетрясений. Установлено, что на указанной площади активизируется старые и возникают новые разломы в виде линейно вытянутых зон с повышенной трещиноватостью. Там наблюдается более сильное выделение радона, аргона, углекислых газов, изменяются магнитные и электрические поля, сила тяжести. В пределах разломов значительно чаще изменяются скорости вертикальных движений и их направление. В недрах нефтяного бассейна, где идет добыча нефти, нарушается тектоническое равновесие. Происходит сложное взаимодействие антропогенных и эндогенных сил. Возникают напряжения земных пластов. Накапливается потенциальная энергия, которая переходит в кинетическую в виде землетрясений. На изученном месторождении с 1982 по 2000г зафиксировано 700 землетрясений. Самые сильные землетрясения было в 1991г мощностью более 7 баллов. Следует отметить, что землетрясения мощностью до 5 баллов практически не ощущаются человеком.

В пределах Южного Предуралья на территории Башкирии протекают схожие геодинамические процессы. Подтверждением сказанному могут служить данные полученные на геодинамическом полигоне заложенном на северо-западной окраине Южного Предуралья. Полигон просуществовал 2007-2008г. Однако проведенные геодезические измерения показали, что на восточной окраине полигона земные пласты перемещаются в вертикальной плоскости со скоростью 50 - 80 мм/год. На этом участке отмечено аномальное изменение силы тяжести. На остальной части полигона скорости вертикальных движений не превышают 2 – 5 мм/год. Сделан вывод: аномальное значение скоростей перемещения земной поверхности и значений силы тяжести связано с землетрясением небольшой мощности.

Необходимо обратить внимание на г.Уфу. Это крупный город. В городе отмечены провалы на улицах и разрушение зданий. Например: 2000г - Чебоксарский переулок, провал диаметром 10м, глубиной 12м; 2001г - провал по ул.Пугачева. ул.Антонова. С 1963 по 1995г зафиксировано 22 деформации зданий. По всей территории Башкирии, по данным А.И.Смирнова [2], за прошедшие 50 лет зафиксировано более 200 провалов.

Причины таких явлений объясняют карстовыми процессами. Однако исследования ученых Татарстана показало. Что карстовые поля приурочены к глубинным разломам. Где более активно протекают тектонические процессы.

Следует выделить особый термин - «городская тектоника». Здесь, на сравнительно небольших по площади участках сосредоточено большое количество зданий и сооружений. Они с огромной силой давят на подстилающую земную поверхность. Подземные коммуникации постоянно разрушаются и выбрасывают в земные пласты сотни тонн различных химически активных жидкостей. Они в свою очередь размывают и растворяют лежащие под городом горные породы. В результате таких явлений возникают различные коровые процессы. В зависимости от нагрузки происходит перемещение земных масс в вертикальной плоскости. Под зданиями и сооружениями идут медленные вертикальные наведенные движения с различными скоростями и направлениями. В конечном результате происходит разрушение фундаментов и стен зданий, возникают провалы. А.П.Рождественский и Ю.П.Журенко [1] используя результаты повторных нивелировок 1927-43г установили, что земная поверхность под г.Уфой поднимается со скоростью 2,9мм/год. Анализ повторных нивелировок 1953-80г показал, что земные пласты под городом опускаются со скоростью 0,5-1.2мм/год. В результате антропогенного воздействия: строительства высотных зданий произошла смена знаков вертикальных движений. Такое явление при дальнейшем увеличении скоростей опускания может привести к возникновению землетрясений. В г.Москве происходит постоянные разрывы подземных коммуникаций, разрушение инженерных сооружений, возникновение провалов. Такие явления вызваны процессами «городской тектоники» в виде разнонаправленных вертикальных движений.

На основании вышесказанного необходимо повернуться к изучению современной тектоники. Государство должно продолжить развивать геодезические высокоточные сети. В городах должны быть созданы геодезические полигоны. Установлены сейсмические станции в городах и в районах интенсивной добычи нефти. На геодинамических полигонах необходимо проводить 3-4 раза в год высокоточные нивелировки и раз в год проводить гравиметрические измерения. На территории городов необходимо создать крупномасштабные карты разломов и систематически их обновлять. Только таким путем можно избежать или предотвратить катастрофы связанные с деятельностью человека.

Литература

1. *Рождественский А.П., Журенко Ю.П.* К оценке современных тектонических движений Волго-Уральской области // Материалы по геоморфологии новейшей тектоники Урала и Поволжья №1, БФАН СССР ГГИ. Уфа, 1962. С.44-51
2. *Смирнов А.И.* Оценка возникновения карстовых провалов в населенных пунктах Республики Башкортостан // Карстоведение 21 века. Международная научно-практическая конференция. Пермь 2004. С.325-328.
3. *Турикешев Г.Т-Г., Турикешев О.Г* Роль современных вертикальных тектонических движений в формировании русла р.Белой в ее нижнем течении // ИРГО. 1999. Вып.6. С.34-40.

ГЕОДИНАМИКА И ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ АЗИАТСКОГО ПАЛЕООКЕНА И ПАЛЕОТЕТИСА В СРЕДНЕЙ АЗИИ

Троицкий В.И.

РГУ нефти и газа им.И.М.Губкина, Москва ,Россия
(vitro1@mail.ru)

История геодинамической эволюции земной коры Средней Азии складывается из сменявших во времени геодинамических эпох формирования кристаллического фундамента микроконтинентов (архей-протерозой), заложения, развития и закрытия океанических бассейнов Азиатского палеоокеана и Палеотетиса (палеозой), развития дейтероорогенной области Тяньшаня и Туранской платформы (мезозой-палеоген).Историю завершает позднекайнозойская эпоха формирования Центрально-Азиатского коллизионного орогенического пояса и Туранской неоплатформы.

Центральное место в предложенных геодинамических реконструкциях палеозоя Средней Азии занимают океанические бассейны и разделяющие их микроконтиненты. От количества сутур-следов закрывшихся океанов зависит содержание геодинамических карт. Поэтому столь разнятся по своему содержанию геодинамические карты разных авторов.

Уникальность палеозойских складчатых систем в Средней Азии заключается в том, что на ее территории непосредственно сопрягаются планетарные Урало-Охотский и Альпийско-Гималайский складчатые пояса, возникшие в ходе закрытия Палеоазиатского океана и океана Палеотетис. Границей между ними служили Алайский и Таримский микроконтиненты. Юг Средней Азии, включая Памир, входил в состав палеозойского Альпийско-Гималайского пояса – производного бассейнов Палеотетиса.

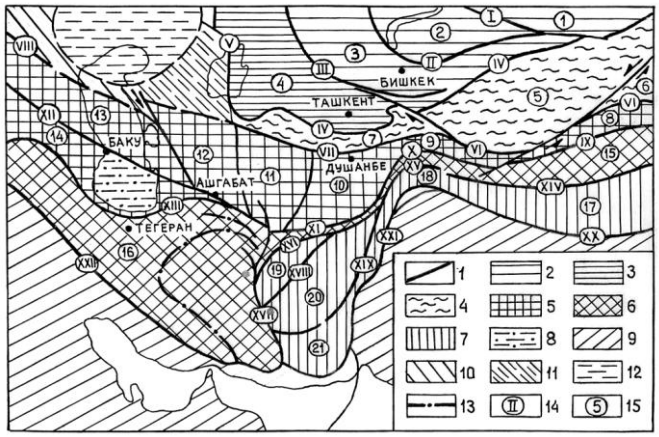


Рис.1.Фанерозойские сутуры океанических бассейнов в составе Урало-Охотского и Альпийско-Гималайского складчатых поясов в Средней Азии: 1–сутуры бассейнов Палеоазиатского океана(I-Джунгарская,I–Джалаир-Илийская, III–Киргизско-Терскейская,IV–Туркестанская,V-Уральская); Палеотетиса(VI-Восточно-Куньлуньская,VII-Зеравшанская, VIII–Северо-Скифская (выделяется условно),IX–Западно-Куньлуньская, X – Ишимская, XI – Герирудская, XII – Кавказская, XIII - Биналудская); Мезо- и Неотетиса (XIV– Пангонг-Нунцзянская, XV – Рушан-Пшартская, XVI – Фарахрудская, XVII – Зебол-Болух, XVIII – Хашрудская, XIX – Дарирудская, XX – Ярлунг-Цангпо, XXI – Сулейман-Киртарская, XXII – Загросская),2-4 – микроконтиненты Азиатского палеоокеана: 2 – Казахский (блоки – Джунгарский (1), Балхашский (2), Северо-Тяньшаньский (3); 3 – Южно-Тяньшаньский (4); 4 – Таримский (5), Цайдамский (6), Алайский (7);5-6–микроконтиненты Палеотетиса:5–северная группа микроконтинентов: Центрально-Куньлуньский (8),Северо-Памирский (9), блоки Каракумо-Таджикского микроконтинента (Афгано-Таджикский (10), Амударьинский (11), Каракумский (12), Центрально-Каспийский (13); 6–южная группа микроконтинентов: Джантангский (15), Киммерия (16); 7–микроконтиненты Мезо- и Неотетиса: Лхасский (17), Южно-Памиро-Каракорумский (18), Фарахрудский (19), Гильменд-Аргандабский(20),Катавазский (21); 8 – Южно-Каспийская субокеаническая впадина; 9 – Индийская и Африканская континентальные плиты Гондваны, 10 – Русская платформа, 11 – Устюртский блок Русской платформы, 12 – Прикаспийская субокеаническая впадина, 13 – позднемеловые сутуры субокеанического бассейна (Себзевар, Наин, Барф); 14 – порядковый номер сутур, 15 – порядковый номер микроконтинентов

В основу районирования положено выделение осадочных, магматических и метаморфических формаций, объединенных далее в литогеоформационные комплексы – главные индикаторы геодинамических режимов и порождаемых ими структур. Их латеральная зональность кладется в основу геодинамического районирования для определенных стадий развития региона, а вертикальная последовательность отражает особенности геодинамической эволюции структур во времени.На рис.2 отображено геодинамическое районирование палеозойских структур.

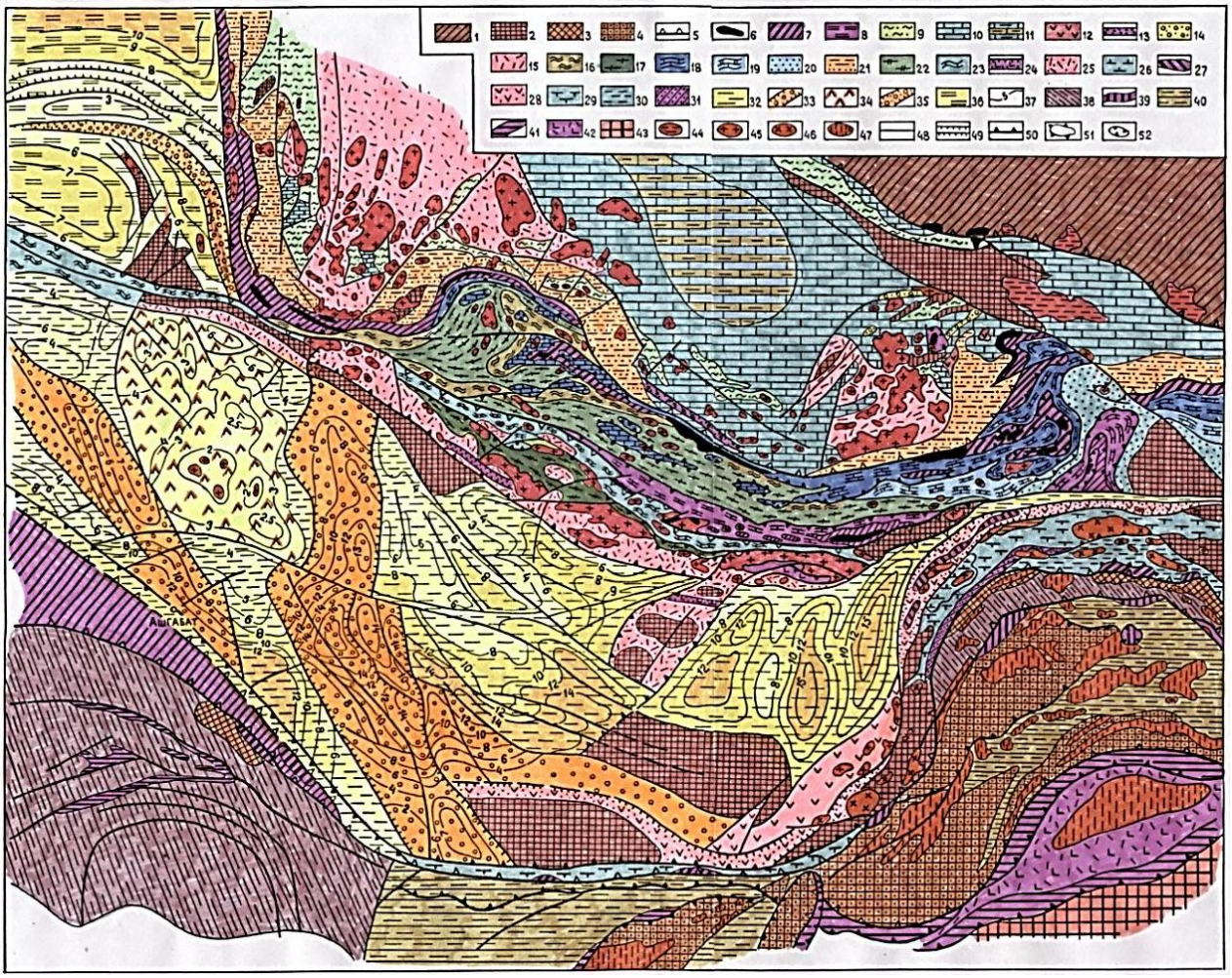


Рис.2. Геодинамическое районирование палеозойских структур Средней Азии и сопредельных территорий:1–Киргизский микроконтинент,2-4–докембрийские метаморфические комплексы основания (цоколя) микроконтинентов:2–Срединнотяньшаньский и Каракумо-Таджикский микроконтиненты,3–микроконтиненты Киммерия и Центрального Памира,4–Каракорумский,Гельменд-Аргандабский и Фарахрудский микроконтиненты,5–сутуры океанических бассейнов,6-8–палеозойские палеоокеанические бассейны:6–высоко метаморфизованные офиолитовые комплексы в составе аккреционных призм:габбро-перидотиты,пиллоу-базальты,кремнисто-карбонатные отложения (кембрий-силур?);7–менее метаморфизованные офиолитовые комплексы с сопровождающими их образованиями островных дуг и задуговых бассейнов:габбро-перидотиты,натровые базальты, вулканогенно-осадочные отложения (ордовик-нижний карбон);8–глубоководный океанический бассейн: конденсированные кремнисто-карбонатные формации (силур-средний карбон);9-15–Срединнотяньшаньский микроконтинент:9–шельф и континентальный склон:карбонатно-кремнисто-терригенная,вулканогенно-карбонатно-терригенная, терригенно-карбонатные,терригенные формации (кембрий-нижний силур);10–карбонатная платформа шельфа:карбонатные формации мелководных бассейнов (девон-нижний карбон);11–карбонатная платформа и внутренний эвапаритовый бассейн: карбонатные и эвапоритовые формации (девон-нижний карбон);12–активная вулканогенная окраина: терригенно-вулканогенные формации (нижний-средний девон);13–субконтинентальный рифт:щелочные пиллоу-базальты, кремнисто-карбонатная формация, железные руды (нижний-средний девон);14 – предгорная ступень микроконтинента: молассовая и шлировая формации

(средний-верхний девон);15–вулкано-плутонический пояс активной окраины: вулканогенные, вулканогенно-осадочные формации, (средний карбон-пермь);16-20–Алайско-Таримский микроконтинент:16–эпиконтинентальные разноглубинные бассейны с проявлениями рифтогенеза: метавулканогенная, метавулканогенно-карбонатно-кремнистая, доломито-кремнистая, кремнисто-метатерригенная формации (кембрий-нижний ордовик?);17–глубоководный бассейн: метатерргенно-кремнистая, черносланцевая, терригенные аспидные и флишевые формации (средний ордовик-силур); 18–континентальный склон, глубоководный бассейн: глубоководные терригенные, кремнисто-терригенные, в том числе конденсированные формации (силур-средний карбон);19–глубоководный бассейн: терригенные флишевые формации (силур), карбонатные платформы: карбонатные формации (девон-средний карбон);20–шельф,подножье: терригенные мелководные и флишевые формации (карбон-пермь);21–тыловой прогиб: олистостромовая, флишевая, шельфовая терригенная и молассовая формации (карбон-пермь);22-31–Каракумо-Таджикский микроконтинент:22-25–северная окраина:22-23–шельф пассивной окраины микроконтинента:22–комплекс терригенных ,шлировых и терригенно-вулканогенных рифтовых формаций (кембрий?-нижний силур);23–комплекс мелководных карбонатных формаций (верхний силур-девон);24-25–активная окраина микроконтинента:24- субокеанический рифт: вулканогенные формации офиолитового ряда (габбро-перидотиты, дайковый комплекс, пиллоу-базальты), карбонатно-кремнистая формация (нижний карбон);25–вулканогенно-осадочный рифтогенный и осадочный комплексы активной окраины: вулканогенные, вулканогенно-осадочные рифтогенные, терригенные флишевые и молассовые формации (карбон-пермь);26-31–южная окраина:26–шельф пассивной окраины: мелководные терригенные (венд-нижний силур) и карбонатные (верхний силур-девон) формации;27–31–активная окраина микроконтинента:27-28–субокеанический рифт:27–офиолитовый комплекс: серпентинитовый меланж, натровые пиллоу-базальты (нижний карбон);28–вулканогенно-терригенные,карбонатно-кремнистые формации (нижний карбон);29–вулканогенно-осадочный чехол микроконтинента: терригенно- карбонатная и карбонатная (серпухов-верхний карбон), вулканогенно-терригенные, карбонатно-терригенные и рифовые (пермь) формации;30–континентальный склон:флишевые и аспидные тонкотерригенные формации (карбон-пермь);31–островодужный комплекс и задуговые формации (карбон-пермь); 32-34 – эпиконтинентальные бассейны Каракумо-Таджикского микроконтинента:32–осадочный чехол микроконтинента: преимущественно осадочные терригенные и карбонатные формации(палеозой),33–рифтовые системы: осадочные, возможно, вулканогенно-осадочные формации (палеозой),34–ареалы проявлений позднепалеозойского вулканизма;35-36–эпиконтинентальные бассейны Устюртского микроконтинента:35–осадочный чехол микроконтинента: преимущественно терригенные и карбонатные формации (палеозой);36– рифтовая система: терригенные формации (поздний палеозой-триас);37– глубина залегания кровли докембрийского метаморфического основания (цоколя) микроконтинентов (км);38-микроконтиненты Киммерия и Центрального Памира–осадочный чехол микроконтинента (фанерозой),39– офиолитовые комплексы Мезотетиса (триас-юра);40-42 –Каракорумский,Гельменд-Аргандабский и Фарахрудский микроконтиненты:40– осадочный чехол микроконтинентов–осадочные формации (палеозой-юра);41–офиолитовый комплекс Неотетиса;42–островные дуги–комплекс осадочно-вулканогенных формаций;43–Индийский континент;44-47–интрузивные формации:44-нижнепалеозойские,45-верхнепалеозойские,46–триасовые,47–мел-палеогеновые;48–разломы;49–тектонические уступы;50–надвиги;51–тектонические окна;52–клиппены.

Туркестанский палеоокеанический бассейн и его окружение представлено структурами океанического ряда, сосредоточенных в сутуре и покровах. К северу расположена Бельтау-Кураминская магматическая дуга, насаженная на край Киргизско-Казахского микроконтинента. Между ними протягивается пояс тыловых позднепалеозойских прогибов. К югу от сутуры расположен Букантау-Кокшаальский надвиговый пояс, формации которого полностью накрывают основание Алайского микроконтинента.Последовательность их формирования отображена на рис.3.

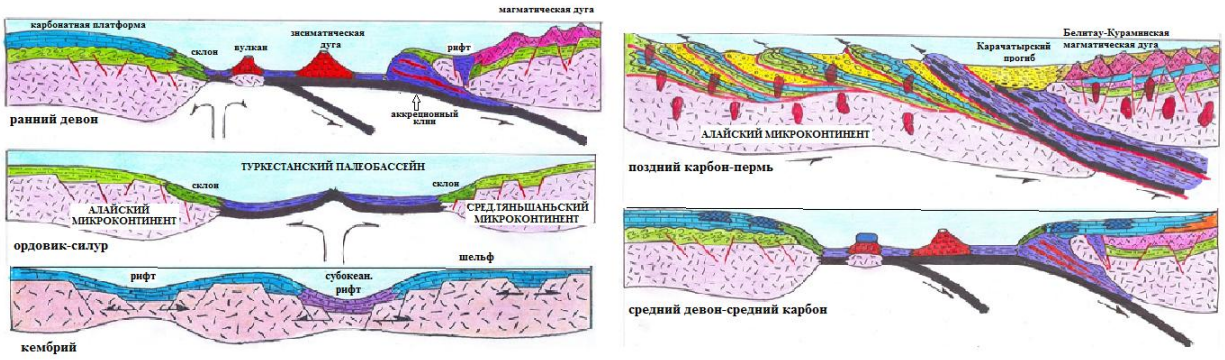


Рис.3.Сценарий развития Туркестанского бассейна

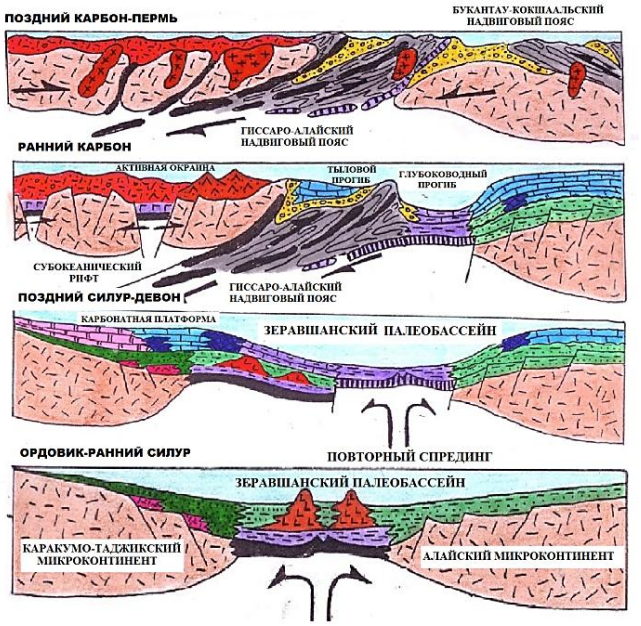


Рис.4.Сценарий развития Зеравшанского бассейна

Зеравшанский палеоокеанический бассейн. С ордовика по девон включительно бассейн развивался в режиме бассейнов атлантического типа с характерными для них пассивными окраинами.В ходе своей эволюции он дважды испытал усиление спредингового режима.

Начиная с карбона бассейн вступил в субдукционно-коллизионную стадию, приведшую в итоге к возникновению субокеанических рифтов, Гиссаро-Хивинской магматической дуги и сложной покровно-складчатой структуры Гиссаро-Восточно-Алайского надвигового пояса.О ширине Зеравшанского бассейна свидетельствует принципиальное различие экологических сообществ морской биоты ордовика-силура, обнаруженных к северу и югу от оси бассейна.Бассейн входил в состав бассейнов Палеотетиса.

Палеотетис.От Куньлуня до Каспийского моря непрерывно прослеживается сутура Палеотетиса, закрывшегося в конце перми-триасе. Субдукция океанической литосферы происходила в северных румбах,что обозначило положение субокеанических рифтов и вулкано-плутонической дуги.

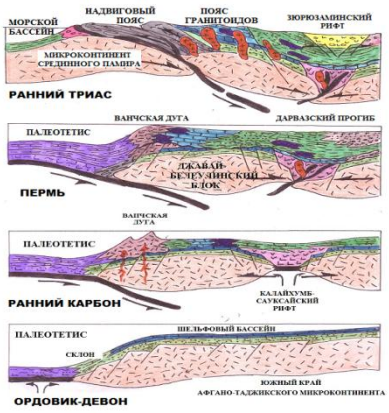


Рис.5.Сценарий развития Палеотетиса

Сопоставляя особенности геодинамической эволюции Туркестанского, Зеравшанского бассейнов и Палеотетиса, а также сопряженных с ними микроконтинентов можно сделать вывод о существенных различиях в их строении и развитии. Геодинамическая

природа Бельтау-Кураминской,Гиссаро-Хивинской и Каракульской магматических дуг не укладывается в классические схемы рифтовых или островодужных систем. Вместе с тем несомненна их связь с сопряженными палеобассейнами.При этом вергентность складчатых поясов согласуется с падением зон субдукции. Субдукцией и последующей коллизией объясняется линейность крупных магматических интрузий, сочетание натриевого вулканизма с щелочным трахибазальтовым.

Таким образом, в меридиональном сечении в Средней Азии следует выделять с севера на юг Срединно-Тяньшаньский микроконтинент, Туркестанский палеоокеан, Алайский микроконтинент, Северный (Зеравшанский) Палеотетис, Афгано-Таджикский микроконтинент и Южный Палеотетис. Принципиально неверно в связи с этим рассматривать Каратагский и Калайхумбский субокеанические рифты в качестве океанических бассейнов и отождествлять их с структурами подобными Туркестанскому палеобассейну или Палеотетису. Их короткий интервал развития, не выходящий за пределы раннего карбона, свидетельствует о кратковременности их раскрытия в качестве задуговых бассейнов. Палеоазиатские палеозойские коллизионно-складчатые системы являются поверхностным выражением глобальных процессов – нисходящих конвективных потоков, ответственных за строение складчатых поясов Центральной Евразии. Начиная с перми и в мезозое продолжилось наращивание континентальной коры Евразийского континента, путем причленения к нему складчатых систем Мезо- и Неотетиса.

Основные тенденции развития океанических бассейнов подчеркиваются, начиная с распада Родинии, рифтогенезом с последующим отделением от Гондваны отдельных континентальных блоков - микроконтинентов, их последующий дрейф на север через Палеотетис и Азиатский палеоокеан и причленение к Балтии и Сибири. Дрейф континентов в северных румбах, как и субдукция океанических литосферных плит, происходили в течение всего фанерозоя. Этот процесс имел глубокие корни, т.к. субдуцирующие океанические литосферы проникали сквозь мантию, а их холодные тяжелые массы скапливались в ее основании. Не случайно, сейсмотомография фиксирует их как высокоскоростные аномалии. Области их распространения получили название Центрально-Азиатского «могильника» литосфер. Палеоазиатские коллизионно-складчатые системы являются поверхностным выражением глобальных процессов – нисходящих конвективных потоков, ответственных за строение складчатых поясов Евразии.

Обоснование особенностей минерагенической и металлогенической специализации палеозойских формаций является фундаментальной научной проблемой региональной геологии Средней Азии.В палеозойских формациях сосредоточены основные запасы эндогенных рудных месторождений золота,полиметаллов и др. В их формировании принимали участие первично седиментационные накопления, ремобилизованные в ходе неоднократных проявлений фаз магматизма и метаморфизма. Формации палеозоя содержат также широкий спектр сингенетичных и сингенетично-эпигенетичных осадочных полезных ископаемых.По мере исчерпания возможностей открытия новых месторождений нефти и газа в осадочном мезозойско-кайнозойском осадочном чехле важнейшим объектом нефтегазовой геологии должны стать палеозойские потенциально нефтегазоносные бассейны.Наиболее перспективными могут оказаться осадочные бассейны микроконтинентов.Среди них карбонатные формации среднего девона-нижнего карбона вне пределов позднепалеозойского плюмового магматизма Бельтауского и Кураминского ареалов Срединно-Тяньшаньского микроконтинента. Аналогичный стратифицированный разрез характерен

для Северо-Устюртского и Каракумо-Таджикского микроконтинентов.Перспективными могут оказаться позднепалеозойские формации Карачатырского тылового прогиба и черносланцевые формации перми Устюрта.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ СТРЕССОВЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ В СТРУКТУРАХ ТУРАНСКОЙ НЕОПЛАТФОРМЫ И ПОСТПЛАТФОРМЕННОГО ОРОГЕНА ТЯНЬШАНЯ

Троицкий В.И.

РГУ нефти и газа им.И.М.Губкина,Москва,Россия
(vitro1@mail.ru)

Позднекайнозойская геодинамическая эпоха занимает особое место в геологической истории Средней Азии, когда в ходе ее развития на месте палеогеновой платформы на востоке была сформирована горная страна - эпиплатформенный ороген Тяньшаня.Перерождение платформенных структур в орогенические происходило неодноактно, а было растянуто во времени и обусловлено нарастанием орогенических тенденций в развитии территории в позднем кайнозое. При этом вклад новейших тектонических движений в деформации платформенного покрова, особенно при образовании локальных складок, нередко составляло более 50% амплитуды их суммарных деформаций.

Новый материал по корреляции местных позднекайнозойских стратиграфических подразделений орогена Тяньшаня и Туранской неоплатформы с шкалой Паратетиса и современной Международной стратиграфической шкалой позволяет уточнить схему периодизации истории геодинамического развития региона. Эпоха эпиплатформенного орогенеза и формирование современной структуры Туранской неоплатформы и эпиплатформенного орогена Тяньшаня складывается из закономерно сменявших друг друга стадий развития (олигоцен-ранний миоцен,ранний-поздний миоцен,поздний миоцен-ранний плиоцен,ранний плиоцен,средний плиоцен-эоплейстоцен,плейстоцен и голоцен).

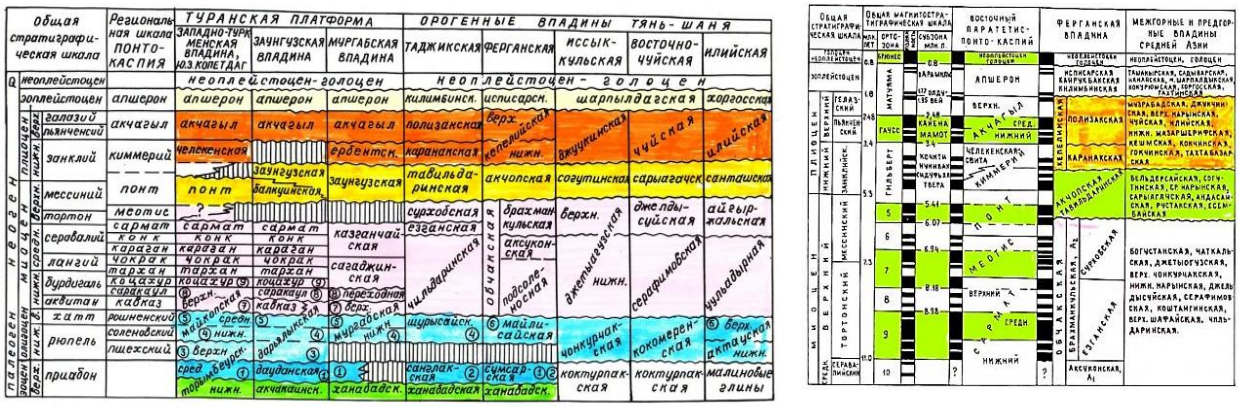


Рис.1.Схема корреляции местных стратиграфических подразделений неогена Средней Азии с шкалой Паратетиса и Международной шкалой, в том числе по палеомагнитным данным

Обособление в разрезах позднего кайнозоя неотектонических серий, разделённых стратиграфическими перерывами, несогласиями и фазами складчатости, общее состава молассовых формаций вверх по разрезу, а также их корреляция с неогеновыми поверхностями выравнивания и разновысотными террасами квартера подчеркивают цикличность геодинамических процессов с сопровождающими их пароксизмами складчатости. Их проявление сначала внутри горных впадин, а затем в бортовых зонах крупных межгорных и предгорных депрессий подчеркивает последовательное

закрытие впадин и вовлечение их в состав растущего горного сооружения.

Общая картина геодинамической зональности в действительности отражает глобальные процессы схождения литосферных плит Гондваны и Евразии, сопровождаемого в ареалах их сопряжения образованием сложных ансамблей микроплит и блоков литосферы и коры путем передачи стрессовых напряжений, транслирующихся в глубь континента. И если на востоке напряжения продвигавшегося к северу Индостана привели к возникновению Центрально-Азиатского пояса, то на западе, в Африкано-Аравийском секторе, напряжения сжатия реализовались в формировании коллизионных покровно-складчатых структур в составе Альпийско-Гималайского пояса и транслировались в пределы Туранской платформы в ослабленной форме в виде преимущественно сдвиговых деформаций. Поэтому здесь господствовал равнинообразовательный тектонический режим, а рельеф оставался предельно выровненным.

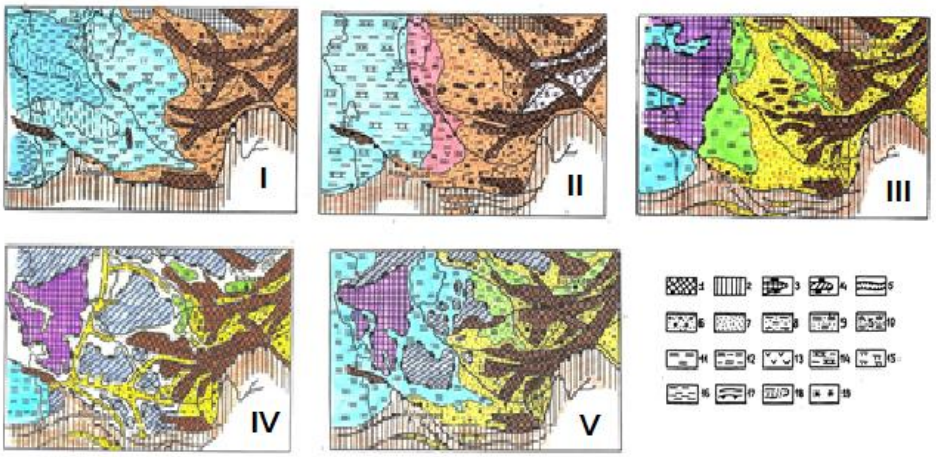


Рис.2.Фациальная зональность и палеогеографические условия формирования региональных стратиграфических подразделений олигоцена-неогена Средней Азии: I-олигоцен-ранний миоцен;II-ранний-поздний миоцен;III - поздний миоцен-ранний плиоцен;IV-ранний плиоцен;V-средний плиоцен-эоплейстоцен. Области эродируемых поднятий:1-Средней Азии;2-Альпийско-Гиммалайского пояса;3- Устюрт-Мангышлакское постмиоценовое плато;4-Заунгузская,Каракульская и др. постраннеплеоценовые плато;5-эрозионно-тектонические долины-врезы.Отложения:6-подгорноверные межгорных и предгорных впадин;7-преимущественно песчаные аллювиальных равнин;8-песчано-алеврито-глинистые аллювиальных равнин;9-песчано-алеврито-глинистые аллювиально-озерных равнин;10-соленостные озерных котловин;11-мергельно-глинистые озерно-бассейновые;12-глинисто-песчаные продуктивные толщи Южно-Каспийской впадины;13-гипсы лагунных фаций.Отложения:14-карбонатно-глинистые мелководного морского бассейна;15-мелководные морские глинисто-песчаные;16-морские глубоководные глинистые;17-сбросы,взбросы,надвиги;18-районы проявления предсреднемиоценового размыва;19-красноцветность пород.

Тектонотипом структур коллизионного орогенеза с полным основанием можно считать Центрально-Азиатский горный пояс с входящими в него сооружениями Памира, Куэньлуня, Гиндукуша, Тяньшаня, Наньшаня, Цинлиня, Алтая, Саян, поднятий Прибайкалья, Забайкалья, разделенных глубокими впадинами. Главной отличительной чертой пояса является его возникновение на месте предельно выровненных палеогеновых равнин и эпигерцинского пенеплена, когда, начиная с олигоцена, в горообразование стали вовлекаться самые разные по своей предыстории регионы.

Изучение взаимосвязи Индии с Каракорумом, Памиром и Западным Тяньшанем, с одной стороны, и Тибетом, Таримом и Восточным Тяньшанем, с другой, является ключом к расшифровке эпиплатформенного орогенеза в Центральной Азии. Их разделом служил Таласо-Ферганский правосторонний сдвиг – составная часть трансконтинентального мегасдвига, прослеживающегося от Обской губы через центр Западной Сибири, Тургай, Казахский Каратау и далее вплоть до Восточного Куэньлуня. Вовлеченные в орогенез ансамбли литосферных микроплит и блоков коры развивались в разных геодинамических

режимах. К западу от Таласо-Ферганского сдвига на фоне меридионального сжатия происходило выталкивание блоков к западу, что сопровождалось образованием субширотных сдвиговых зон, меридиональных складок, левосторонним вращением блоков. К востоку от сдвига структуры формировались в условиях фронтального сжатия. Темпы закрытия впадин восстанавливаются по сокращению ареалов формационных серий, появлению континентальных олистостром в глинистой матрице миоцена вдоль бортов впадин и, наконец, в перекрытии их бортовых частей надвинутыми на них горными массами палеозоя вплоть до смыкания обрамлявших их хребтов. При этом линейные дислокации формировались вдоль границ между микроплитами.

Глубина современных сейсмогенерирующих очагов (до 20 км), положение сейсмофокальных зон, а также реконструкция геодинамических структур указывают, что наряду с блоковыми вертикальными и горизонтальными движениями коллизия и орогенез сопровождались деформациями фундамента, а в расслоенной земной коре возникали субгоризонтальные срывы, листрические разломы и надвиги. Сформировавшиеся в палеозое консолидированные массивы – микроконтиненты Срединного Тяньшаня, Каракумо-Таджикский, Северо-Устюртский и др., разделенные зонами палеозойских коллизионных структур Южного Тяньшаня, Мангышлака и др., по разному реагировали на постплатформенный орогенез. Итогом их неотектонической деструкции по обновленным древним тектоническим швам стало образование Афгано-Таджикской, Амударьинской, Чаткало-Кураминской, Бекпакдалинской и других микроплит – ансамблей составляющих их блоков и шолей. При этом граница между орогеном Тяньшаня и Туранской платформой не оставалась постоянной и смещалась во времени по мере расширения ареалов орогенических процессов.

Коллизионная природа эпиплатформенного Центрально-Азиатского орогенического пояса подтверждается также развитием обрамлявших его асимметричных окраинных предгорных Илийско-Джаркентского, Чу-Илийского, Приташкентского, Афгано-Таджикского и Бешкентского прогибов. Предкопетдагский прогиб обозначает границу Туранской неоплатформы с поднятиями Эльбурса, Биналуда и Копетдага. Его продолжением на западе является система Предкавказских прогибов.

Туранская неоплатформа развивалась в ином геодинамическом режиме. Дифференцированные вертикальные движения отражены в обособлении соответствующих формационных серий, разделенных предсреднемиоценовой, предплиоценовой и плиоцен-четвертичной фазами складчатости. Например, на Устюрте предсреднемиоценовая фаза сопровождалась глубоким эрозионным срезом юрских, меловых и палеогеновых отложений,что фиксируется налеганием практически недеформированного средне-верхнемиоценового покрова на различные горизонты мезозоя и даже пермо-триаса (Мангышлак, Центрально-Устюртский вал).Особое место среди рассматриваемых событий занимают грабенные структуры. Большая их часть, вероятно,относится к рифтовым системам типа пулл-апарт.

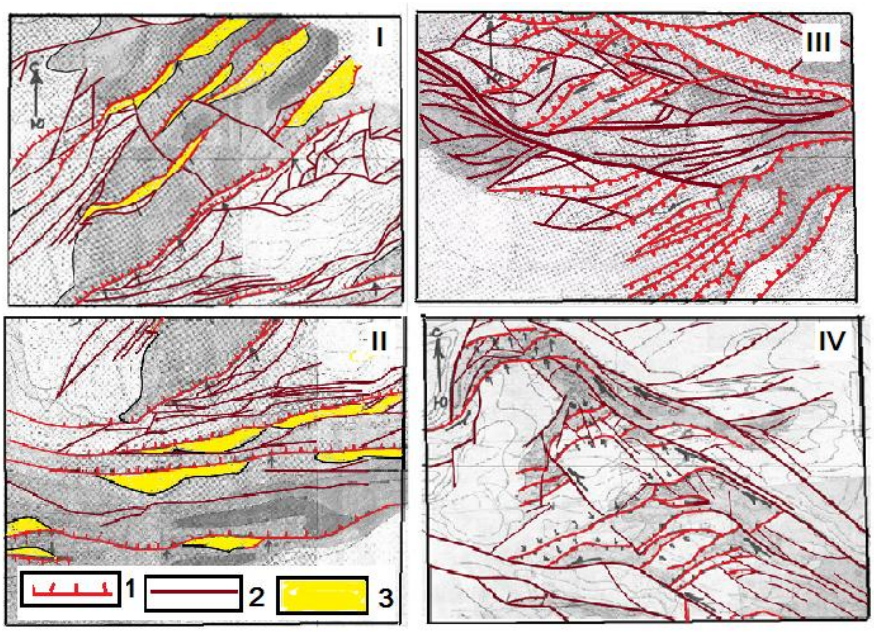


Рис.3.Распределение разрывных нарушений в Чаткало-Кураминском (I),Южно-Ферганском и Алайском (II),Бухаро-Хивинском (III) и Кызылкумском (IV) районах:

1-надвиги,взбросы,2-бросы,сдвиги,3-внутригорные впадины

С плейстоцена Средняя Азия вступила в завершающий этап своего развития. Главной его особенностью является вовлечение в поднятие не только Тяньшаня, но и равнинных территорий. С этого периода начинается формирование совершенно новых геоморфологических форм рельефа. Пределы колебаний абсолютных высот разновозрастных террасовых комплексов в Тяньшане (сохский от 700-900 м до 1500-2000 м, ташкентский - не выше 500-700 м и голодностепский - ниже 400 м) указывают на размах вертикальных движений и темпы роста гор. Строение рельефа равнинных пространств Кызыкумов, Приаралья и Бухаро-Каршинской области подчинено тем же закономерностям. Разница выделяемых здесь террасовых поверхностей не превышает первой сотни метров. Важно отметить,что основные элементы неотектонических структур наследуют простирания палеозойских складчатых систем.Их разломные ограничения особенно контрастно влияли на морфологию неотектонических структур и амплитуды их деформаций.

Большинство неотектонических разломов являются возрожденными.В их составе преобладают взбросы,взбросо-сдвиги и надвиги.Известны многочисленные примеры надвигания палеозойских массивов на борта впадин не только в орогенической области,но и на равнине.

Разработаны различные модели формирования орогенных систем, возникающих в условиях сжатия.Применительно к орогену Тяньшаня предложены различные модели внутриконтинентального коллизионного орогенеза Центральной Азии. В их числе условия унаследованной с палеозойского коллизионного этапа субдукции литосферы с сопровождающими ее скучиванием коры, срывом верхней коры и образованием встречных надвигов. Другими вариантами орогенеза являлись условия фронтального сжатия и образование глубинных складок или нисходящих встречных конвективных течений в мантии. Во всех случаях это приводило к утолщению коры и её изостатическому всплыванию, что обеспечивало рост орогенических поднятий и их объединение в системы хребтов в составе горного пояса Центральной Азии.

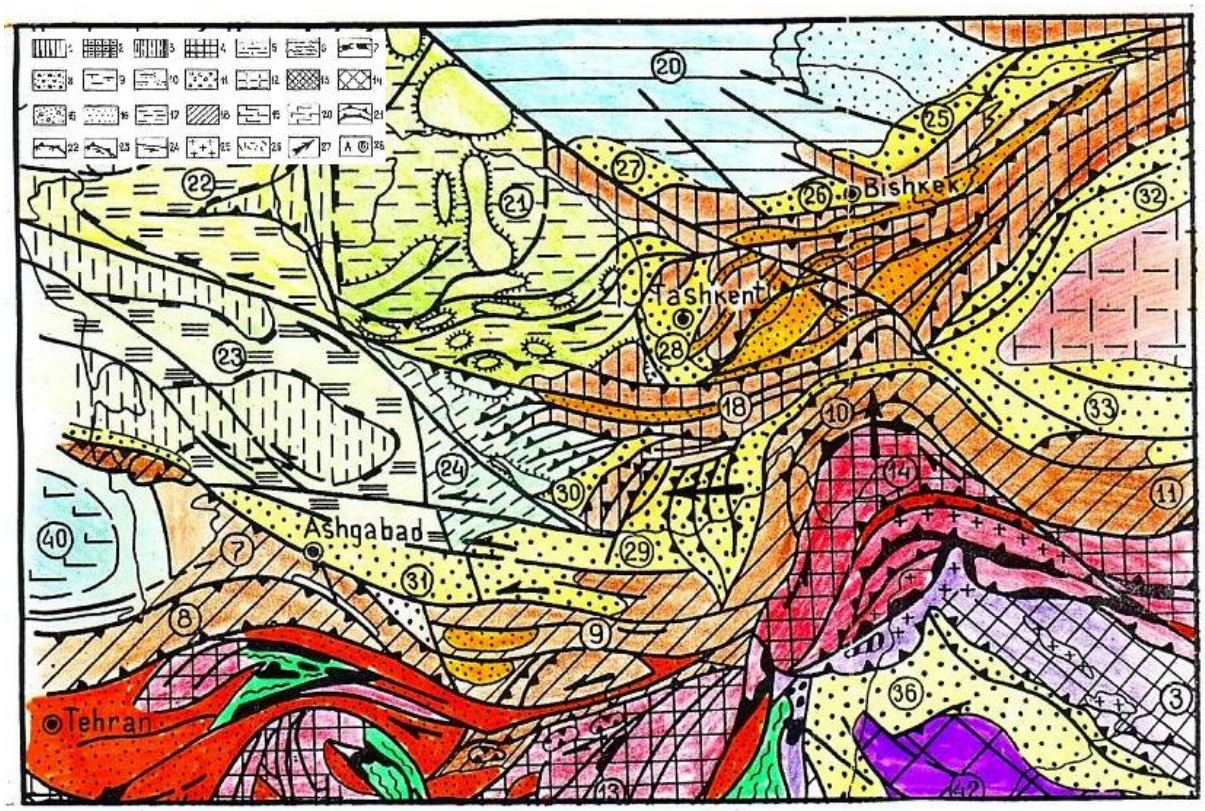


Рис.4.Схема районирования неотектонических структур Средней и Южной Азии:1-9-коллизионные орогенические структуры Альпийско-Гималайского складчатого пояса**:** 1-2 – южная зона поднятий: 1-Загросская (1),2-Сулейман-Киртарская (2), Гималайская (3);3-внутренние кайнозойские складчатые зоны: Катавазская (4), Северо-Макранская (5), Восточно-Иранская (6);4-северная зона поднятий: Копетдагская (7), Эльбурс-Биналудская (8), Паропамизская (9), Северо-Памирская (10), Куэньлуньская (11); 5 -внутренние массивы-микроконтиненты: Центрально-Иранский (12), Афганский (13), Южно-Памирский (14), Лхасский (15), Джантангский (16), 6 – фрагменты мезозойских сутур, 7 – обдуцированный покров офиолитов, 8 – клиппены, 9 – неогеновые гранитоидные интрузии;10-11-Центрально-Азиатский эпиплатформенный орогенический пояс: 10 – Тянь-Шаньское сводовое поднятие (Восточно-Тяньшаньское (17), Западно-Тяньшаньское (18), 11 – Алтынтаг-Алашаньское поднятие (19),12-16-микроплиты Туранской платформы:12-Казахстанская (20),13-Сырдарьинская (21),14-Северо-Устюртская (22),15-Каракумская (23),16-Аму-Дарьинская (24);17-локальные поднятия в чехле платформы,18-контуры предсреднемиоценового несогласия в чехле,19-окраинные предорогенные прогибы: Илийско-Джаркентский (25), Чуилийский (26), Сузакский (27), Приташкентский (28), Афгано-Таджикский (29), Бешкентский (30), Предкопетдагский (31), Кучарский (32), Предкуэньлуньский (33), Предкиртарский (34), Предсулейманский (35), Потварский (36), Предгималайский (37);20-внутренние кайнозойские впадины:20а-эпиплатформенного орогена Тянь-Шаня (Иссыккульская, Нарынская, Ферганская, Зеравшанская и др.),20б-Альпийско-Гималайского пояса (Деште-Кевирская, Урмия-Доктар, Мешхедская и др.);24- Таримская впадина (41);25-Индийская плита (42);26-Русская плита (43);27-зоны субдукции типа Б и А;25-векторы перемещений блоков литосферы и коры. В кружках – порядковый номер структур.

Влияние давления Индийской плиты на Евразиатскую не ограничивается орогеном Тянь-Шаня, а распространяется в пределы Туранской плиты, где образована складчатая система Центральных Кызылкумов. Последняя подчинена единообразным и взаимосвязанным с Тянь-Шанем закономерностям структурного плана. Созданная в процессе альпийских (с преобладающей ролью позднеальпийских) движений структура Тянь-Шаня и Центральных Кызылкумов имеет складчато-сдвиго-надвиговый характер. Это определяет общий современный структурный план.Отличительной особенностью отрогов Гиссарского хребта, Бешкентского прогиба и Бухарская ступени является диагональное,северо-восточное простирание разрывных нарушений и сопровождающих их локальных структур. Все они представлены взбросо-сдвигами. В складчатой системе Центральных Кызылкумов главным дизъюнктивным

элементом является Центрально-Кызылкумская зона правых сдвигов,наследующих положение сутур Палеотуркестанского и Палеозеравшанского океанических бассейнов палеозоя. Между ними обособляются структуры сжатия Аумизатау, Бельтау, Тамдытау, Букантау.Сложные геодинамические обстановки характеризуют развитие Афгано-Таджикской микроплиты,что сопровождалось срывом мезозойско-кайнозойского покрова и образованием меридиональных складок с сопровождающими их высокоамплитудными надвигами.Гиссаро-Зеравшанский мегантиклинорий характеризуется южной ассиметрией, при которой южные борта отсечены взбросами и надвигами, Все они характеризуются северной вергентностью и падением на юг.Впадины Туркестанско-Алайского и Чаткало-Кураминского мегантиклинориев характеризуются южной вергентностью и падением нарушений на север и северо-запад.

Главную роль в едином современном структурном каркасе играют системы крупных сдвигов -Таласо-Ферганский, Гиссаро-Кокшаальский, Центрально-Кызылкумский. Движение по этим мегасдвигам в сочетании с общим интенсивным субмеридиональным сжатием способствует формированию в их крыльях сопряженных складчато-сдвиго-надвиговых структур с ярко выраженным элементом ротации против часовой стрелки-"конских хвостов". Механизм такого образования обуславливает подобие мегаструктур и осложняющих их форм более высоких порядков в разных частях региона. Сдвиги имеют решающее значение в формировании современной структуры, обуславливая сочетание транспрессии (сдвиго-сжатия) и транстенсии (сдвиго-растяжения). Для всех новейших структурных форм в общем и целом характерна асимметрия.При этом борта впадин ограничены взбросами и надвигами (подвигами),падение которых указывает на направление стрессовых напряжений.

Орогенез обусловил последовательное вовлечение в поднятие бортовых зон Ферганской и Афгано-Таджикской впадин, выведение из покровной седиментации ряда внутренних впадин в Чаткало-Кураминском регионе, Зеравшанском, Туркестанском и Алайском хребтах. Именно с этого бактрийского времени современная структура постплатформенного орогена Тянь-Шаня получает своё чёткое геоморфологическое оформление.

Продвигавшаяся к северу Индостанская плита повлияла на возникновение Центрально-Азиатского пояса торошения малых плит и блоков. Они формировались под воздействием вектора стрессовых (сжимающих) напряжений. Тогда как территории Восточной Азии, непосредственно примыкающие к Западно-Тихоокеанской активной окраине, испытывали влияние растягивающих напряжений. Центрально-Азиатский орогенический пояс следует рассматривать в составе коллизионных структур высшего порядка и противопоставлять их периокеаническим структурам растяжения Восточной Азии.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

У-Ч

Содержание:

Улановская Т.Е., Зеленщиков Г.В., Калинин В.В.
О НЕКОТОРЫХ НЕРЕШЁННЫХ ЗАДАЧАХ СТРАТИГРАФИИ ЮГО-ВОСТОКА ЕВРОПЫ 1920

Усманов А.И., Кустарникова А.А.
РОЛЬ МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ 1927

Уткин В.П.
ВОСТОЧНО-АЗИАТСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА ТИХОГО ОКЕАНА: КОРРЕЛЯЦИЯ СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ 1929

Фазлави Али, Маджид Мохсени
ОЦЕНКА ЭКОЛОГИЧЕСКОГО ПОСЛЕДСТВИЯ ОТХОДОВ УГОЛЬНОЙ ШАХТЫ САНГРУД 1934

Файницкий С. Б.
ВЕЛИЧИНЫ ЭВСТАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА В НЕКОТОРЫЕ ПЕРИОДЫ ПАЛЕОЗОЯ (НА МАТЕРИАЛАХ ПО ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ) 1935

Федотова А.А., Некрасов Г.Е., Хаин Е.В., Разумовский А.А., Орлова А.В.
УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТ-ГРАНУЛИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ: ОБЪЕКТЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ТИХООКЕАНСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ 1940

Фельдман В.И.
ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ 1943

Фетисова А.М., Павлов В.Э., Веселовский Р.В., Латышев А.В.
ПУЛЬСЫ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ТРАППАХ НОРИЛЬСКОЙ И МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИЙ 1948

Филатова Н.И.
ИДЕИ В.Е. ХАИНА О СТРУКТУРНОЙ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА 1952

Филатова Н.И.
ПАЛЕОЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКИЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР ШЕЛЬФОВ ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ 1958

Фишман И.Л., Вапник Е., Казакова Ю.И., Сокол Э.В.
ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ ГАЗОВО-ГРЯЗЕВЫЙ ВУЛКАНИЗМ В ИЛИЙСКОМ ОСАДОЧНОМ БАССЕЙНЕ 1963

Фомин И.С., Плечов П.Ю.
ТИПИЗАЦИЯ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ КСЕНОЛИТОВ КВАРЦЕВЫХ ПЕСЧАНИКОВ С БАЗАЛЬТОВЫМ РАСПЛАВОМ НА ПРИМЕРЕ ИЗВЕРЖЕНИЙ 2001-2003 ГОДОВ ВУЛКАНА ЭТНА (ИТАЛИЯ) 1968

Фомичев В.И.
СПЕЦИФИКА ПРОЦЕССОВ КОНЦЕНТРАЦИИ ЗОЛОТА НА УГЛЕРОДИСТОМ ГЕОХИМИЧЕСКОМ БАРЬЕРЕ В ПОЛЯРНЫХ РЕДОКС-УСЛОВИЯХ СРЕДЫ 1970

Фёдоров Ю.Н., Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Биглов К.Ш.
О ГЛУБИННОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ НЕФТИ И НЕКОТОРЫХ СЛЕДСТВИЯХ ДЛЯ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ 1975

Хаин В.Е., Полякова И.Д.
СВЯЗЬ УГЛЕРОДИСТЫХ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ С ГЛОБАЛЬНЫМИ РИТМАМИ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ В ФАНЕРОЗОЕ 1978

Хаин Е.В.
АККРЕЦИОННО-ОБДУКЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА УРАЛО-КАЗАХСТАНСКОЙ И СИБИРСКО-МОНГОЛЬСКОЙ ОКРАИНАХ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА КАК ПОКАЗАТЕЛИ РАННИХ СТАДИЙ ЕГО ЗАКРЫТИЯ (НЕОПРОТЕРОЗОЙ-РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ) 1981

Харченко В.М., Котенёв В.В.
СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ И ИХ СВЯЗЬ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА, ПРЕДКАВКАЗЬЯ И УРАЛО-АРАВИЙСКОЙ ЗОНЫ ПРОГИБОВ 1985

Харькина М.А.
ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОДИНАМИКА – НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ 1988

Хераскова Т.Н., Каплан С.А., Галуев В.И.
НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗАПАДНОЙ ЭПИБАЙКАЛЬСКОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В РИФЕЕ-НИЖНЕМ ПАЛЕОЗОЕ 1994

Хисамутдинова А.И., Соловьев А.В., Кущева Ю.В.
ЭОЦЕНОВЫЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ: ИСТОЧНИКИ СНОСА, ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ 1998

Хмелевской В.К.
ПЕТРОТЕРМАЛЬНАЯ ЭНЕРГИЯ, МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ 2003

Цеховский Ю.Г.
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ И ТЕКТОНИКА ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ В МЕЗОЗОЕ 2006

Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г.
ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПАЛЕОДУГ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ 2012

Черников А.Г., Либина Н.В.
МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АРКТИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ ПО ДАННЫМ МАРКОВСКОЙ ГИПСОТОМОГРАФИИ 2015

Чехов А.Д., Сидоров А.А.
К ПРОБЛЕМЕ ТИПИЗАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ 2018

Чехов А.Д.
ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ОХОТОМОРСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МИКРОПЛИТЫ 2024

Чехович В.Д., Сухов А.Н., Шеремет О.Г.
МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДВОДНОГО ХРЕБТА ШИРШОВА (БЕРИНГОВО МОРЕ) 2030

Чеховский М.И.
ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ЮРСКОЕ ВРЕМЯ 2034

Чистова З.Б., Кутинов Ю.Г.
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УЗЛЫ - УЧАСТКИ ПРОТЕКАНИЯ ПРОЦЕССОВ МЕЖГЕОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ 2038

Чупрынин В.И., Изосов Л.А.
ФОРМИРОВАНИЕ И ДВИЖЕНИЕ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ 2043

О НЕКОТОРЫХ НЕРЕШЁННЫХ ЗАДАЧАХ СТРАТИГРАФИИ ЮГО-ВОСТОКА ЕВРОПЫ

Улановская Т.Е., Зеленщиков Г.В., Калинин В.В.

ЗАО «ВолгоградНИПИнефть», Новочеркасск, Россия
(bva69@yandex.ru)

«Стратиграфия представляет собой не только фундамент ... геологии, но и, попросту говоря, её начинку. Ведь ни одного геологического документа без стратиграфии составить нельзя». Эти слова были сказаны В.Л. Егояном два десятилетия назад, когда стала заметной утрата интереса геологов к стратиграфии. Тогда же В.Л. Егоян, понимавший, как дорого обходится геологической отрасли стратиграфическая ошибка, наметил долгосрочную программу мер по выводу стратиграфии Предкавказья, старейшего нефтегазового региона СССР, из состояния кризиса. Но переломить ситуацию и остановить негативные тенденции в организации стратиграфического дела в регионе ему не удалось. В настоящей статье мы затрагиваем некоторые проблемы стратиграфии юго-востока Европы, которые не решены, возможно, потому, что исчезает сама профессия стратиграфа.

Исходным фактическим материалом в работе нам послужили данные по разрезам тысяч скважин, пробуренных на пространстве бывшего СССР от западных границ Украины на западе до западных областей Казахстана на востоке. Они вскрыли породы разного возраста – от архейских до четвертичных.

В пределы рассматриваемой территории попадают три вытянутые в субширотном направлении и сочленяющиеся между собой крупные тектонические структуры: южная окраина древней Восточно-Европейской платформы (на севере), эпикиммерийская Скифская плита (посередине) и северный край альпийских горно-складчатых сооружений Крыма и Кавказа (на юге). Они осложнены структурами второго и более мелких порядков

Палеонтологически немые породы докембрия распознавались по очень высокой степени их метаморфизма. Любое деление докембрия, даже упрощённое, т. е. только на архей и протерозой, всегда условно, так как его стратиграфические схемы имеют лишь грубо прикидочный характер. Докембрий был достигнут бурением на разных глубинах – от небольших, например, на южном склоне Украинского щита и своде Ростовского выступа, до значительных, например, на некоторых структурах северо-западной части шельфа Чёрного моря. В перечисленных случаях поверхность докембрия соответствует границе между кристаллическим фундаментом и осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы. Как выглядит эта граница проиллюстрируем на примере разрезов северо-западной части шельфа Чёрного моря.

В одном из разрезов – по скважине Одесская-4 (Змеиный выступ) – граница проходит между глубинами 2730 и 2820 м. Провести её точнее возможности не было из-за пропуска в отборе каменного материала. Ниже границы разрез сложен зеленовато-серыми сланцами – кварц-серицит-хлоритовыми, слюдисто-кварц-полевошпатовыми и слюдисто-полевошпатовыми, вблизи забоя (глубина которого – 3601 м) – гранитами и гранодиоритами.

Пачка интервала глубин 2273–2730 м, залегающая выше границы, представлена известняками, глинистыми известняками и мергелями, зачастую содержащими в разном количестве примесь терригенного материала вплоть до перехода пород в алевролиты, песчаники и гравелиты. Окраска пород неоднородная, что выражено в перемежаемости пятен: красных, оранжевых, розовых, жёлтых, сиреневых и фиолетовых. Но преобладание красной

тональности создаёт впечатление красноцветности пород. Пигментирующими веществами являются тонкораспылённые окислы и гидроокислы железа, иногда также и анкерит. Вверх по разрезу густота и яркость окраски ослабевают. Доминирующей постепенно становится белая, серовато-белая и кремовая окраска. Мелкие линзы и гнёзда, насыщенные глауконитом, выделяются зелёной окраской. Среди известняков встречаются мелоподобная и скрытозернистая разности, но преобладающая разность – органогенно-детритовая, состоящая из фрагментов скелетов организмов. Отдельными пятнами породы окремнены. Их рассекают сутуро-стилолитовые швы, заполненные серыми, розовыми и красными кальцитово-глинистыми плёнками. Терригенный материал большей частью плохо окатан и плохо отсортирован. Гравий и наиболее крупные фракции песка представлены обломками пород, мелкие фракции песка и алеврит – в основном кварцем и полевыми шпатами. В верхней половине разреза распространены желваки халцедона, полые внутри жеодки с друзами исландского шпата на стенках, слойки оолитового известняка.

Верхняя, большая, часть пачки (интервал глубин 2273–2675 м) отнесена к низам неокома (берриас–валанжин, нижний мел) на основании находок (ниже глубины 2610 м) единичных фораминифер: Nodosaria cf. paupercula Reuss, Lenticulina cf. lideri Rom., L. kovalevcki (Agal.), L. cf. utilis (Gorb.), L. sp. (новый вид). Нижняя (немая) часть пачки (интервал глубин 2675–2730 м), отличающаяся особенно тёмной (красной) окраской пород, принадлежит либо к этому же самому стратиграфическому подразделению, либо к верхам титона (верхняя юра). Заключение по нижней части пачки обосновывается только литологическими данными. Более уверенно отнесены к титону (аналогам мезмайской свиты Северного Кавказа) вишнёво-красные аргиллитоподобные глины, пройденные рядом пробуренной скважиной Одесская-2 (керн с интервала глубин 3077–3200 м). Но полностью не исключается, что эти (тоже немые) породы, из которых скважина не вышла и которые, по-видимому, вклиниваются в её разрез между докембрием и неокомом, ещё более древние – триасовые.

Накопление описанной пачки разреза скважины Одесская-4 сопровождалось грандиозным магматизмом. Вспышка интенсивного вулканизма и разнообразие форм его проявления оставили о себе след в виде множества крупных тел эффузивных, пирокластических и смешанных (вулканогенно-осадочных) пород, которые чередуются со слоями чисто осадочных пород, нередко имеющими меньшую мощность. Извержения происходили как в подводных, так и в субаэральных условиях и носили эффузивно-эксплозивный характер. Присутствие тел явно этого же магматического комплекса среди метаморфических пород нижнего структурного этажа (т. е. ниже глубины 2820 м) обозначает их интрузивное (субвулканическое или гипабиссальное) происхождение. Возможная форма тел – покровы, потоки и прорывавшие боковые породы малые интрузии. Львиную долю объёма всей массы магматических пород составляют дацитовые и андезитовые порфириты. Более редки туфы, туффиты, туфолавы, лавовые брекчии, как исключение (встречавшиеся в ничтожно малом количестве) – риолиты, а также осадочные породы с примесью пирокластики. По составу продукты магматизма не выходят за пределы ряда пород андезитовой формации и являются производными нормальной щелочноземельной магмы. Чрезвычайное разнообразие окрасок, структур и текстур порфиритов, а также особенностей их минерального состава свидетельствует о множественности следовавших одно за другим излияний и внедрений. Окраски порфиритов укладываются в красно-серо-зелёную цветовую гамму, подавляющее большинство порфировкрапленников представлено плагиоклазом и амфиболом, степень изменчивости связующей массы очень большая – от её нахождения в состоянии вулканического стекла без

микролитов до значительной и равномерной раскристаллизованности. Вторичные изменения порфиритов разнообразны, но всё же они неглубокие. Обилие включений лимонита в некоторых разностях порфиритов указывает на прохождение ими стадии выветривания. Часто в описанной пачке наблюдались грубообломочные осадочные породы, образовавшиеся за счёт размыва, разрушения и переотложения первичных порфиритов. Из порфиритов состоит почти вся наиболее грубая (псефитовая и часть псаммитовой) фракция терригенного материала осадочных пород пачки.

Доказательство продолжения вулканизма до конца раннего мела (хотя уже и ослабленного) нам предоставляют материалы по скважине Одесская-2. В её разрезе среди тёмно-серых кремнезёмистых глинистых известняков верхнего альба (керн с интервала глубин 2938–2944 м) имеются прослои туфоизвестняков. Глинисто-кальцитовая основная масса этих пород насыщена несортированными обломками вулканокластического материала – пеплом, песком, лапиллями и бомбами. Их поступление в осадок связано с вулканическими выбросами как свежей лавы, так и продуктов раздробления вулканических аппаратов. Идиоморфный облик заключённых в основной массе известняков кристаллов плагиоклаза с хорошо сохранившимися гранями (без признаков их механической обработки) свидетельствует о синхронности осадконакопления и вулканизма, воздушном или водном (путём свободного гравитационного падения в толще воды) способе транспортировки, крупные размеры некоторых обломков – о близости вулканического центра.

В белых и кремовых известняках с обильными стяжениями кремней, которыми перекрывается (по несогласной, с перерывом границе) описанная пачка в разрезах обеих скважин и которые были отнесены к турону и коньяку (верхнего мела), никаких примет вулканизма не замечено. Нижний стратиграфический предел распространения проявлений вулканизма на Одесской площади бурения неясен. К вмещающим магматические тела породам приурочен первичный ореол рассеяния цветных металлов.

Позднемезозойские магматические комплексы северо-западной части шельфа Чёрного моря изучались также по материалам бурения на Фёдоровской, Ильичёвской и Каркинитской площадях. В разрезе скважины Каркинитская-1 (Одесско-Джанкойский прогиб) граница нижнего и верхнего структурных этажей Восточно-Европейской платформы проведена на глубине 3760 м.

При переходе с Восточно-Европейской платформы на Скифскую плиту задача проведения границ между (уже не двумя, а тремя) структурными этажами – кристаллическим фундаментом древней платформы, складчатым фундаментом молодой платформы и осадочным чехлом молодой платформы – усложняется. На примере одного из участков Скифской плиты – Западного Предкавказья и Азовского моря – попробуем показать, что геологи не справились с этой задачей по причине пренебрежительного отношения к стратиграфии.

Состояние изученности древних геологических комплексов Западного Предкавказья и Азовского моря позволяет расположить их в порядке стратиграфической последовательности. Один от другого комплексы отличаются степенью метаморфизма и дислоцированности пород. Их разделяют крупные несогласия и длительные перерывы. Каждый из комплексов отвечает конкретному этапу геологического развития территории, но какому именно, каким отрезком геологического времени его следует ограничить, – ответы на эти вопросы иногда не выдерживают никакой критики.

Комплекс архея вскрыт скважинами на севере Западного Предкавказья (Ростовский выступ) и в Азовском море (скважина Неизвестная-285, интервал глубин 902–1150 м), т. е. не на Скифской плите, а на южном крае Восточно-Европейской платформы. Преобладающие породы комплекса –

граниты, плагиограниты, гранито-гнейсы, гнейсо-граниты, гранодиорито-гнейсы, мигматиты, амфиболиты. В кровле разреза развита мощная каолинитовая кора выветривания, достигающая в мощности десятков метров.

Следующий комплекс вскрыт на множестве площадей бурения Западного Предкавказья и Азовского моря (скважины Электроразведочная-1, Неизвестная-286, Октябрьская-245, Бейсугская-201, интервалы глубин соответственно 668–1650 м, 919–1000 м, 1127–1344 м, 1430–1631 м). Исходно являвшиеся вулканогенно-терригенными породы комплекса сильно метаморфизованы и превращены в основном в разнообразные сланцы – кварц-гранат-мусковитовые, кварц-серицит-рутиловые, мусковит-кварцевые, альбит-мусковитовые, кварц-серицитовые, кремнисто-хлорит-серицитовые, кварц-мусковит-хлоритовые, кварц-альбит-мусковитовые, кварц-серицит-карбонатные, эпидот-альбит-амфиболовые, биотит-альбит-амфиболовые, филлиты и др. Имеются также алевролиты, песчаники, гравелиты, кварцевые порфиры, порфириты, прослои графитизированного вещества. Породы подвергались воздействию разных факторов метаморфизма, в том числе и связанных с внедрением интрузий. Углы падения пород составляют 45-70^0, но иногда они поставлены на голову. На Ростовском выступе породы комплекса плащеобразно облекают кристаллическое ядро. Максимальная мощность комплекса, видимо, многокилометровая. Стратиграфическая принадлежность пород устанавливалась только на основании палинологических данных и определений абсолютного возраста. С учётом степени метаморфизма пород комплекс делят на подкомплексы, привязываемые к стратиграфической шкале по-разному, но преимущественно – к верхнему протерозою (нижний) и нижнему–среднему палеозою (верхний). Чтобы проверить, насколько такая точка зрения соответствует истине, в распоряжении геолога имеется ещё одно средство – его собственная интуиция. Имея многолетний опыт практический работы на докембрии и палеозое Украинского щита, Донбасса, Тянь-Шаня, Алтая, Саян, Танну-Ола и Яблонового хребтов, описав не одну тысячу коренных обнажений, задокументировав не одну тысячу погонных метров открытых и закрытых горных выработок и пересмотрев не одну тысячу ящиков керна, мы не можем поверить в принадлежность хотя бы даже и части рассматриваемого комплекса к палеозою. Довольно сильно метаморфизованные породы комплекса, лишённые каких-либо остатков фауны, правильнее, на наш взгляд, полностью помещать в протерозой. Ведь резкий скачок и степени метаморфизма пород, и их охарактеризованности окаменелостями – это отличительная особенность именно рубежа докембрий–фанерозой, а не какого-либо другого рубежа внутри фанерозоя. Наблюдая изо дня в день в течение десятилетий тысячи музейных образцов, отобранных из разрезов большинства континентов земного шара, мы имели возможность убедиться в том, что эта закономерность выдерживается повсеместно. Подчеркнём, что метод определений абсолютного возраста в настоящее время не признаётся надёжным, а палеозойские споровые и пыльцевые зёрна могли вмываться в более древние породы поверхностной водой.

Одновременно, возможно, придётся пересматривать и стратиграфический диапазон формирования множества интрузий, участвующих в строении домеловых толщ Западного Предкавказья и Азовского моря. Магматические тела представлены гранитами, гранодиоритами, грейзенированными пегматоидными гранитами, кварцевыми диоритами, в Азовском море – диоритами и гранодиоритами (скважины Стрелковая-20, интервал глубин 1957–2023 м; Сигнальная-208, интервал глубин 826–872 м).

Ну а имеется ли в Западном Предкавказье и Азовском море достоверно установленный палеозой? Ответить на этот вопрос утвердительно и однозначно пока не представляется возможным.

Весьма вероятно, что палеозойскими

являются немые пестроцветы, тела которых сохранились в виде располагающихся разрозненно останцов. В Азовском море их нет, а в Западном Предкавказье они известны на многих площадях бурения – Южно-Леушковская, Ленинодарская, Щербиновская, Ясенская и др. Для этих тел, имеющих небольшую мощность и считающихся одновозрастными, разные авторы находили разное место в стратиграфической шкале: докембрий–палеозой, девон, верхний карбон–пермь, верхняя пермь–нижний триас, пермо–триас. Наибольшее внимание в литературе уделено изолированному телу комплекса пестроцветов Ясенской площади бурения. В разрезе скважины Ясенская-1 (интервал глубин 2235–2500 м) описаны довольно сильно метаморфизованные пестроцветные конгломераты с кварцевой галькой и углами падения 30–50^0. По литологической характеристике они обнаруживают большое сходство с урлешской свитой кембрия Северного Кавказа. Мы считаем возможным провести параллель между пестроцветами Ясенской площади бурения и урлешской свитой, а не более молодыми стратиграфическими подразделениями. В дальнейшем это наше предположение подлежит проверке и, если оно окажется верным, то подошва комплекса пестроцветов будет соответствовать подошве складчатого фундамента Скифской плиты.

Наиболее молодой комплекс складчатого фундамента Скифской плиты по своему значению в истории формирования этой тектонической структуры ключевой. По нему имеется много сведений, которые были получены по результатам обширного бурения в северной части Западного Предкавказья и Азовском море. Господствующие породы комплекса – аргиллиты (называемые также углисто-глинистыми сланцами). В виде отдельных прослоев присутствуют алевролиты, песчаники (в основном сливные, т. е. песчанико-кварциты, и аркозовые), редко конгломераты, известняки и мергели, а также кварцевые порфиры, порфириты, кератофиры, туфы, туффиты и прочие туфогенные породы. Отмечаются стяжения сидерита и доломита. Породы сильно дислоцированы – наблюдаются их частая перемятость, многочисленные зеркала скольжения и углы падения от 5 до 90^0.

Ни одна из скважин не была добурена до подошвы комплекса и поэтому его приподошвенные и подстилающие породы неизвестны. Неполная мощность комплекса в разрезе скважины Приморско-Ахтарская-1 (глубиной 5005 м, восточное побережье Азовского моря) равняется 2671 м. Предполагают, что общая мощность комплекса в наиболее полных разрезах очень велика и превышает 4000 м.

Принадлежность отложений комплекса к стратиграфическому интервалу средний триас–нижняя юра обоснована определениями криноидей, двустворок и фораминифер, в том числе по Бейсугской и Западно–Бейсугской площадям бурения Азовского моря. В некоторых случаях отложения отнесены к этому же стратиграфическому подразделению без подтверждения палеонтологическими данными, а лишь с учётом их литологических особенностей (например, на площадях бурения Обручева, Небольшая и Морская первая в Азовском море). Самый нижний уровень находок остатков фауны в разрезе скважины Приморско-Ахтарская-1 проходит в интервале глубин отбора керна 4629–4635 м.

От Западного Предкавказья и Азовского моря комплекс среднего триаса–нижней юры протягивается далеко на запад – в Крым (где его именуют таврической серией) и северо-западную часть шельфа Чёрного моря (скважины: Десантная-1, интервал глубин 2600–3125 м и Фланговая-2, интервал глубин 3250–3300 м).

Корреляция комплекса среднего триаса–нижней юры с одновозрастными отложениями Восточного Предкавказья, Северного Прикаспия и Нижнего Поволжья не проведена.

На севере Западного Предкавказья и в Азовском море комплекс среднего триаса–нижней юры выходит под подошву своеобразного комплекса континентальных отложений локального распространения

(скважины Крыловская-35, Бейсугская-50, Западно–Бейсугская-2 и -205, интервалы глубин соответственно 2834–3232 м, 1945–1987 м, 1300–1390 м, 1150–1190 м). Комплекс залегает горизонтально, сложен неизвестковыми глинами, переслаивающимися с песчаниками, часто грубозернистыми, с примесью гравия, обильно насыщенными обрывками углефицированной и оторфованной древесины. Характерно преобладание светлой, часто почти белой, окраски у песчаников, в связи с чем комплекс описан в литературе под названием «сахаровидные» песчаники. Остатков фауны в отложениях не встречено. По косвенным признакам комплекс под вопросом включён в стратиграфический интервал, охватывающий плинсбас и тоар (верхняя часть нижней юры).

Поверхность раздела двух комплексов – более древнего (средний триас–нижняя юра) и более молодого (верхняя часть нижней юры), – отвечающая резкому угловому несогласию, по-видимому, ограничивает складчатый фундамент Скифской плиты сверху. Второй из комплексов (т. е. верхняя часть нижней юры), стратиграфическую позицию которого ещё предстоит уточнять, является, очевидно, основанием платформенного чехла Скифской плиты.

Рассмотренный комплекс верхней части нижней юры мы отождествляем с олейниковской свитой (тоар?) разрезов скважин Лаганская-1 (интервал глубин 2387–2432 м) и Морская-1 (интервал глубин 1832–1876 м) Каспийского моря.

Вернёмся к комплексу среднего триаса–нижней юры Западного Предкавказья и Азовского моря. Длительное время никаких палеонтологических остатков в его отложениях не находили и считали их карбоном. Единственным основанием для такого заключения служила якобы наблюдавшаяся литологическая одинаковость отложений с теми отложениями разреза скважины Песчанокопская опорная, в которых были встречены плохой сохранности фораминиферы, определённые Н.А. Редичкиным как турне–нижневизейские (нижний карбон, интервал глубин 2561–2565 м). Комплекс среднего триаса–нижней юры Западного Предкавказья и Азовского моря попал во множество публикаций (полностью или частично) как каменноугольный. По результатам сопоставлений одних только литологических характеристик исследуемых отложений и отложений разреза Песчанокопской опорной скважины устанавливали карбон даже в Крыму.

В некоторых публикациях комплекс среднего триаса–нижней юры, возможно, и сейчас фигурирует как каменноугольный. Например, непонятно, какой карбон имеет в виду И.И. Греков, когда говорит о его присутствии в зоне границы Ростовского выступа и Азово-Кубанской впадины Скифской плиты. Не тот ли карбон, который перестал им быть, так как перенесён в средний триас–нижнюю юру? Возникают вопросы и к Г.И. Лебедько, рисующему картину перспектив нефтегазоносности карбона Предкавказья. По причине недостаточно убедительного обоснования остаётся под сомнением выделение карбона и в разрезах многих скважин Восточного Предкавказья и Прикаспия, включая скважину Ипатовская опорная.

Из сказанного следует, что на одну скважину – Песчанокопская опорная – «легла ответственность» за весь карбон огромной территории. В этих обстоятельствах было бы не лишним проверить, абсолютно ли достоверен карбон разреза самой этой скважины. Ведь критерии его выделения производят впечатление зыбких. Информация о наличии карбона в разрезах скважин Челбасская-25 и Староминская-50 позже была опровергнута: каменноугольные фораминиферы находились в керне из этих скважин внутри известняковых галек, заключённых в триасовую породу, т. е. они переотложены.

Таким образом, досреднеюрская стратиграфия юго-востока Европы на сегодняшний день изучена слишком поверхностно, чтобы можно было надеяться

на эффективное ведение дальнейших поисково-разведочных работ.

Новое направление геологии – тектоностратиграфия – сможет успешно развиваться только на базе качественной традиционной стратиграфии.

РОЛЬ МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Усманов А.И., Кустарникова А.А.

Институт геологии и геофизики им.Х.М.Абдуллаева Академии наук РУз, Ташкент (ahusm@mail.ru)

В фанерозойской геологической истории Западного Тянь-Шаня мантийный магматизм фиксируется трижды. Наиболее раннее его проявление относится к позднему протерозою (R) и связано со спрединг-субдукционными процессами, обозначившими акваторию Туркестанского палеоокеана породами офиолитовой ассоциации. В раннем палеозое этот мантийный магматизм сменяется внутрикоровым во вновь образованной океанической литосферной плите в виде базальт-андезит-плагиориолитового ряда формаций сопровождавшихся характерными для них золотосодержащими колчеданными месторождениями. Все магматиты возрастного периода (R-S) объединены в первый цикл магматизма, характеризующегося низкощелочными магмами натриевого профиля щелочности, который наблюдается также в регионально-метаморфических и метасоматических (околорудных) процессах связанных с этим циклом.

Второе внедрение мантийной магмы датируется поздним девоном, когда формировался карбонатный чехол квазиплатформы (D-C^1_2), в который внедрилась пикритовая магма в ассоциации с базальтами нормального ряда в виде туфов и межпластовых гипабиссальных тел, сопровождавшихся рудными концентрациями железа и титана. С этой мантийной «инъекции» в Западном Тянь-Шане начинается второй цикл активизации магматизма, который сначала проявился как внутриплитный, то есть трапповый, а потом (C_2^2) как коровый. Ультраосновная и основная магма внедрилась в глубинный разлом субширотного простирания, прослеженный на территории Узбекистана более чем на тысячу километров и по предложению акад.И.Х.Хамрабаева носит название Трансазиатского.

Заключительные импульсы траппового (квазиплатформенного) магматизма (C_1-C_2^1) были преимущественно субщелочными и проявились в виде вулканической, вулкано-интрузивной и интрузивной фаций основного, среднего и кислого состава, кали-натриевого или калиевого профиля щелочности. В это время меняется простирание тектонических структур с меридионального и субширотного на преимущественно северо-западное. Кроме того появляются кольцевые вулканогенные и вулкано-интрузивные структуры. Широко развиты дайковые пояса, в которых преобладают лампрофиры. Среди последних наиболее основные представители - лампроиты алмазоносны, со средними и кислыми дайками, а также малыми интрузиями того же состава ассоциируются крупные комплексные месторождения золота, вольфрама, меди. Со второй половины каменноугольного периода до конца палеозоя магматизм в Южном Тянь-Шане становится верхнекоровым, так как представлен в основном гранитоидными плутонами известково-щелочного ряда натриево-калиевого профиля щелочности, а также редкими интрузивами повышенной щелочности натриевого и калиевого профиля.

В Срединном Тянь-Шане гранитоидный магматизм ограничивается средним карбоном, после которого до конца палеозоя проявлялся, так называемый, «субсеквентный» магматизм, характеризовавшийся неоднократным и одновременным проявлением нормальных и субщелочных магм преимущественно среднего состава, которые постепенно раскислялись во-времени. Продукты этого магматизма слагают позднепалеозойский

Бельтау-Кураминский вулкано-плутонический пояс.

И, наконец, в начале мезозоя на территории Западного Тянь-Шаня, представлявшего молодую платформу, в третий раз внедрилась мантийная магма. На этот раз – это были продукты преимущественно ультраосновной магмы щелочной серии - дайки щелочных пикритов, щелочных лампрофиров, карбонатитов и др. Дайки фиксируются в разломах разных простираний, но чаще всего в северо-восточных. При этом часть их локализуется и в зоне Трансазиатского линеамента – в Нуратинском и Букантауском его сегментах, свидетельствуя о долговечности функционирования данной тектонической структуры, возрастные рамки которой охватывают период времени от позднего протерозоя (спрединг Туркестанского палеоокеана) до мезозоя (молодая платформа), то есть. более 600 млн.лет. За это время произошло изменение мантийных магм от низкощелочного – субщелочного до щелочного состава, которое составляет эволюционный мантийный мегацикл, состоящий из трех циклов, каждый из них характеризуется различным составом мантийных магм и их воздействием на прорываемую земную кору, которое определяется мощностью, а главное составом последней.

ВОСТОЧНО-АЗИАТСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА ТИХОГО ОКЕАНА: КОРРЕЛЯЦИЯ СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ

Уткин В.П.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия
(stakhor@jandex.ru.)

Восточно-Азиатский пояс (ВАП) и Тихоокеанские пояса (ТП) (вулканические цепи Магеллана, Лайн-Гамбье, Маршала-Гилберта и др.), простираясь на тысячи км соответственно на СВ и СЗ, относятся к классу диагональных линеаментов Земли. Привлекает внимание генеральная синхронность их формирования (мел-кайнозой). Важно установить структурно-динамические условия развития магматизма ВАП и ТП. Проблема решалась на сопоставлении, прежде всего, наиболее хорошо изученного Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса (ВСАП), крупного сегмента ВАП, с Магеллановыми горами (МГ) [2, 3, 4].

ВАП сформирован в мелу-кайнозое вдоль окраины Азии в условиях сдвигового геодинамического режима Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны, рассекающей разновозрастные (архей-мезозой) протоструктуры континентальной коры [1]. В косом эрозионном срезе структур Сихотэ-Алиня, погружающихся на В-СВ (рис. 1), в строении ВСАП выделяется два уровня[2]: нижний плутоногенный и верхний вулканогенный. Нижний представлен уплощенными телами гранитоидов (Rb/Sr:128±16-98±15 млн. лет), размещенными, преимущественно, под и в низах (берриас-валанжин) раннемелового комплекса терригенных осадков (мощность достигает 12 км), сосредотачиваясь, как и рудная минерализация, в антиклинальных структурах, (рис. 1). Позднемеловой-палеоценовый вулканический чехол (с запада срезан эрозией) несогласно перекрывает складчатое основание. Последовательное формирование нижнего и верхнего уровней магматизма ВСАП происходило в следующей структурно-динамической обстановке [2].

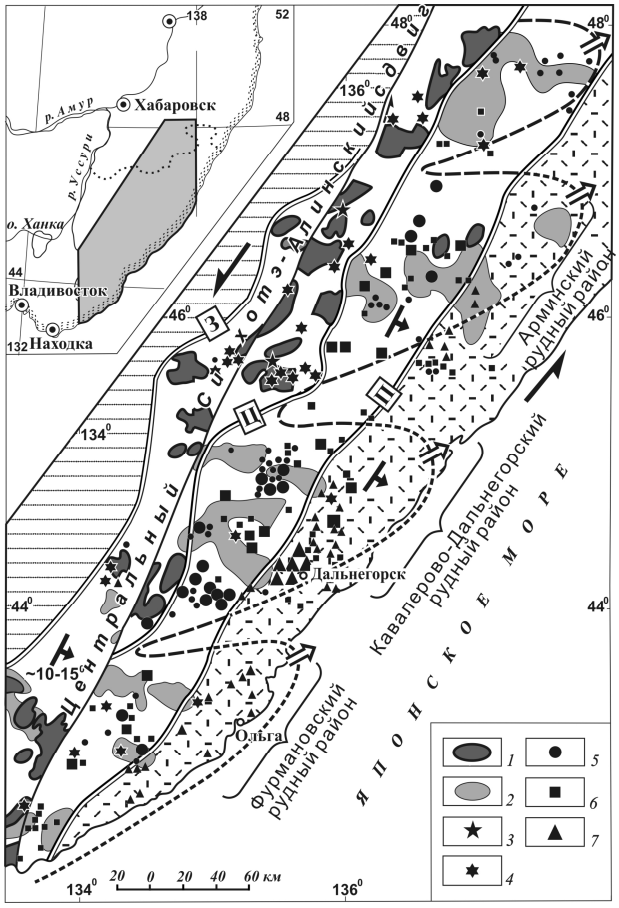


Рис. 1. Эшелонированные антиклинали (парагенезы левых сдвигов Сихотэ-Алиня), контролирующие альб-сеноманский интрузивный магматизм и рудную минерализацию (косой эрозионный срез) [2]. 1-2 – гранитоиды, вскрытые эрозией (1) и криптогранитоиды (2); 3-7 – рудные месторождения с вертикальной (в плане – с запада на восток) вещественно-температурной зональностью минеральных ассоциаций от вольфрамитовых (3) через касситеритовые (4-6) к относительно низкотемпературным свинцово-цинковым (7).

Левосдвиговая система заложилась в раннем мезозое и в условиях субмеридионального сжатия континентальной коры прерывисто-

непрерывно развивалась до кайнозоя. В раннем мелу активные сдвиги перекрывались комплексом терригенных осадков с развитием конседиментационной складчатости, косая ориентировка которой к левым сдвигам указывает на ее формирование как структурных парагенезов. Нижнемеловой комплекс, еще не рассеченный сдвигами, выполнял роль экрана для поступающих по глубинным разломам (сдвигам) магмогенерирующих флюидов с образованием магматических криптоочагов, прежде всего, в пределах антиклиналей, которые в условиях латерального сжатия были наиболее благоприятными структурами развития декомпрессионных камер. К позднему мелу сдвиги рассекли раннемеловой складчатый комплекс и вскрыли не раскристаллизованные остаточные магматические очаги, что привело к обильному вулканизму с формированием вулканического чехла. Главными магмоподводящими каналами служили сосдвиговые структуры растяжения широтного и северо-западного простирания диагонально рассекающие складчатые структуры основания вулканитов. Наиболее крупные – вулкано-тектонические структуры растяжения (ВТСР) компенсированы преимущественно кислыми вулканитами, субинтрузивами и контролируют многочисленные вулканические постройки, широкий возрастной диапазон которых указывает на многократное приоткрывание структур растяжения в течение сеномана-палеоцена. З-СЗ ориентировка ВТСР, ограниченных с флангов сдвигами, как и доминирующее С-СЗ простирание, косое по отношению к сдвигам, дайковмещающих структур растяжения, свидетельствуют о их раскрытии в условиях левосторонней активизации сдвигов. Развитие ВТСР между плутоническим уровнем магматизма и вулканическим чехлом подтверждает их связующую роль как основных магмоподводящих каналов. В этих условиях от магматических очагов продвигалась рудоносная газово-жидкая фаза, последовательно сбрасывая рудные ассоциации в зависимости от РТ-условий разных уровней коры, что обусловило формирование вертикальной вещественно-температурной зональности (рис. 1).

МГ сформированы в мел-кайнозойский период и представлены

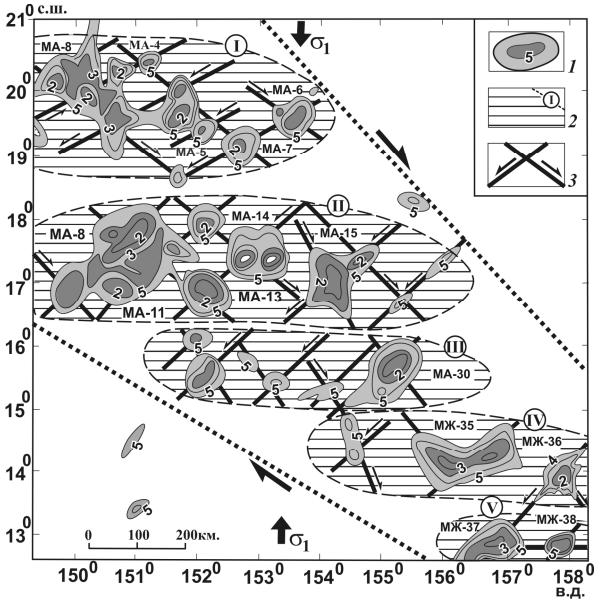


Рис. 2. Эшелонированные брахиантиклинали Магеллановых гор (парагенезы правых сдвигов нижней литосферы), контролирующие мел-кайнозойские вулканические постройки (гайоты) [3]. 1-2 – гайоты (1), сформированные в пределах брахиантиклиналей абиссальной плиты (2); 3 – диагональные соскладчатые правые и левые сдвиги.

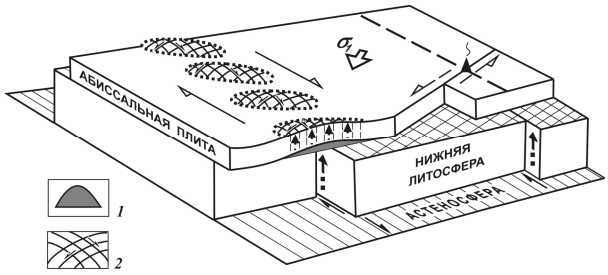


Рис. 3. Геодинамическая модель формирования вулканических поясов в условиях активизации сдвигов нижней литосферы [3]. 1-2 – генерация магматических очагов (1) под брахиантиклиналями (2).

вулканическими сооружениями (гайотами), возвышающимися над абиссалью до 5000 м (рис. 2). Наиболее компактные группировки гайотов образуют широтные ареалы, кулисно-эшелонированное расположение которых

с равным шагом (около 250 км) отвечает положению складок, сформированных над правыми сдвигами нижней литосферы [3]. Протоантиклинальное строение этих структур устанавливается реконструкционным подъемом гайотов, погруженных ныне на глубины 1,5-2,5 км вместе с океанической корой, на уровни формирования их эрозионных срезов. Кроме того расчеты показывают: если весь объем мантийных продуктов, которыми сложены вулканические постройки, реконструктивно вернуть на место их генерации под океаническую кору, то она поднимется на 1,5-2 км с образованием широтных сводовых поднятий. Опускание сводов вместе с усеченными абразией вулканическими постройками, по-видимому, произошло в результате значительного опустошения подсводовых магматических очагов в процессе вулканизма с последующим давлением огромных масс вулканических гор. В линейных сводовых поднятиях наиболее крупные гайоты размещены вдоль их осей (рис. 2), указывая на развитие главных магматических очагов в ядрах этих антиформ, что согласуется с доминирующей концентрацией криптоочагов магматизма в ядрах антиформ ВСАП (рис. 1). Детальный анализ [4] структурно-динамических условий развития гайотов Грамберга, Альба, Федорова указал на их развитие над структурами растяжения – структурными парагенезами СЗ и СВ соответственно правых и левых сдвигов, рассекающими своды (рис. 2) в полном соответствии с ориентировкой известных в структурной геологии систем диагональных соскладчатых сдвигов.

Процессы структурирования и магматизма МГ происходили в следующей последовательности [3]. Плитобазальтовый комплекс перекрывал нижнюю литосферу, по-видимому, уже рассеченную сдвигами (рис. 3). Мел-кайнозойская активизация транзитных СЗ правых сдвигов нижней литосферы привела к срыву абиссальной плиты и формированию над сдвигами кулисно-эшелонированных брахиантиклиналей с декомпрессионными криптокамерами, благоприятными для локализации глубинных магм, флюидов с развитием магматических очагов (рис. 3). Рассекшие брахиантиклинали соскладчатые сдвиги, сопровождаясь структурами растяжения, вскрыли магматические очаги, что обусловило формирование вулканических сооружений.

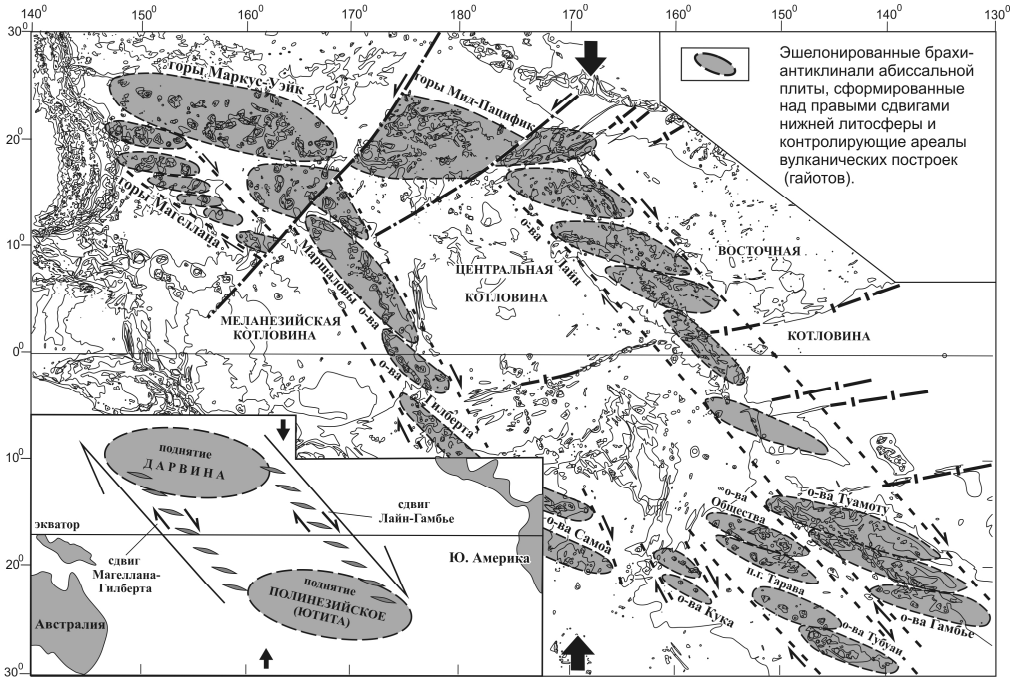


Рис. 4. Контроль вулканических поясов Тихого океана правыми сдвигами нижней литосферы [3].

Корреляция процессов структурирования и магматизма, синхронно сформировавшихся МГ и ВСАП, указывает на отсутствие принципиальных различий между структурно-динамическими условиями их развития. Индивидуальные особенности их строения и состава магм обусловлены не геодинамическими причинами, а структурно-вещественными особенностями континентальной и океанической литосфер.

Анализ размещения ареалов максимального сосредоточения вулканических построек в пределах простирающихся на тысячи км линейных вулканических поясов Тихого океана показал [3], что они также образуют эшелонированные структуры (рис. 4), идентичные эшелонам магмоконтролирующих сосдвиговых антиформ МГ (рис. 2). Полное сходство инфраструктур, как и генеральная синхронность их развития, позволяет рассматривать формирование всей системы интраокеанических поясов СЗ простирания над правыми сдвигами океанической литосферы. Эти сдвиги по ориентировке и кинематике идентичны зонам правых сдвигов западной окраины Сев. Америки и юго-западной окраины Евразии (рис. 5). Совокупность транзитных систем СЗ правых и СВ левых сдвигов подтверждает наличие планетарной сети диагональных сдвигов, рассекающих не только континентальную, как считалось, но и океаническую литосферы, формировавшихся в условиях меридионального глобального сжатия, видимо, обусловленного центробежными силами Земли. Изменение степени активности сдвиговых систем, возможно, зависит от изменения скорости вращения планеты и их удаленности от полюсов.

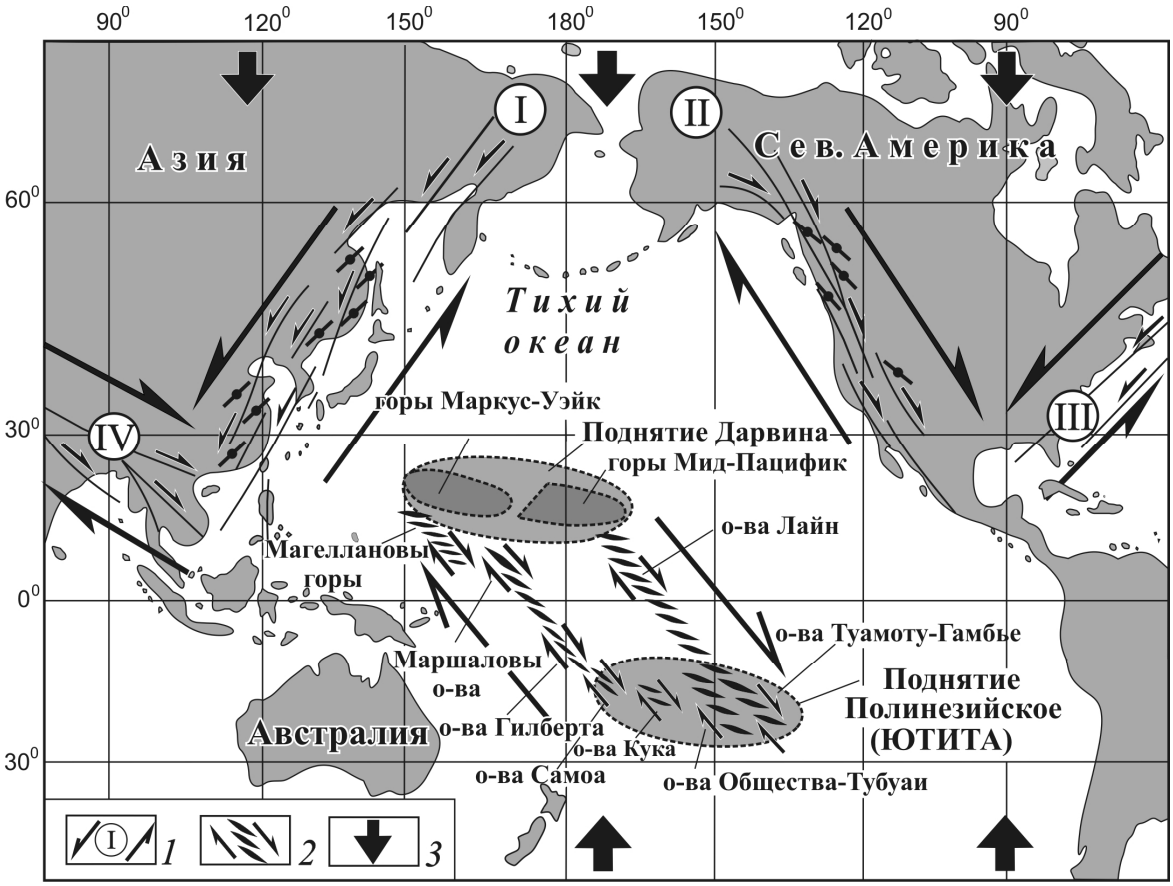


Рис. 5. Сдвиговые зоны континентальных окраин и океанической литосферы [3]. 1-2 – окраинно-континентальные (1) и океанические (2) сдвиговые зоны; 3 – направление ротационных напряжений сжатия литосферы северного и южного полушарий.

Генетическими аналогами широтных антиформ МГ, по-видимому, являются субширотные мегасводы, входящие в поднятие Дарвина, на которых размещены горы Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик (рис. 4, 5), а также субширотное Полинезийское поднятие, состоящее из эшелонированных магмоконтролирующих антиформ (о-ва Туамоту, Гамбье, Общества, Тубуаи и др.). Учитывая значительные размеры и аномальное строение коры, есть основание предполагать, что формирование поднятий Дарвина и Полинезийского обусловлено воздыманием океанической литосферы в целом. В условиях меридионального сжатия литосферы под Полинезийским сводом продолжает развиваться декомпрессия, что приводит к магматической активизации астеносферы с формированием, так называемой Южно-Тихоокеанской изотопной и термической аномалии (ЮТИТА), которая, по мнению некоторых исследователей, существует около 120 млн. лет. В подобных условиях, преимущественно в меловой период, вероятно, формировались и горы на субширотных мегасводах Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик.

Поднятие Дарвина и Полинезийское размещены на одних и тех же широтах (рис. 4 (врезка),5), располагаясь в поясах, так называемых критических параллелей ($20\text{-}50^0$ с.ш. и ю.ш.), областей максимального тангенциального перемещения подкоровых масс в условиях неравномерного вращения Земли, активно воздействующих на тектонику литосферы. С этими критическими параллелями многие исследователи (начиная с С.А.Гумбольдта) связывают формирование широтных складчатых поясов северного и южного полушарий. Возможно, сводовые поднятия Дарвина и Полинезийское отражают своеобразную складчатость океанической литосферы. Вместе с тем можно предположить, что поднятия являются следствием фронтального скучивания литосферы, медленно смещающейся под воздействием центробежных сил в направлении экватора. Северные и южные меридиональные напряжения, «встретившись» вблизи экватора, реализовались формированием Экваториальной сдвиговой зоны (сдвиги Лайн-Гамбье, Магеллан-Гилберта), ориентированной под углом 45^0 по отношению к встречным направлениям сжатия литосферы Северной и Южной Пацифики (рис. 5).

Литература

1. *В.П. Уткин.* Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // ДАН. 1979, т. 240, № 2, с. 400-403.
2. *В.П.Уткин*. Строение, геохронология и структурно-динамические условия вертикального развития Восточно-Сихотэ-Алинского магмо-металлогенического пояса // ДАН. 2005, т. 4, № 5, с. 659-663.
3. *В.П.Уткин*. Роль сдвигов океанической литосферы в формировании вулканических поясов Тихого океана // ДАН. 2006, т. 408, № 5, с. 650-655.
4. В.*П.Уткин, А.И.Ханчук, Е.В.Михайлик, Л.Б.Хершберг.* Структурно-динамические условия формирования гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2006, т. 25, № 2, с. 3-14.

ОЦЕНКА ЭКОЛОГИЧЕСКОГО ПОСЛЕДСТВИЯ ОТХОДОВ УГОЛЬНОЙ ШАХТЫ САНГРУД

Фазлави Али, Маджид Мохсени

В данной работе, в начале, приведена экологическая экспертиза по региону Сангруд, как водораздел реки Шахруд, ведущая к озеру плотины Манджила. Тогда, путем наблюдения за накопленными отходами и изучения долины и созданные водоразделы на них, были исследованы вопросы эрозии отходов и их транспортировки, от места добычи до региона. Определялась их доля загрязнений на поверхностные и поводковые воды и изучалось заполнение нижних территорий реки. После забора пробы отходов был проведен элементный анализ в результате которого были определены содержание угля и количество возобновляемого угля. (Хранилища отходов туннелей 1;2;3; и 5; которые по сравнению с другими хранилищами туннелей, более широкие и эрозированные, были в эксплуатации дольше, в настоящий момент предполагается масса отходов 1 мил. тонн).

По результатам проведенного анализа образцов, стало известно, что отходы имеют около 16.7% чистого угля и 83.3% углесодержащих аргиллитов. Из указанных величин по гранулированию отходов, в целом можно утилизировать только 10.7% из углей находящихся в отходах и 6 % из 16.7% имеют мелкозерные гранулы, данную массу экономически не выгодно утилизировать и остаются в отходах.

В конец для ликвидации загрязнения окружающей среды, предлагается максимально утилизировать угли отходов а также контролировать хранения отходов содержащих не утилизируемых углей после утилизации. Условия выполнения подробно рассмотрены в отдельном исследовании.

ВЕЛИЧИНЫ ЭВСТАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА В НЕКОТОРЫЕ ПЕРИОДЫ ПАЛЕОЗОЯ (НА МАТЕРИАЛАХ ПО ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ)

Файницкий С. Б.

Саратовский Государственный Университет имени Н.Г.Чернышевского, Саратов, Россия
(neft-gaz.prognoz@bk.ru)

Кунин Н.Я и Кучерук Е.В. [1], на основе обобщения результатов отечественных и зарубежных исследований по вопросу эвстатических колебаний уровня Мирового океана, отмечают, что, по мнению большинства специалистов, максимальные суммарные его изменения в течение фанерозоя составили 850 метров: максимальный подъем уровня до 500м (по отношению к современному уровню) и максимальное понижение, также к современному уровню океана, на 350м. Свое отношение к этим выводам Кунин Н.Я и Кучерук Е.В. [1] выразили на стр.82 своей работы: «Материалы различных исследователей получены на разной методической основе, а итоговые зависимости во многом противоречивы. Поэтому использование дедуктивного подхода представляется совершенно неприемлемым». Автор данной публикации разделяет это мнение, поскольку прекрасно знает всю неопределенность выводов, построенных на опосредованных данных сейсмстратиграфии.

Для того, чтобы можно было оценить достоверность ниже приведенных результатов по оценке величин колебаний уровня Мирового океана, целесообразно предварить их кратким описанием методических принципов получения этих результатов.

На основе сейсмостратиграфических исследований, как правило, четко фиксируется, что в пределах платформ любое стратиграфическое подразделение отделяется от предыдущего перерывом морского осадконакопления. Это означает, что на платформе устанавливаются континентальные условия, для которых характерна густая речная сеть. Реки, как правило, стекают в океаны, уровень воды в которых и определяет уровень их конечного базиса эрозии. Если на основе сейсмопалеогеоморфологического (СПГ) метода [3] определить значения необходимых параметров крупной палеореки, в том числе и значения перепада высот конечных точек ее профиля равновесия, то это позволит определить величины падения уровня Мирового океана в интересующий нас отрезок геологического времени.

В данной работе изложены результаты определения значений эвстатических колебаний уровня Мирового океана в некоторые интервалы палеозоя на основе изучения эрозионных форм палеорельефа по территории Прикаспийской впадины.

На рис. 1 приведен сейсмо-геологический профиль через восточный сектор борта Прикаспийской впадины. Хорошо видно, что нижнепермские (сакмаро-артинские) молассовые отложения с угловым несогласием срезают нижележащие каменноугольные разновозрастные комплексы до верейских, включительно. Высота восточного сектора бортового уступа по подошве ниженепермских отложений составляет 2350м: от минус 1850м до минус 4150м в районе скв. 17 Мортук, а по подошве кунгурских отложений высота борта составляет 1830 метров. Поскольку в районе кромки борта каменноугольные отложения гжельского возраста представлены карбонатами, то можно с уверенностью утверждать, что перед отложением нижнепермских осадков уровень моря был гипсометрически выше поверхности каменноугольных отложений.

Стратиграфический перерыв с угловым несогласием на границе пермского и каменноугольного комплексов пород означает, что перед

отложением нижнепермских осадков уровень моря понизился, как минимум, на 2350м. Но если это так, то сопоставимый результат, из-за глобальности процесса, мы обязаны получить и по другим секторам бортовой зоны Прикаспийской впадины.

На рис. 2 приведен сейсмо-геологический разрез через юго-западный (Астраханский) сектор борта Прикаспийской впадины. Астраханский свод проявляется по карбонатным отложениям башкирского возраста и более древним комплексам пород. Его южный склон заканчивается в районе скв. 4 Высоковской. Нижнепермские (ассельско-артинские) отложения, так же как и на восточном борту, представлены песчано-глинистыми комплексами пород, а отложения кунгурского возраста – непластичными галопеллитами. По данным бурения каждый последующий комплекс пород во временном интервале от среднекаменноугольного до позднепермского перекрывает предыдущий с угловым и стратиграфическим несогласием.

Астраханский свод детально изучен густой сетью поисково-разведочных и эксплуатационных скважин. Это позволяет с уверенностью утверждать, что в московское и последующие времена никаких тектонических перестроек не было. Следовательно, морфология поверхностей породно-слоевых комплексов московского и более молодого возраста не обусловлена тектоническими процессами.

Поскольку в составе рассматриваемого комплекса пород отсутствуют не только биогермные карбонаты, но и карбонаты вообще, то вновь можно с уверенностью утверждать, что расчлененность рельефа разновозрастных поверхностей анализируемых отложений не обусловлены седиментационными постройками типа рифов. В этом случае гора закартированная между двух моноклинальных поверхностей: C_1s и J_2, между скважинами №4 Высоковской и №16 Ю.-Астраханской по кровлям отложений московского, позднекаменноугольного и ассельского возрастов, высотой даже по низкому северному склону, соответственно, 630, 960 и 1560 метров, имеет эрозионный генезис. В этом случае следует вывод, что отрицательные формы рельефа, расположенные с обеих сторон этой горы, тоже имеют эрозионный генезис. Другими словами: это палеореки верейско-мелекесского и ассельско-кунгурского возрастов с высотой северных бортов, соответственно, 1520 и 1170 метров и южных бортов: 3716 и 3090 метров. Последние два значения можно только опосредованно использовать для анализа колебаний уровня Мирового океана. Это объясняется тем, что все рассмотренные отложения, за исключением кунгурских, являются молассовыми отложениями, по которым не удается определить положение уровня моря.

Между скважинами №4 Высоковской и №4 Ю.-Астраханской закартированы еще две палеоречные долины предпозднепермского и предпоздненеогенового возраста глубиной 700 и 220 метров, соответственно. Указанные значения даже близко не соответствуют величине понижения эвстатического уровня океана в обозначенные времена. Она (величина) характеризуется существенно большим значением. Указанные числа отражают всего лишь значения местных базисов эрозии.

Высота астраханского сектора борта Прикаспийской впадины по подошве пермских образований и подошве отложений кунгурского возраста составляют 2820 и 2670 метров, соответственно. Уместно напомнить, что по подошве пермских отложений на восточном секторе борта Прикаспийской впадины была получена сопоставимая величина – 2350м.

Материалы аналогичного анализа по выяснению величины колебания эвстатического уровня Мирового океана по территории саратовского сектора борта вновь показали сопоставимые результаты. Так по подошве песчано-глинистой толщи

верейско-мелекесского возраста максимальное значение высоты предмелекесского палеоборта, определяемое по разнице в значениях мощности анализируемой песчано-глинистой толщи в пределах саратовского сектора борта, составляет около1500 метров. Максимальное значение высоты нижнепермского бортового уступа по подошве соленосной толщи в пределах саратовского сектора бортовой зоны отмечено по Милорадовскому пересечению, где оно составляет 2660 метров.

Если полученные результаты верны, то они позволяют сформулировать следующие выводы.

1. В башкирско-раннепермский отрезок времени выявлены: предмелекесский, предпозднекаменноугольный, предассельский, предсакмарский, предраннеартинский, предпозднеартинский и предкунгурский этапы значительных (минимум до 2200 – 2800 метров) падений эвстатического уровня Мирового океана.

2. Если предположить, что глубина океанов в палеозое была примерно такой же, как сейчас, то при падении его уровня на три километра, на большей части его территории глубина не будет превышать три киломерта. В этой ситуации единый океанический бассейн распадется по срединным океаническим хребтам на отдельные бассейны глубиной в основном не превышающей три километра. Столь радикальные изменения характеристик бассейна неизбежно обусловит внутри биоты бескомпромиссную борьбу как межвидовую, так и внутривидовую, что естественно повлечет за собой не только резкие изменения типоморфных характеристик представителей оставшихся видов, но и, возможно, появление новых видов морских организмов. Последующая трансгрессия сформирует поверхность, которую стратиграфы примут за подошву нового стратиграфического подразделения.

Другими словами: километровые колебания уровня Мирового океана могут, по-видимоиу, являться одной из основных причин резких изменений в короткий промежуток времени типоморфных характеристик всех видов морской фауны. Это обусловливает уверенное определение стратиграфических границ.

3. Разновозрастные палеозойские бортовые уступы Прикаспийской впадины являются самыми протяженными (порядка 3200км) и самыми рельефными (высота бортов превышает 2000 и даже 3000 метров), структурными элементами Русской плиты, которые образовались не в результате тектонических блоковых движений, а, в основном, в результате процессов эрозии [2, 4].

Литература

1.Кунин Н.Я., Кучерук Е.В. Сейсмостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа. - Серия «Месторождения горючих полезных ископаемых», том 13, М., 1984.

2.Файницкий С.Б. Новые взгляды на геологическую модель и историю формирования Прикаспийской впадины. - Геология и минеральные ресурсы юго-востока Русской платформы. Международная научная конференция: Тезисы докладов. – Саратов, 1998. С.31.

3.Файницкий С.Б. Основные положения сейсмопалеогеоморфологического анализа и его возможности при поисках месторождений углеводородов - «Недра Поволжья и Прикаспия», НВНИИГГ, Вып.21, январь 2000.

4.Файницкий С.Б. Эрозионно-седиментационная модель палеозойского осадконакопления в Прикаспийской впадине. - Тезисы докладов VI-ой международной научно-практической конференции: Геомодель Часть-2. . М., изво: МГУ, 2004. С. 106-107. (ISBN 978-5-88942-086-6) С.62-64.

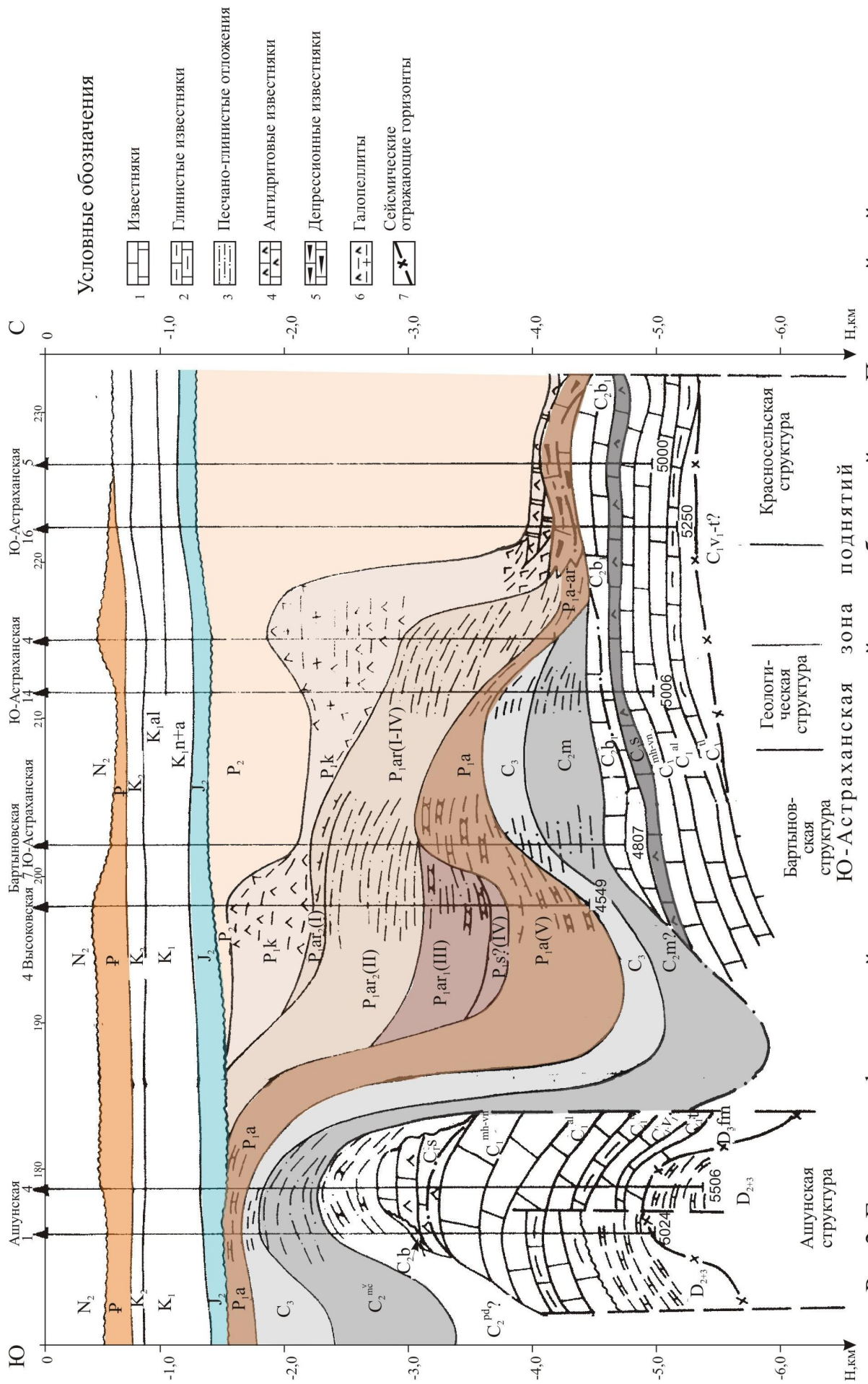


Рис.2. Геолого-геофизический разрез через юго-западный сектор бортовой зоны Прикаспийской впадины.
(по Файницкому С.Б. и Левиной В.И.)

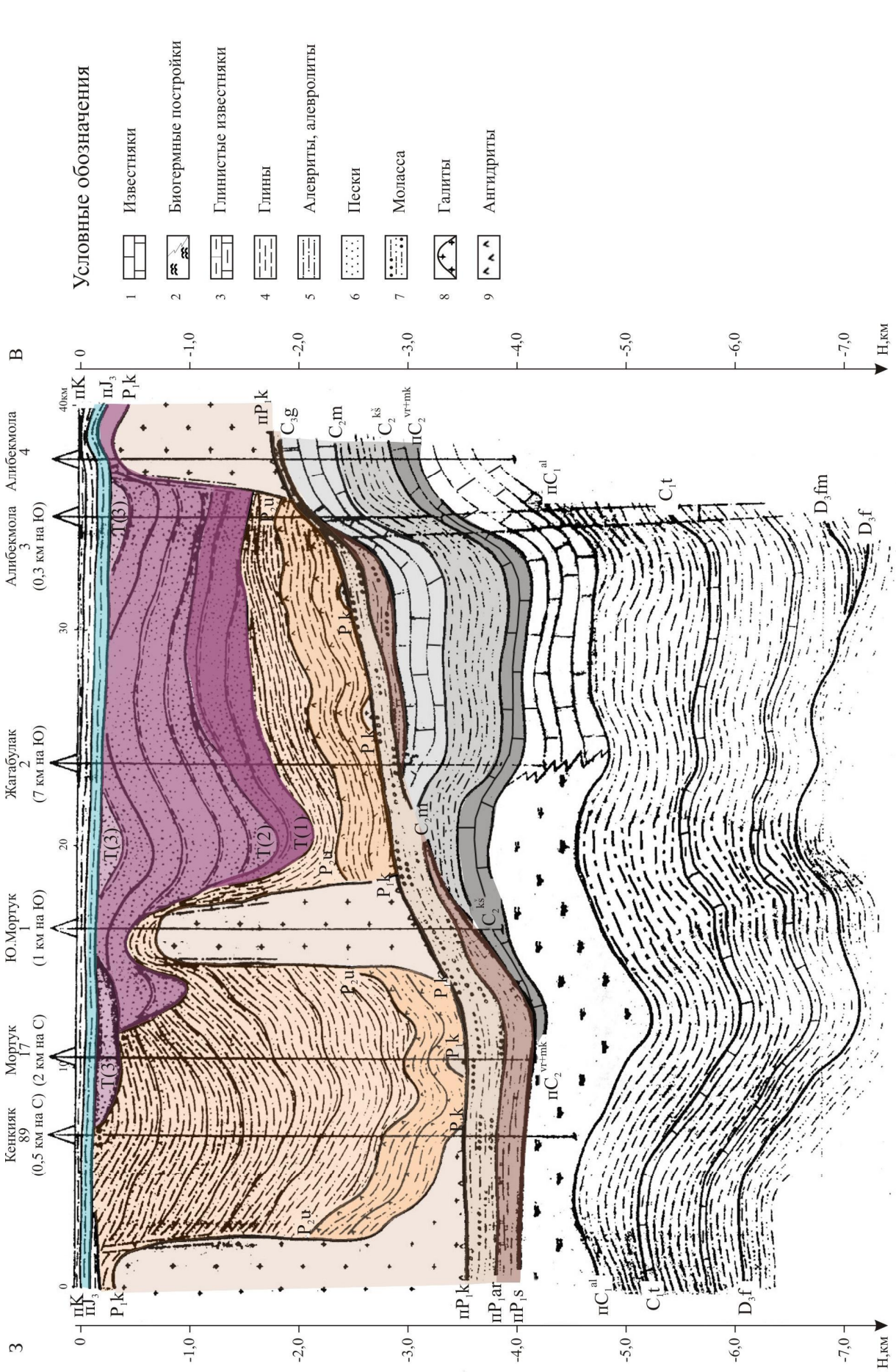


Рис.1. Сейсмогеологический разрез через восточный сектор бортовой зоны Прикаспийской впадины. (по Пахомову И.Б.)

УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТ-ГРАНУЛИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ: ОБЪЕКТЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ТИХООКЕАНСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Федотова А.А.[а,б], **Некрасов Г.Е.**[а], **Хаин Е.В.**[а], **Разумовский А.А.**[а], **Орлова А.В.**[а,в]

[а] *Геологический институт РАН, Москва, Россия (fedotova@ginras.ru)*
[б] *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия*
[в] *Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

Метаморфизм высоких температур – умеренных и высоких давлений, в отличие от высокобарического метаморфизма, не является индикатором определенной геодинамической обстановки. Однако, согласно нашим данным, образование гранулитов в ассоциации с дифференцированными ультрамафит-мафитовыми сериями можно рассматривать как показатель проявления определенных процессов на окраинах современных океанских бассейнов и их древних аналогов.

Для определения происхождения и геодинамических условий формирования гранулитовых комплексов, необходимо решение вопроса о механизмах обеспечения тепла, необходимого для метаморфизма высоких температур. Этот вопрос считается во многом неясным; рассматриваются следующие условия: глубинные части океанских плато; задуговые области островодужных систем; глубинные части подобных Тибетскому орогенных плато [1 и др.]. Нами будут рассмотрены объекты, на примере которых может быть предложен еще один механизм обеспечения условий для гранулитового метаморфизма.

Породы ультрамафит-мафит-гранулитовой ассоциации хребта Пекульней (Чукотка) входят в состав Восточно-Пекульнейского аллохтона, элемента покровной структуры района. [2]. Ультрамафит-мафитовая плутоническая часть ассоциации представлена породами двух серий: магнезиальной (от дунитов до пироксенитов) и магнезиально-глиноземистой (от оливин-шпинелевых и гранат-шпинелевых пироксенитов до гранат-содержащих клинопироксен-паргаситовых габбро). Гранулиты представлены гранат-амфибол-двупироксеновыми кристаллическими сланцами и гранат-клинопироксеновыми гнейсами. Температуры и давления, рассчитанные для основных гранулитов по согласованным геотермометрам и геобарометрам составляют 850-750°С и 12 кбар [2]. Sm-Nd изохронными определениями возраст метаморфизма гранат-клинопироксеновых гнейсов оценивается в 246±68 млн лет (εNd(T)=-6), клинопироксен-паргаситовых габбро – около 290 млн лет (εNd(T) от +6 до +7) [2, 3]. В строении комплекса, занимающего автохтонное положение, участвуют чарнокитоиды, залегающие в виде пластовых тел в кристаллических сланцах и парагнейсах низких ступеней гранулитовой фации. Близкий к расслоенным породам интервал возрастов и значений εNd получен для чарнокитоидов автохтонной части структуры хребта Пекульней, что говорит о возможном существовании первоначально единой дифференцированной серии, возникшей за счет фракционирования мантийных расплавов [3]. Образование этой серии и близких по возрасту гранулитов в данном регионе связано с условиями локального растяжения, возникшими на фоне роста аккреционного пояса [2, 3].

Породы эндербит-чарнокит-гранулитовой ассоциации запада Байкало-Муйского пояса (Северное Прибайкалье) [4] участвуют в строении сложнодислоцированной Кичерской зоны, для которой характерно широкое развитие ультрамафит-мафитовых комплексов. Кичерская зона граничит на западе и северо-западе с позднерифейскими вулканогенно-осадочными толщами Байкало-Патомского пояса, к контакту приурочена мощная зона тектонизированных пород. Основные гранулиты рассматриваемого района

чередуются с пластовыми телами лейкократовых двупироксеновых кристаллосланцев, эндербитов, чарнокитов и образованных по ним гнейсов. Гранулиты образованы в условиях высоких температур и умеренных давлений (около 8 кбар) [5]. Оценки возраста эндербитов из четырех точек, полученные U-Pb методом по цирконам магматического происхождения, находятся в интервале 605-620 млн лет [6, 7], εNd(T) от +3 до +5. Гранулиты совмещены с менее глубинным троктолит-пироксенит-габбровым комплексом, вся структуры запечатана гранитоидами субвулканического комплекса с возрастом 591±3 млн лет [7].

Гранулиты хребта Дариби (Западная Монголия) обнажаются в ассоциации с гнейсами в автохтоне покровно-складчатой структуры Дариб-Шишхид-Гарганской зоны [8, 9] обдукции неопротерозойских – раннепалеозойских офиолитов и островодужных комплексов на край Центрально-Монгольского микроконтинента. Массивы гранитоидов, а также габброиды дарибского интрузивного комплекса располагаются на границе автохтона и аллохтона, прорывая нижние части офиолитовых аллохтонов. Гнейсы автохтона интрудированы дунит-верлит-клинопироксенитовыми плутонами с роговообманковыми габброидами в краевых частях. Плагиограниты офиолитовой ассоциации, согласно U-Pb данным по цирконам, кристаллизовались около 570 млн лет назад [9, 10]. Равновесный парагенезис гранулитов (гранат, клинопироксен, плагиоклаз) формировался при температуре 700-750°С и давлении 6–7 кбар [10]. Возраст метаморфогенного циркона из этих пород оценивается в 510±4 млн лет, εNd(T)= 10 [10]. Оценка возраста амфиболового габбро дарибского инрузивного комплекса составляет 457±40 млн лет (Sm-Nd минеральная изохрона), εNd=+9 [9]. По характеру распределения РЗЭ, уровню их концентрации и значению εNd эта порода близка к континентальным железистым базитам, имеющим смешанный мантийно-нижнекоровый источник и претерпевшим значительную степень дифференциации [9]. Изотопно-геохронологические, геохимические и геологические данные свидетельствуют, что внедрение массивов дарибского интрузивного комплекса происходило в зрелую континентальную кору, на которую был обдуцирован пакет тектонических пластин.

На примере строения и истории развития трех объектов можно видеть, что гранулитовый метаморфизм проявился в условиях локального растяжения, происходившего на активной акрреционной или аккреционно-обдукционной (в случае присутствия микроконтинента в структуре активной окраины) стадии развития подвижного пояса. В этих ситуациях широко распространены одновозрастные гранулитам и более поздние ультрамафит-мафитовые интрузии разных уровней глубинности. Мы полагаем, что механизмом образования гранулитов и ассоциирующих ультрамафит-мафитовых комплексов на активных континентальных окраинах является деламинация субдуцируемой литосферной плиты, ведущая к образованию астеносферных окон [11 и др.]. Данный механизм обеспечивает одновременно источник тепла, поступление мантийных магм и дифференцированные тектонические движения, ведущие к совмещению на одном уровне гранулитов и интрузий различных уровней глубинности. В этой ситуации возможно быстрое выведение гранулитов в условия верхних уровней коры. Таким образом, можно видеть, что образование гранулитов может происходить не только в глубинных частях океанских или орогенных плато и в задуговых областях островодужных систем, но и в условиях роста аккреционных или аккреционно-обдукционных систем активных континентальных окраин.

Литература

1. *Brown M.* Characteristic thermal regimes of plate tectonics and their metamorphic imprint through Earth history // When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth? Ed by K. C. Condie and V. Pease. Geological Society of America Special Paper. Vol. 440, 2008, P. 97-128.

2. *Некрасов Г.Е.* Комплексы зоны раздела кора-мантия континентальных и переходных структур и вопросы вертикальной аккреции континентальной литосферы // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. Отв. ред. М.Г. Леонов. М.: Наука, 2002. С. 237-267.
3. *Некрасов Г.Е.* Фанерозойские гранулиты хребта Пекульней // Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб. 2007, С. 231-235
4. *Макрыгина В.А., Конева А.А., Пискунова Л.Ф.* О гранулитах в нюрундуканской серии Северного Прибайкалья //Докл.АН СССР, 1989, Т. 307, № 1, С. 195-201.
5. *Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т.* Байкало-Муйский вулканический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М: ГЕОС. 1999. 163 с.
6. *Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш.* и др. Вендский возраст эндербитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства. Докл. АН. 2000, Т. 371, № 5, С. 652-654.
7. *Федотова А.А., Аносова М.О., Разумовский А.А., Хаин Е.В., Орлова А.В.* Этапы геологического развития Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010, С. 136–138.
8. *Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kröner A. et al.* The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: New geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // Precambrian Research, 2003. V. 122, P 329–358.
9. *Хаин Е.В., Амелин Ю.В, Изох А.Э.* Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне обдукции Западной Монголии // Доклады РАН, 1995, Т. 341, № 6, С. 791–796.
10. *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В., Ковач В.П. и др.* Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника, 2002, № 2, С. 80–92.
11. *Хаин Е.В.* Гранито-гнейсовые купола и ультрабазит-базитовые интрузии в зонах обдукции офиолитов Геотектоника 1989, N 5, С. 38-51

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ

Фельдман В.И.

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Геологический факультет, Москва (feldman@geol.msu.ru)

Вторая половина XX столетия ознаменовалась отказом от гипотезы «огненно-жидкого» состояния Земли согласно гипотезе Канта – Лапласа. В соответствии с гипотезой О.Ю.Шмидта образование планеты рассматривается как результат аккреции холодных космических тел. Существуют разные варианты дальнейшего развития Земли, отличающиеся механизмами разогрева и дифференциации Земли [17, 18, 19]. После завершения аккреции (к рубежу 4.6 – 4.5 млрд лет Земля достигла 99 % радиуса и 95 % массы) начался разогрев планеты за счёт «гигантской метеоритной бомбардировки» (по аналогии с Луной), распада радиоактивных элементов, приливного воздействия Луны и других факторов. Максимум «гигантской метеоритной бомбардировки» [11, 19, 20 и др.] пришёлся на интервал 4.5 – 3.9 млрд лет. В это время верхняя часть Земли на глубину до 700 – 1000 км могла быть расплавлена с образованием, так называемого, магматического океана [8, 30 и др.]. Кристаллизация этого океана должна была привести к образованию кислой (тоналит-плагиогранитной) коры.

За этим отрезком жизни Земли (4.5 – 3.9 млрд лет) в последнее время закрепилось название гадейской эпохи. Геолого-петрографическое изучение пород с изотопными возрастами 3.9 – 3.8 млрд лет показало, что к этому времени на Земле уже существовали атмосфера и гидросфера, были запущены главнейшие механизмы выветривания, переноса и отложения продуктов разрушения магматических пород, их осадочной дифференциации. И среди древнейших метаморфических образований постоянно отмечаются разнообразные метапелиты и метапсаммиты, метакарбонаты и метасилициты [10]. Примерами таких толщ могут служить серия Исуа и гнейсы Амитсок в Гренландии, имеющие возраст 3.8 млрд лет [9], парагнейсы Баварии с возрастом 3.843 млрд лет [34], славгородская свита аульской серии на Украине с возрастом 3.91 млрд лет [5] и другие толщи нижнего архея. Подобные факты делают весьма маловероятным существование в гадее магматического океана и заставляют искать более простых геологических объяснений древнейшим этапам истории Земли.

По современным представлениям [7] нет причин говорить о «гигантской метеоритной бомбардировке», тем более в приложении к отрезку времени 4.5 – 3.9 млрд лет. При общем возрасте Солнечной системы 4.6 млрд лет и длительности заключительных стадий формирования Земли около 100 млн лет максимальная интенсивность аккреции, когда удары планетезималей привносили энергию в количестве примерно 3.9 х 10^{31} эрг/год) имела место около 50 млн лет с начала аккреции. Затем она быстро упала (до 0.2 х 10^{23} эрг/год) к 220 млн лет. После 60 млн лет нагрев поверхности Земли ударами падает ниже нагрева за счёт солнечных лучей уже к 100 млн лет. При этом «примитивная кора в отличие от современной не представляла собой некую оболочку определённой мощности», поскольку «падение тел разных размеров приводило к непрерывному перемешиванию…» её [7]. Толщина слоя перемешивания также быстро падала по мере затухания аккреции: от 0.05 радиуса Земли на отметке 25 млн лет до 28 км (120 млн лет) и всего около 1 км на 220 млн лет. Таким образом, процесс аккреции прекратился задолго до конца гадея. Однако, рассматривая физико-механическую сторону аккреции (массы планетезималей, их скорости, энергии столкновения и т.д.) астрофизика

оставляет в стороне судьбу вещества сталкивающихся космических тел.

В 1965 г. советский планетолог и геохимик К.П.Флоренский предложил гипотезу, которая позднее получила название «гипотезы ударно-испарительной дифференциации Земли на стадии аккреции» [16]. Суть этой гипотезы заключалась в том, что при столкновении планетезималей с растущей планетой происходит не только дробление, но и частичное плавление и испарение их вещества. Известно, что уже при скоростях соударения 1 – 2 км/с начинается потеря воды и газов; при 5 км/с (то есть уже при 10 % массы растущей Земли) происходит частичное плавление и испарение вещества соударяющихся тел. Поэтому 90 % массы Земли уже в процессе аккреции должны были приобрести состав, отличный от состава планетезималей. Образующийся при соударениях планетезималей пар частично рассеивался в пространстве, а частично притягивался растущей планетой, конденсируясь на её поверхности в расплав и (или) твёрдое вещество, частично образуя атмосферу и гидросферу. При этом естественно с возрастанием массы планеты менялся состав теряемых ею газов (в пользу концентрации на поверхности или над планетой всё более лёгкого вещества).

Экспериментально процесс испарения вещества при соударениях детально изучается с 80^{x} годов прошлого века О.И.Яковлевым, М.В.Герасимовым, Л.М.Мухиным, Ю.П.Диковым и др. [3, 21, 22, 27 и др.]. Эксперименты по испарению вещества при ударе показали, что конденсат пара 1) резко отличается по содержанию главных элементов от пород мишени, 2) его состав характеризуется более высокой окисленностью элементов переменной валентности, 3) при разлёте пара отмечается сдвиг изотопных равновесий. Причиной этих явлений является селективный характер испарения: при ударах по мишени основного – ультраосновного состава пар обогащается преимущественно кремнезёмом и щелочами, другие компоненты переходят в него в меньшей степени. Благодаря этому **конденсат пара при импактном испарении базальта имеет гранитный состав.** Кроме того, конденсат обогащается характерными для гранитоидных расплавов элементами-примесями – редкими землями, ураном, торием, рубидием, цирконием и др. Особо следует подчеркнуть обогащение конденсата цирконием. Улетучивание этого тугоплавкого элемента из мишени связано, с тем, что помимо ионов и оксидных группировок в паре присутствуют кластеры, отвечающие по составу фрагментам кристаллических решёток слагающих мишень минералов [4]. Применение при изучении конденсата рентгеноэлектронной спектроскопии позволило выяснить, что происходит окисление элементов переменной валентности. Так самородное и сульфидное железо углистого хондрита мишени в конденсате пара переходит в двухвалентный оксид; нульвалентная и сульфидная сера превращается в сульфатную; у кремния появляются типичные для гранитоидов высоко насыщенные связи. Отмечено разделение изотопов магния – более лёгкие ^{24}Mg и ^{25}Mg обогащают переднюю зону ударной волны, тогда как ^{26}Mg обогащает её тыльную часть. При этом разница в величине ^{24}Mg/^{26}Mg достигает примерно 200%! [21, 27].

Таким образом, ударный метаморфизм вещества растущей планеты (пород мишени и ударников) должен был приводить а) к формированию кислых горных пород из первоначально основных и ультраосновных планетезималей, б) к возникновению у растущей планеты газовой (а затем и водной) оболочки. При этом и газовая и водная оболочки должны были находится в динамическом равновесии с породами поверхности планеты.

Одновременно с ударным метаморфизмом развивались и другие процессы – гравитационного уплотнения и разогрева планеты, дегазации её глубинных частей, радиоактивного разогрева и т.д. Все они участвовали в преобразовании растущей Земли. Так, по-

видимому можно говорить о трёх процессах, формировавших атмосферу: 1) аккреции тел кометного состава, состоящих из льдов с небольшой примесью твёрдого вещества и при соударениях почти полностью превращавшихся в пар; 2) выделении эндогенных газов под действием нарастающего гравитационного сжатия; 3) образования импактного пара, продуцируемого при соударениях планетезималей с поверхностью растущей планеты. Наряду с этим на атмосферу оказывали воздействие и деструктивные процессы – прежде всего диссипация лёгких компонентов, а также срывы атмосферы в момент ударов планетезималей, когда скорость выброса вещества могла достигать первых десятков км/с. Поэтому образование атмосферы и гидросферы Земли следует считать результатом одновремённого развития при взаимодействии процессов на всём протяжении аккреции планеты. С этой точки зрения, вряд ли оправданы попытки описать возникновение гидросферы и атмосферы за счёт какого-либо одного процесса, хотя такими попытками полны статьи XX века.

В настоящее время на нашей планете выявлено около 300 импактных структур, имеющих диаметры от 0.01 до 335 км и возраст от 2.5 млрд лет до современных образований. Изучение продуктов ударного метаморфизма в этих структурах подтверждает результаты лабораторных экспериментов. Например в Попигае (Анабарский щит, диаметр астроблемы 100 км, возраст 35.7 ± 0.2 млн лет) С.А.Вишневским найдены расплавные импактиты с высокими содержаниями кремнезёма (70 – 77 % SiO_2) и щелочей (до 5 – 7 и более процентов в сумме при резком преобладании калия), что выше, чем в породах мишени астроблемы, в том числе в метариолитах Анабарского щита [1, 2]. Резкое повышение количества кислорода (нарастающее на 5 порядков в интервале 1500 –3000ºС) было выявлено во флюиде астроблем Янисъярви, Кара и Эльгыгытгын [12], а также при экспериментальном изучении ударного метаморфизма в сферических сходящихся ударных волнах [14, 15]. Это было подтверждено при исследовании спектров ЭПР импактных стёкол, при котором выяснилось, что в наиболее высокотемпературных и быстро закалённых стёклах (тектитах) зародыши ликвидусных фаз представлены гематитом и структурными группами $Fe^{3+}O_4$ и $Mn^{2+}O_6$, которые при понижении температуры и дегазации расплава сменяются магнетитом, якобситом и другими фазами [6].

Особенно важным было бы изучение поведения изотопов при ударном метаморфизме. Однако систематические исследования в этом направлении отсутствуют. В качестве исключения можно отметить лишь данные по астроблеме Хоутон (Канада, диаметр 23.0 км, возраст 22.4 ± 1.4 млн лет [32]. Для пород мишени этой астроблемы, имеющих возраст около 1700 млн лет и претерпевших ударный метаморфизм при нагрузках 28, 40 и до 60 ГПа, был определён возраст рубидий – стронциевым методом [24, 25]. Для первого образца (ударная нагрузка 28 ГПа) изохронный возраст по биотиту, полевым шпатам и породе в целом соответствует Гудзонской орогении (1683 ± 36 млн лет). При нагрузке в 60 ГПа зафиксировано резкое искажение возраста по биотиту – 3600 млн лет; возрасты по породе и полевошпатовому стеклу составили 1646 ± 66 млн лет, а по пористому полевошпатовому стеклу 1629 ± 245 млн лет(!). Уран – свинцовые и свинец – свинцовые возрасты для монацита из этого же образца составили 126, 1552 и 1910 млн лет [24]. Всё это свидетельствует, что «при высоком ударном метаморфизме Rb – Sr изотопная система выводится из равновесия» [25]. з Эти преобразования хорошо согласуются с особенностями кристаллохимического контроля, определяющего порядок и интенсивность миграции химических компонентов при ударах, установленные при лабораторных экспериментах [13].

До начала 80-х годов прошлого века вещественные данные о земной коре гадея отсутствовали. Однако уже в 1983 году появилось сообщение [26] о находке в кварцитах горы Нарриер, имеющих возраст не древнее 3.3 млрд лет (Западная Австралия, кратон Йилгарн), цирконов с возрастами в пределах 4.09 – 4.19 млрд лет. Позднее были найдены кристаллы циркона с возрастами 4140 ± 3 – 4276 ± 12 млн лет [31] и даже 4404 ± 4 млн лет [33]. А к 2003 г. было выявлено 135 цирконов с возрастами в интервале 4.1 – 4.2 млрд лет и 42 древнее 4.2 млрд лет (в том числе 3 древнее 4.35 млрд лет [26].

Цирконы с возрастами более 4.0 млрд лет нередко содержат включения зёрен кварца, калиевого полевого шпата, фосфатов и сульфидов [26, 33], что указывает на их кристаллизацию из насыщенной SiO_2 магмы. Для них характерны примеси Hf, La, Ce, Yb, Y, Pb, U (до 450 ppm), Th (до 1224 ppm), указывающие на магматическое гранитоидное (а не на метаморфическое) происхождение [23]. Они более чем в 60 раз богаче La, Ce, Pr и Nd по сравнению с цирконами из пород Луны и базанитовых диатрем на Земле; в них отмечается положительная Ce и отрицательная Eu аномалии [33]. Положительная Ce аномалия свидетельствует о росте циркона при высоком потенциале кислорода, когда церий окисляется до Ce^{+4} и замещает Zr^{+4}. Такие условия характеризуют высоко окисленные породы земной коры в отличие от первичных (например, метеоритных) обстановок [29]. Важным признаком условий кристаллизации древнейших цирконов является изотопия кислорода: $\delta^{18}O$ в пределах 7.4 – 5.0 ‰ «указывает на магматическую ассимиляцию или плавление… осадочных или гидротермально изменённых пород» [23, 33].

Заключение. В 1965 г. К.П.Флоренский, рассмотрев имевшийся в планетологии и геологии материал об условиях аккреции Земли, предложил новую гипотезу для описания этого процесса – гипотезу ударно-испарительной дифференциации Земли на стадии аккреции. К настоящему времени накоплен обширный материал, подтверждающий правильность идеи К.П.Флоренского, и можно считать доказанным ударно-испарительный механизм дифференциации Земли на стадии аккреции.

Литература

1. Вишневский С.А., Поспелова Л.Н. Импактный анатексис на примере ударно метаморфизованных гнейсов Попигайской астроблемы // Космическое вещество и Земля. Новосибирск, Наука, 1986, с. 117 – 131.
2. Вишневский С.А., Попов Н.В. Возможная модель образования древнейших высококалиевых кислых пород // Модели эволюции процессов метаморфизма на щитах и в складчатых областях. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1987, с. 58 – 62.
3. Герасимов М.В., Мухин Л.М., Диков Ю.П. и др. Механизмы ранней дифференциации Земли // Вестник АН СССР, 1985, № 9, с. 10 – 25.
4. Диков Ю.П., Герасимов М.В., ЯковлевО.И. Аномальное испарение труднолетучих элементов из эвдиалита, циркона и ортита // Геохимия, 1992, № 2, с. 291 – 296.
5. Журавлёв Д.З., Пухтель И.С., Самсонов А.В и др. Sm – Nd возраст реликтов фундамента гранит-зеленокаменной области Среднего Приднепровья // Доклады АН СССР, 1987, т. 294, № 5, с. 1203 – 1208.
6. Минеева Р.М., Бершов Л.В., Марфунин А.С и др. Структурные формы железа и марганца в тектитах и импактитах по данным ЭПР // Минералогический журнал, 1984, т. 6, № 2, с. 30 – 35.
7. Печерникова Г.В., Витязев А.В. Импакты и эволюция ранней Земли // Катастрофические воздействия космических тел. Институт динамики геосфер РАН. М.: ИКЦ «Академкнига», 2005, с.251 – 265.
8. Рингвуд А.Е. ПроисхождениеЗемли и Луны. – М.: Недра, 1982, 293 с.
9. Розен О.М. Литогенез на ранней Земле // Проблемы осадочной геологии докембрия. – М.: Наука, 1984, в. 9
10. Розен О.М., Аббясов А.А., Аксаментова Н.В. и др. Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны,

эволюция терригенных отложений // Труды Геологического института РАН. – М.: Научный мир, 2006, вып. 569, 400 с.

Ко1 11. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора. Её состав и эволюция. – М.: Мир, 1988, 384 с.

12. Фельдман В.И. Петрология импактитов //– М.: Издательство МГУ, 1990, 299 с.

13. Фельдман В.И., Сазонова Л.В., Козлов Е.А. Закономерности подвижности породообразующих элементов при ударном метаморфизме (по результатам экспериментов) // Докл. АН. 2003. Т. 393. № 1.

14. Фельдман В.И., Сазонова Л.В., Козлов Е.А. Ударный метаморфизм некоторых породообразующих минералов (экспериментальные и природные данные) // Петрология, 2006, т. 14, № 6, с.576 – 6

15. Фельдман В.И., Сазонова Л.В., Козлов Е.А. Высокобарические полиморфные модификации некоторых минералов в импактитах: геологические наблюдения и экспериментальные данные // Петрология, 2007, т. 15, № 3, с.227 – 242.

16. Флоренский К.П. О начальном этапе дифференциации вещества Земли // Геохимия, 1965, № 8, с. 909 – 917.

17. Хаин В.Е. Эволюция геологических обстановок в истории Земли. // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М., Наука, 1993, с. 29 – 38.

18. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). – М.: Наука, 1994, 190 с.

19. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. – М.: Научный мир, 2003, 348 с.

20. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника Докембрий // – М.: Недра, 1988,382 с.

21. Яковлев О.И., Файнберг В.С., Пилюгин Н.Н и др. Фракционирование изотопов при газодинамическом разлёте как возможная причина изотопных аномалий в CAI // XXI Всесоюзная метеоритная конференция, г. Миасс, 24 – 26 апреля 1990 г. Тезисы докладов, ГЕОХИ АН СССР, Москва, 1990, с.

22. Яковлев О.И., Диков Ю.П., Герасимов М.В. Роль ударно-испарительной дифференциации на стадии аккреции Земли // Геохимия, 2000, № 10, с. 1027 – 1045.

23. Cavosie A.J., Valley J.W., Wilde S.A. Magmatic $\delta^{18}O$ in 4400 – 3900 Ma detrital zircons: A record of the alteration and recycling of crust in the Early Archean // EPSL, 2005, v. 235, N 3 – 4, p. 663 – 681.

24. Deutsch A., Teufel S., Metzler-Ferling A. Isotope Systematics in Crystalline Clasts of Shock Stage I – III from the Polymict Breccia of Haughton Crater, Canada // LPSC XVIII Abstr., 1987, p. 239 – 240.

25. Deutsch A. Isotope Systematics in Shocked Material from the Haughton Impact Crater (Canada) // Naturwissenschaften, 1988, bd. 75, s.

26. Froude D.O., Ireland T.R., Kinny P.D. et al. Ion microprobe identification of 4.100 – 4.200 Myr-old terrestrial zircons // Nature, 1983, v. 304, N 5927, p. 616 – 618.

27. Gerasimov M.V., Ivanov B.A., Yacovlev O.I et al. Physics and chemistry of impact // Earth, Moon and Planets, 1998, v. 80, p. 209 – 259.

28. Harrison T.M., Mojzsis S.J. and Project MtREE. The mission to really early Earth: A progress report // Lithos, 2004, Supplement to v. 73, N 1—2, Abstr. A135.29. Ireland T.R., Wlotzka F. The oldest zircons in the Solar system // EPSL, 1992, v. 109, N 1 – 2 , p. 1 – 10.

30. Koeberl C. Impact Processes on the Early Earth // Elements, 2006, v. 2, № 4, p. 211 – 216.

31. Nelson D.R., Robinson B.W., Myers J.S. Complex geological histories extending for > 4.0 Ga deciphered from xenocryst zircon microstructures // EPSL, 2000, v. 181, N 1 –2, p. 89 – 102.

32. Omar G, Johnson K.R., Hickey L.J.et al. Fission-Track dating of Haughton astrobleme and included biota, Devon Island, Canada // Science, 1987, v. 237, p. 1603 – 1602.

33. Peck W.H., Valley J.W., Wilde S.A et al. Oxygen isotope rations and rare earth elements in 3.3 to 4.4 Ga zircons: Ion microprobe evidence for high $\delta^{18}O$ continental crast and oceans in the Early Archean // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2001, v. 65, N 22, p. 4215 – 4229.

34. Windley B.F. The evolving continents. – Chichester.: John Wiley & Sons, 1999, 526 p.

ПУЛЬСЫ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ТРАППАХ НОРИЛЬСКОЙ И МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИЙ

Фетисова А.М.[а], Павлов В.Э.[б], Веселовский Р.В.[а,б], Латышев А.В.[а,б]

[а] Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва
[б] Учреждение Российской академии наук Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва (ramzesu@ya.ru)

На настоящее время не существует никаких оснований полагать, что формирование мощных лавовых толщ Сибирских траппов происходило равномерно. Напротив, результаты последних исследований траппов Декана [3] указывают на то, что извержения больших объёмов лав происходили вспышками в течение коротких промежутков времени, в результате так называемых пульсов магматической активности. Под магматическими пульсами подразумеваются кратковременные всплески вулканической активности (и отвечающие им серии лавовых покровов), разделённые относительно более длительными “спокойными” интервалами времени (периоды затишья). Согласно современным оценкам [3] продолжительность пульсов магматической активности может составлять от десятков до первых тысяч лет, однако столь краткие интервалы времени не могут быть выявлены современными изотопными методами датирования. Выделение в мощных лавовых толщах сибирских траппов стратиграфических интервалов, отвечающих пульсам магматической активности, позволит на новом количественном уровне оценить скорость и интенсивность формирования лавовых серий, что играет важную роль для понимания степени воздействия траппового магматизма на окружающую среду и выяснения его связи с крупнейшей биосферной катастрофой в конце палеозойской эры.

Для выделения пульсов магматической активности в наиболее полных разрезах пермо-триасовых траппов севера Сибирской платформы и получения временных ограничений на объём и длительность вулканических извержений, нами были использованы результаты обработки палеомагнитных коллекций, содержащих более 2000 образцов, отобранных в 2008-2009 гг. вдоль долины р.Котуй из ряда обнажений арыджангской свиты и значительной части онкучакской свиты коготокской серии (рис. 1). Полевые и лабораторные исследования, обработка и интерпретация результатов выполнялись по стандартной методике [1], общепринятой при проведении магнитостратиграфических исследований, с учётом методических и аппаратурных достижений последнего времени.

При детальном магнитостратиграфическом исследовании мощных лавовых толщ имеется возможность получить ряд палеомагнитных ограничений на продолжительность и интенсивность их образования. Первое ограничение, основанное на анализе вековых вариаций геомагнитного поля [3], связано с выделением дирекционных групп (магматических пульсов) и индивидуальных направлений (единичных потоков). В результате становится возможным определение количества вспышек вулканизма, в течение которых сформировался исследуемый трапповый разрез. Согласно современным оценкам [2], стратиграфический интервал разреза, отвечающий одному вулканическому пульсу, формируется в течение 300-400 лет или меньше, а каждый единичный поток отвечает временному интервалу меньше 10-100 лет. Второе ограничение базируется

на сравнении виртуальных геомагнитных полюсов, рассчитанных для определённых стратиграфических интервалов, с палеомагнитным полюсом для данного тектонического блока: их статистически значимое различие даёт основание полагать, что длительность формирования рассматриваемого стратиграфического интервала меньше 100 тыс. лет. Третье и четвёртое палеомагнитное ограничения применимы в том случае, если в исследуемом разрезе можно выделить интервалы, соответствующие геомагнитной инверсии или геомагнитному экскурсу. Поскольку длительность инверсий и экскурсов, согласно существующим оценкам [7], обычно не превышает соответственно 5-10 тыс. лет и 2-3 тыс. лет, следовательно, продолжительность формирования соответствующих интервалов разреза также не превышает этих значений.

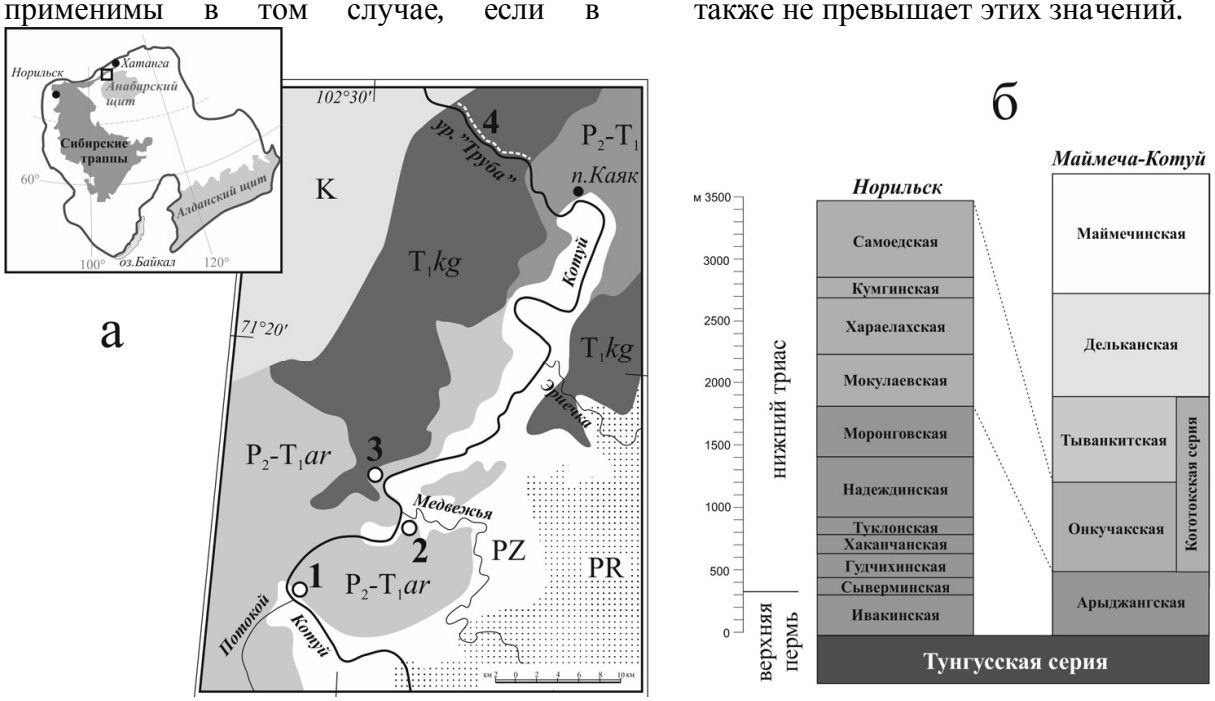


Рис.1. а) - Географическое положение изученных разрезов и геологическая схема района работ; б) - стратиграфия и корреляция траппов Маймеча-Котуйского и Норильского регионов по [4], с упрощениями. Чёрным квадратом на рис. 1а показано географическое положение района работ. На рис. 1б чёрными кружками и цифрами 1, 2, 3 показано положение изученных обнажений арыджангской свиты, белым пунктиром и цифрой 4 – положение изученной серии обнажений онкучакской свиты (урочище "Труба"). T_1kg – коготокская серия, P_2-T_1ar – арыджангская свита. PR, PZ, P_2-T_1 и K – протерозойские, палеозойские, верхнепермские-раннетриасовые и меловые отложения соответственно.

Выполненный анализ показал, что в котуйском разрезе присутствует 16 дирекционных групп и 17 индивидуальных направлений (рис. 2). Число потоков, по которым получены дирекционные группы, составляет от 2 до 10, а стратиграфические интервалы, отвечающие наиболее крупным вулканическим пульсам, имеют мощность от 50 до 60 метров. Полученные результаты позволяют утверждать, что непосредственно вулканическая деятельность во время накопления котуйского разреза (без периодов покоя) в сумме длилась порядка 7-8 тыс. лет. При этом суммарное время формирования котуйского разреза, возможно, составляло несколько меньше 10-100 тыс. лет.

Та же методика была применена нами для анализа магнитостратиграфических данных, полученных для норильского траппового разреза и представленных в работе [5]. Показано, что в норильском разрезе присутствует 16 дирекционных групп и 9 индивидуальных направлений (рис. 2), причём два наиболее крупных вулканических пульса привели к образованию мощных (более 100 м) серий

лавовых потоков, включающих в себя 8 и 12 потоков. Применение палеомагнитных ограничений позволило установить, что хотя отдельные интервалы норильского разреза образовались достаточно быстро (от 2 до 10 тыс. лет), общая продолжительность формирования норильского разреза составляла более 10-100 тыс. лет. При этом сама вулканическая деятельность суммарно длилась (без учета периодов покоя) не более 7-8 тыс. лет.

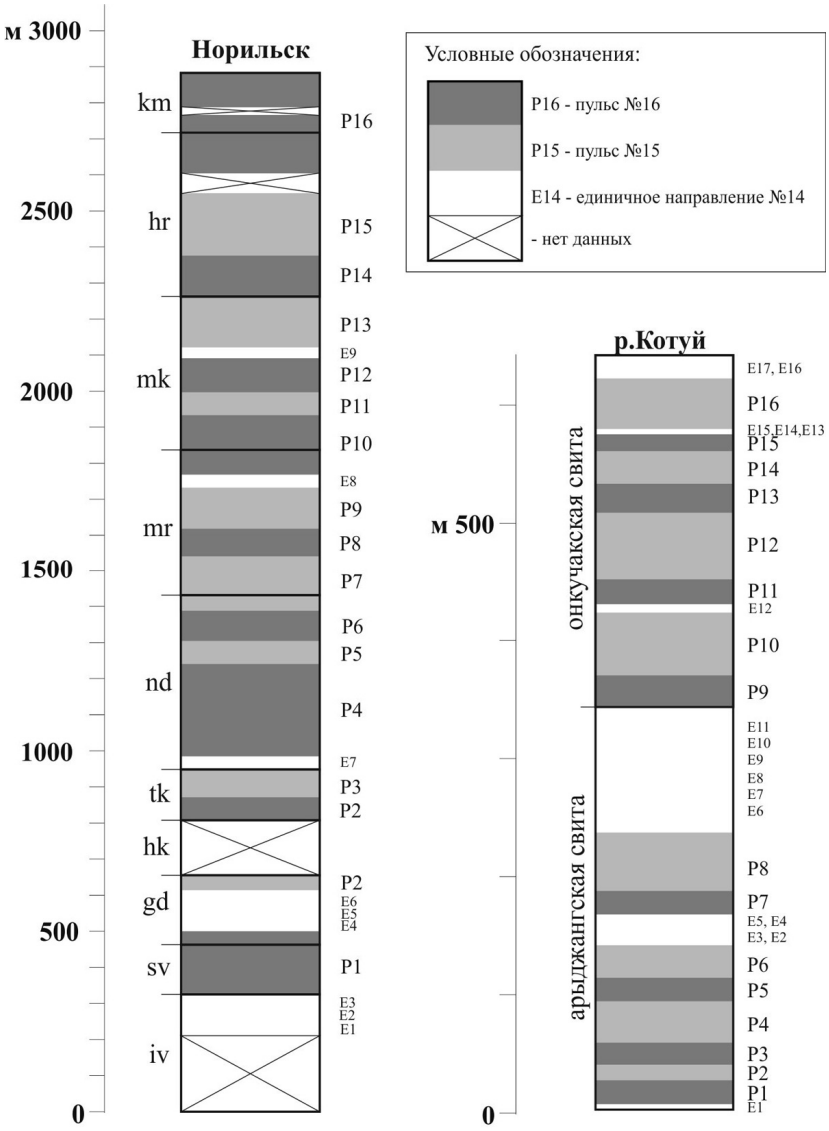


Рис. 2. Схема выделенных пульсов магматической активности в трапповых разрезах Норильского(а) (по данным [4] и Котуйского(б) районов. На схеме (а) мощность пульсов условная; на схеме (б) мощности пульсов согласно масштабу. Сокращённые наименования свит Норильского района: iv - ивакинская, sv - сыверминская, gd - гудчихинская, hk - хаканчанская, tk - туклонская, nd - надеждинская, mr - мороновская, mk - мокулаевская, hr - хараелахская, km – кумгинская.

Для получения дополнительных доводов в пользу выбора той или иной схемы стратиграфической корреляции трапповых разрезов Норильской и Маймеча-Котуйской провинций [4], мы провели сравнение полученных средних виртуальных геомагнитных полюсов для норильского и котуйского трапповых разрезов. Отсутствие статистически значимого различия этих полюсов говорит о том, что имеющиеся данные не дают оснований считать эти разрезы разновозрастными. Этот вывод крайне важен не только для уверенной корреляции трапповых разрезов удалённых районов, но и в первую очередь для правильной оценки объёмов эффузивного траппового магматизма на Сибирской платформе.

Проведённые детальные магнитостратиграфические исследования

также имеют серьёзное значение для понимания эволюции геомагнитного поля, которую мы можем восстановить, сравнивая полученные значения его основных характеристик в прошлом (амплитуда вековых вариаций, палеонапряжённость) с их современными (в геологическом масштабе времени) значениями. Выполненное нами сравнение значений величин амплитуды вековых вариаций, полученных для котуйского и норильского разрезов, с таковыми для последних 5 млн. лет [6, 8], свидетельствует о том, что величина вековых вариаций на рубеже перми и триаса была близка к величине вариаций геомагнитного поля позднего кайнозоя.

Литература

1. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра. 1982. 312 с.
2. Chenet A.L., Courtillot V., Fluteau F., Gerard M., Quidelleur X., Khadri S.F.R., Subbarao K.V., Thordarson T. Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: 2. Constraints from analysis of eight new sections and synthesis for a 3500-m-thick composite section // J. Geophys. Res. 2009. 114. B06103, doi:10.1029/2008JB005644.
3. Chenet A.L., Fluteau F., Courtillot V., Gerard M., Subbarao K.V. Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: Results from a 1200-m-thick section in the Mahabaleshwar escarpment // J. Geophys. Res. 2008. 113. B04101, doi:10.1029/2006JB004635.
4. Gurevitch E.L., Heunemann C., Rad'ko V., Westphal M., Bachtadse V., Pozzi J.P., Feinberg H. Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the Permian–Triassic northwest central Siberian Trap Basalts // Tectonophysics. 2004. V. 379. P. 211-226.
5. Heunemann C., Krasa D., Soffel H., Gurevitch E., Bachtadse V. Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 218. P. 197-213.
6. McElhinny M.W., McFadden P.L. Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database // Geophys. J. Int. 1997. V. 131(2). P. 240–252.
7. Merrill R., McFadden P., McElhinny M. The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle. Academic Press. San Diego. 1996. 531 p.
8. Tauxe L., Kent D.V. A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: Was the ancient magnetic field dipolar? // Timescales of the paleomagnetic field, ed. by Channell J.E.T. et al. American Geophysical Union. 2004. Vol. 145. P. 101–116.

ИДЕИ В.Е. ХАИНА О СТРУКТУРНОЙ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА

Филатова Н.И.

Геологический институт РАН, Москва (filatova@ilran.ru)

В.Е. Хаин приступил к разработке комплексной тектоно-геодинамической и прогнозно-оценочной (на углеводороды) фундаментальной проблемы Арктики в начале 2003 г., предвидя ее важность и актуальность в научно-теоретическом, практическом и геополитическом аспектах. Эти, руководимые В.Е. Хаиным исследования, осуществлялись в рамках НИР ГИН´а РАН, задач Международного полярного года, Программ Президиума РАН и ОНЗ РАН, а также проектов РФФИ с привлечением сотрудников ГИН РАН, включая молодых ученых, принимавших участие в Научной школе академика. Методической основой проводимых В.Е. Хаиным исследований явился синтез геолого-геофизической информации (включая данные гравиа- и магнитометрических съемок и сейсмопрофилирования), материалы структурно-тектонических, петрологических и изотопно-геохронологических работ, результаты бурения и донного опробования, а также авторские материалы полевых работ по территории Северо-Востока РФ. Ссылки на использованные первоисточники приведены в публикациях [1-11].

При решении указанной проблемы В.Е. Хаиным в качестве первостепенных были сформулированы следующие задачи: I – расшифровка ансамбля тектонических структур ложа современного Северного Ледовитого океана (СЛО) с определением их возрастной и генетической принадлежности; выяснение масштабов распространения в Арктике коры континентального типа; II – детализация строения шельфов Восточно-Арктических морей и выяснение их связи с тектоникой прилежащей части Евразии (в рамках составления Тектонической карты Восточной Арктики м-ба 1:2500000); III – реконструкция геодинамических режимов формирования структур Арктики с выявлением последовательности возникновения океанических бассейнов и континентов в предыстории СЛО; IV – выделение и характеристика мезозойской Арктической магматической провинции как индикатора активности одноименного мантийного плюма и выяснение его роли в формировании бассейнов СЛО; раскрытие связей Арктического плюма с глобальными суперплюмами. Именно в таком порядке ниже перечислены основные результаты научных исследований В.Е. Хаина, которые нашли отражение в публикациях [1-11].

I. Ансамбль тектонических структур циркумполярного региона, сформировавшийся к началу образования современного СЛО, включает (рисунок) эпигренвильский кратон Арктида, периферические части докембрийских кратонов Лаврентия, Балтика и Сибирский, которые спаяны орогеническими поясами (следами былых замкнувшихся океанов) четырех возрастных градаций: конца позднего неопротерозоя (тиманиды-байкалиды), середины палеозоя (каледониды), рубежа перми-триаса (герциниды), а также конца раннего мела (поздние киммериды).

Эпигренвильский кратон Арктида занимает центральную часть Арктики от арх. Свальбард на западе до Аляски на востоке. Нередко выделяющиеся здесь в качестве самостоятельных докембрийские миникратоны (Свальбардский, Баренцевский и др.) являются позднее обособившимся блоками этого кратона. Арктида включает два главных разделенных несогласием структурных этажа: архейско-мезопротерозойский кристаллический фундамент (в составе фрагментов архейско-палеопротерозойского суперконтинента Колумбия и гренвильских орогенных

поясов) и неопротерозойский-нижнепалеозойский чехол.

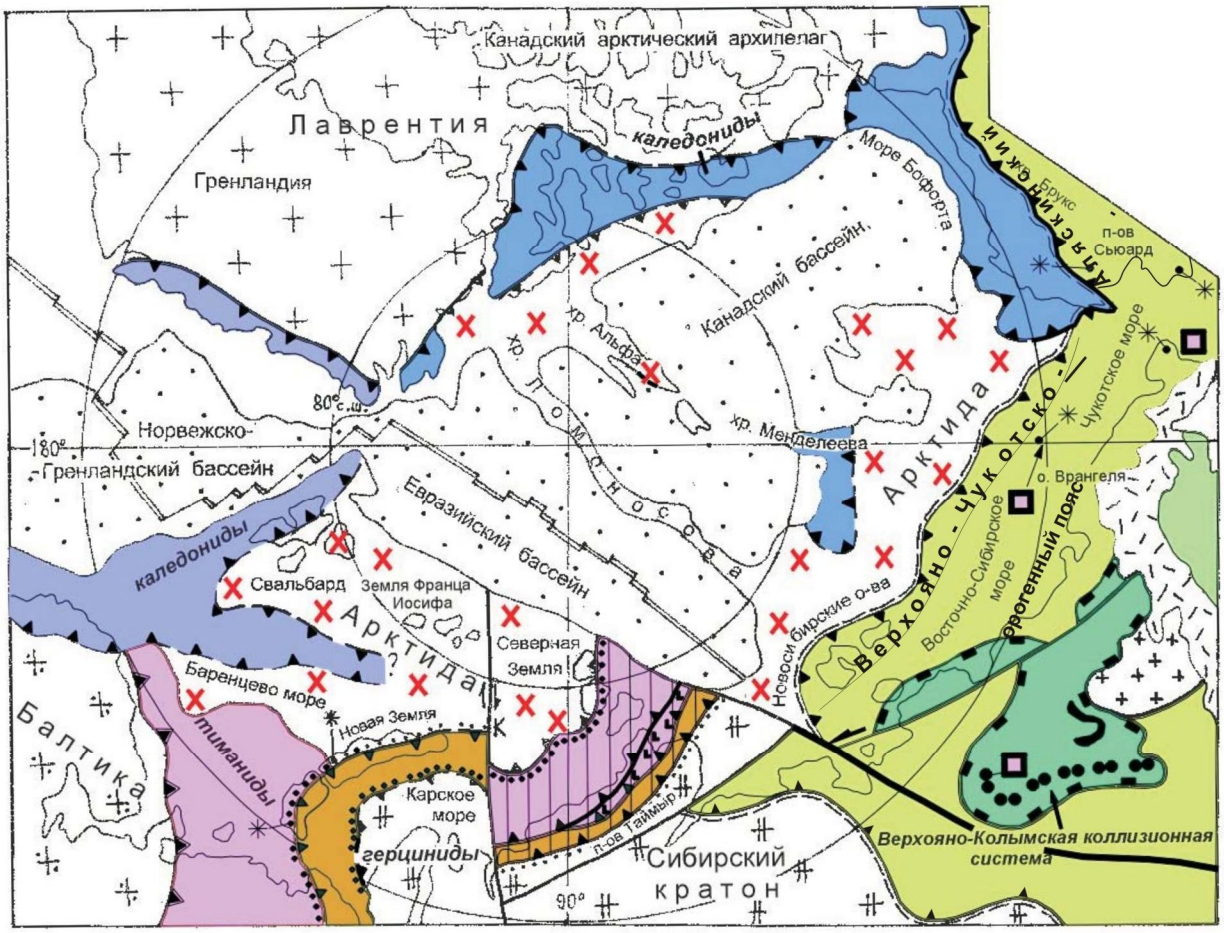


Рисунок. Тектоническая схема Арктики. Линейными знаками показаны зоны спрединга, сдвиги и надвиги различного возраста. Остальные пояснения в тексте и в [9].

Кристаллический фундамент фрагментарно обнаружен на севере Канады, в архипелагах Свальбард, Новая Земля, Северная Земля и на п-ове Таймыр. Терригенно-карбонтный чехол Арктиды вскрывается на перечисленных выше территориях, а также на Новосибирских о-вах, о. Врангеля, п-ове Чукотский и Северной Аляске. Комплексы **тиманид-байкалид**, включающие неопротерозойские океанические и островодужные базит-ультрабазитовые и плагиогранитные породы, распространены в Тимано-Полярноуральском регионе, на арх. Новая Земля, п-ове Таймыр, о. Врангеля, п-ове Сьюард и хр. Брукс и в совокупности составляют (фрагментарный ныне) Тимано-Аляскинский байкальский орогенный пояс. Байкальскому орогенезу соответствуют синколлизионные гранитоиды возраста около 550 млн. лет. **Каледонский орогенный пояс** с противоположной (по отношению к байкалидам) стороны обрамляет кратон Арктида (рисунок), отделяя его от кратона Лаврентия. Он состоит из двух разновозрастных сегментов – западного скандского (силурийского) и восточного элсмирского (девонского) и образован нижнепалеозойскими океаническими и островодужными магматическими и терригенными породами. В сутуре скандских каледонид, наряду с породами океана Япетус, участвует реликт субдукционного слэба с геофизическими параметрами, свойственными эклогитам. К элсмирским каледонидам относятся офиолитовый аллохтон Пирия, океанические породы зоны Хейзен, франклинский глубоководный вулканогенно-сланцевый комплекс. Восточной Арктики и арх. Де Лонга. **Герцинский орогенный пояс** в циркумполярном регионе представлен

двумя, смещенными по сдвигу сегментами – Новоземельским и Таймырским, в совокупности составляющими окончание Уральских герцинид. Новоземельский сегмент составляют два вергентных на запад аллохтона, сложенных кембрийско-нижнепермскими терригенными и кремнистыми породами различной степени глубинности и предполагаемыми (на востоке) офиолитами, которые продолжаются в герцинидах Урала. Ar-Ar определения синколлизионных гранитоидов (256 и 244 млн. лет) против более ранних K-Ar (240-196 млн. лет) [8 и ссылки там] и пермский возраст молассы обосновывают отнесение структуры Новой Земли к герцинидам. **Среднемеловой (позднекиммерийский) Верхояно-Чукотско-Аляскинский орогенный пояс** имеет дивергентное симметричное строение. Его внутреннее ядро составляет Верхояно-Колымская-Кобук коллизионная покровно-надвиговая система (рисунок), ограниченная сутурой, нарушенной сдвигами на сегменты: Колымской Петли, Южно-Анюйский, Чукотский, Кобук. С внешней стороны к ней примыкают две складчато-надвиговые системы: Верхоянская (деформированный край Сибирского кратона) и Новосибирско-Чукотско-Бруксовская (деформированный край кратона Арктида). Перед фронтом надвигов обеих систем симметрично располагаются краевые прогибы – Приверхоянский и Колвилл-Восточно-Чукотский.

Геофизические материалы и состав донных проб указывают на широкое развитие разновозрастной континентальной коры в современной Арктике: она слагает шельфы полярных морей, поднятие Чукотское-Нортвинд, хребты Ломоносова, Менделеева и Альфа. **Северный Ледовитый океан**, кроме эпиконтинентальных шельфовых морей, включает ряд океанических (и субокеанических) бассейнов юрско-кайнозойского возраста. Показано, что традиционно выделяющийся Амеразийский бассейн не является единым структурным элементом СЛО, а состоит из разновозрастных, различно ориентированных бассейнов, отличающихся также типом коры. Возраст Канадского бассейна – наиболее раннего в СЛО – юра-средний мел, тогда как возраст ортогонально ориентированной к нему системы бассейнов Макарова-Подводников конец мела-палеоген; еще более молодым является Евразийский бассейн СЛО.

II.Синтез новейшей информации показал тесную структурную связь шельфов Восточно-Арктических морей и Северной Евразии, которая продемонстрирована на составленной в 2004-2009 г.г. в ГИН´е РАН "Тектонической карте Восточной Арктики" м-ба 1:2500000 (гл.редактор В.Е. Хаин) [11]. В пределы этих шельфов распространяются структуры среднемелового орогенного пояса (и его краевого прогиба), к которым с севера примыкает кратон Арктида с фрагментами байкалид и каледонид. Шельфы пересечены потенциально нефтегазоносными мел-кайнозойскими грабенами [7, 8], возникшими в связи с формированием СЛО.

III. При реконструкции геодинамики структур Арктики встает проблема: возник ли СЛО унаследованно по отношению к древним бассейнам или он развивался вне зависимости от них. Сложность реконструкции докембрийских-палеозойских океанов состоит в том, что до рубежа среднего-позднего палеозоя они развивались совсем не в арктических широтах, куда фрагменты их структур были перемещены позднее в ходе плейт-тектонических движений. Орогенические пояса Арктики являются индикаторами древних океанических бассейнов мезопротерозойского (гренвильского), поздненеопротерозойского (байкальского), палеозойского (каледонского и герцинского), среднепалеозойского-позднеюрского (позднекиммерийского) возрастов; океанические бассейны современного СЛО начали формироваться в поздней юре. Образование всех этих океанов индуцировано несколькими импульсами нижнемантийного апвеллинга

(отраженного в соответствующем магматизме).

Мезопротерозойский океан возник при распаде палеопротерозойского суперконтинента Пангея I (или Колумбия), оформившегося к 1.9-1.7 млрд. лет. Закрытие океана и формирование суперконтинента Родиния сопровождалось оформлением гренвильского и свеконорвежского орогенических поясов в интервале 1.2-0.9 млрд. лет. **Поздненепротерозойский океан** образовался при деструкции Родинии под воздействием нижнемантийного суперплюма. Около 850 млн. лет назад континентальный рифтогенез трансформировался в океанический спрединг. Одна из субмеридиональных ветвей этого океана протягивалась, по-видимому, между Арктидой, Лаврентией и Сибирью, уходя на юг (древние координаты) между Амазонией и Балтикой. Замыкание океана сопровождалось гранулит-амфиболитовым метаморфизмом и выплавками гранитоидов с минимальным возрастом 612-570 млн. лет. Этот байкальский орогенез протекал в обстановке компенсационной компрессии при раскрытии **каледонского океана Япетус.** Океан Япетус меридионально простирался от 30º ю.ш. (древние кородинаты) на север, между кратонами Лаврентия и Балтика, размещавшимися в приэкваториальных широтах. Одна из ветвей океана отделяла Арктиду от Северной Гренландии и Канадского Арктического архипелага, а другая простиралась между Арктидой и Сибирью. Еще одно ответвление океана Япетус, возможно, соединявшееся с Палеопацификом, реконструируется к востоку (современные координаты) от Сибирского кратона, где происходили излияния связанных с зоной спрединга деплетированных и слабообогащенных базальтоидов, а также щелочных базальтов внутриокеанических поднятий и шло накопление кремнисто-глинистых отложений. Каледонский океан замкнулся в две фазы – предсреднедевонскую скандскую и шире проявленную в Арктике позднедевонскую элсмирскую. Возникший при этом эпикаледонский континент Лавруссия объединил кратоны Лаврентия, Арктида, Сибирский и Балтика. В карбоне все эти кратоны и спаявшие их орогенические пояса достигли современных широт, а их красноцветные (с эвапоритами) шельфовые комплексы сменились сероцветными. **Герцинский океанический бассейн** арктического региона (в составе Новоземельского и Таймырского сегментов) представлял окончание Уральского океана. Замыкание этого океана (как и всего Палеоазиатского в целом) поэтапно завершилось к концу перми с формированием эпигерцинской Пангеи II. Спрединг в **палеозойском-позднеюрском Алазейско-Южно-Анюйском-Ангаючамском океане**, распространившемся в Лавразию как залив Пацифика, продолжался до поздней юры включительно. Его замыкание обусловлено компрессией, возникшей в связи с раскрытием бассейнов СЛО.

Позднеюрские-кайнозойские субокеанические и океанические бассейны Северного Ледовитого океана возникли при воздействии на циркумполярный сегмент Пангеи II Арктического плюма**.** Среднемезозойский этап рифтогенеза в этом сегменте Пангеи завершился спредингом (вероятно, рассеянным) в пределах Канадского бассейна. Этот бассейн – первый "малый океан" СЛО – представляет крайнее северное окончание Атлантического океана и синхронен начальным спрединговым зонам Центральной Атлантики. Предполагаемая (по магнито- и гравиметрическим данным) ось палеоспрединга Канадского бассейна ограничивалась системой хребтов Альфа-Менделеева, которые (вместе с хр. Ломоносова) входили в мезозое в Евразию и составляли континентальное обрамление Канадского бассейна. Континентальный блок хр. Ломоносова был отчленен от континента уже в кайнозое при раскрытии Евразийского бассейна СЛО.

В целом возникновение каждого из разновозрастных океанов в предыстории СЛО определялось комплексом

глобальных геодинамических факторов, принципиально менявшихся во времени, вследствие чего от этапа к этапу менялись позиция и конфигурация вновь раскрывавшихся океанов. Возникший при распаде Пангеи II Северный Ледовитый океан (составивший единую систему с Атлантикой) не имеет ни генетической, ни пространственной непосредственной связи с более древними океанами.

IV. Особую задачу представляла идентификация Арктического плюма, игравшего в СЛО важную структурообразующую роль. Он выражен обширной Арктической магматической провинцией (АМП), которую слагают юрско-меловые базальтоиды и породы бимодальной ассоциации, установленные на континентальных шельфах СЛО, в хребтах Ломоносова, Альфа, Менделеева, Нортвинд. Возраст пород АМП составляет 189-95 млн. лет при пике накопления в диапазоне 144-115 млн. лет. Изотопно-геохимический состав пород АМП аналогичен магматизму нижнемантийного апвеллинга. Это дает возможность предположить действие в мезозое в высоких широтах Арктического плюма, проекцией которого на поверхности и является АМП. Продуктивность плюма, судя по динамике накопления магматических пород, возрастала от ранней юры к среднему мелу, достигнув максимума в конце апта, что соответствовало, вероятно, приближению к поверхности щирокой части "головы" плюма. Арктический плюм индуцировал континентльный рифтогенез Арктики и последующее раскрытие бассейнов СЛО. Канадский бассейн в совокупности с северной Атлантикой наметили общий линейный тренд будущей системы мезозойско-кайнозойских спрединговых хребтов, нарушивших Пангею II. Сегментное раскрытие Атлантического океана обычно связывается с эпизодичностью проявления Африкано-Атлантического суперплюма. В систему этого, дискретно во времени и пространстве действующего суперплюма, входил, по-видимому, и Арктический плюм.

В мезозое активность двух суперплюмов – Тихоокеанского и Африкано-Атлантического – обусловила диссимметрию Земли как на литосферном, так и на более глубинных уровнях. Наряду с общим их свойством – связью с процессами на границе ядро-мантия, эти суперплюмы различались мощностью нижнемантийного апвеллинга, что, в конечном счете, сказалось на скорости наращивания океанической коры и характере границ океанов. Высокая скорость спрединга в Тихом океане сопровождалась интенсивным процессом субдукции по его периферии. Менее продуктивному Африкано-Атлантическому суперплюму (и значительно меньшему объему магматизма) соответствовал медленный и ультрамедленный спрединг Атлантического океана и пассивный характер его границ с континентальными плитами. Такой же пассивный тип границ свойственен и Канадскому бассейну, что является одним из доказательств генетической его связи с Атлантическим океаном.

Научный архив В.Е. Хаина содержит еще немало дополнительных материалов по Арктическому региону, которые ожидают своего опубликования. Архив, в частности, включает данные по особенностям строения отдельных орогенических поясов, а также разработки глобальных палеогеодинамических реконструкций, демонстрирующих поэтапное формирование структур, составляющих ныне тектонический облик Арктики.

Литература

1. *Хаин В.Е., Филатова Н.И.* Тектоника Восточной Арктики. Геотектоника, 2007, № 3, С.3-29.
2. *Хаин В.Е., Филатова Н.И.* Основные этапы тектонического развития Восточной Арктики. Докл. РАН, 2007, Т. 415, № 4, С. 518-523.

3. *Хаин В.Е., Филатова Н.И.* Развитие Верхояно-Колымской орогенной системы как результат взаимодействия континентальных и океанических плит. Геотектоника, 2008, № 4, С. 18-48.
4. *Хаин В.Е., Филатова Н.И.* Суперплюмовые эпизоды Восточно-Арктического- Азиатского региона и их корреляция с аналогичными событиями других регионов Земли. Докл. РАН, 2008, Т. 420, № 2, С. 208-212.
5. *Хаин В.Е., Филатова Н.И.* Структуры Центральной Арктики и их связь с Арктическим плюмом. Геотектоника, 2009, № 6, С. 24-51.
6. *Хаин В.Е., Филатова Н.И.* От Гиперборei к Арктиде: к проблеме докембрийского кратона Центральной Арктики. Докл. РАН, 2009, Т, 428, № 2, С. 220-224.
7. *Хаин В.Е., Полякова И.Д., Филатова Н.И.* Тектоника и нефтегазоносность Восточной Арктики // Геология и геофизика, 2009, Т. 50, № 4, С. 443-460.
8. *Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д.* Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. М.: Наука. 2009. 227 с.
9. *Хаин В.Е.,Филатова Н.И.* Кратон Арктида и неопротерозойские-мезозойские орогенные пояса Циркумполярного региона. Геотектоника, 2010, № 3, С. 3-29.
10. *Хаин В.Е., Филатова Н.И.* Океанические бассейны в предыстории Северного Ледовитого океана. Докл. РАН, 2010, Т. 432, № 6, С. 1-5.
11. В.Е. Хаин (главный редактор). Тектоническая карта Восточной Арктики и прилежащей Евразии. М-б 1:2500000. 2 листа. Авторы: В.Е. Хаин, Н.И. Филатова, И.Д. Полякова, В.Д. Чехович. М.: ГИН РАН, Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2010.

ПАЛЕОЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКИЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР ШЕЛЬФОВ ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

Филатова Н.И.

Геологический институт РАН, Москва (filatova@ilran.ru)

Данное сообщение является результатом изучения одного из аспектов фундаментальной научной проблемы Арктики, комплексно разрабатывавшейся в 2003-2009 г.г. в ГИН РАН под руководством и при непосредственном участии В.Е. Хаина вплоть до последних дней его жизни; в связи с этим основным автором представленного материала следует, естественно, считать В.Е. Хаина, что следует из [1-10]. Методической основой работ явился синтез материалов мультидисциплинарных исследований (наземных, аэро- и морских), проведенных многими учеными на территории Арктики и Северной Евразии, а также оригинальных авторских данных, полученных в ходе полевых работ на Северо-Востоке РФ. Наиболее полный список использованных публикаций (которые здесь, из-за краткости сообщения, привести не представляется возможным) помещен в [7].

Обобщение геолого-геофизической информации по тектоническим структурам шельфов Восточно-Арктических морей преследовало цель представить строение Арктического региона в целостном виде (а не в виде нередко выделявшейся здесь мозаики разрозненных террейнов) и воссоздать этапность его развития. В.Е. Хаин полагал несомненной связь структур Циркумполярного региона (и прежде всего, шельфов морей) со структурами прилежащей территории Евразии. Выяснение характера такой связи, а также геодинамических условий образования всей совокупности структур В.Е. Хаин поставил в качестве главной задачи перед сотрудниками своей группы в ГИН´е РАН. Результаты этого направления работ представлены на Тектонической карте Восточной Арктики м-ба 1:2500000 [10], а для Циркумполярного региона в целом в [3, 7, 8 и др.].

Шельфы Восточно-Арктических (Восточно-Сибирского и Чукотского) морей образованы разновозрастной континентальной корой. Этот же тип коры распространен (полностью или фрагментарно) в хребтах Ломоносова, Менделеева и Альфа, в виде перемычек соединяющих шельфы указанных морей с континентальными шельфами Гренландии и Канады. Блоки утоненной континентальной коры, по данным сейсмопрофилирования, предполагаются также в бассейнах Подводников и Канадском, входящих в состав современного Северного Ледовитого океана. Этапность тектонического развития шельфов полярных морей (таблица) установлена на основе расшифровки закономерностей пространственного размещения тектонических единиц и состава образующих их вещественных комплексов, выявления временных уровней формирования поверхностей структурного несогласия, олистостромо-молассовых отложений и зон синколлизионнго метаморфизма, выяснения разновозрастных проявлений магматизма различных генетических типов.

Шельфы Восточно-Сибирского и Чукотского морей образованы континентальной корой позднепалеозойской Пангеи II. Наибольшую площадь в ее пределах здесь занимает эпигренвильский кратон Арктида. Этот кратон, расчлененный в ходе многочисленных эпизодов фанерозойского тектогенеза на блоки и пластины, в Восточной Арктике простирается от Новосибирских о-вов и арх. Де Лонга через о. Врангеля, поднятия Менделеева, Чукотское и Нортвинд на

Таблица. **ЭТАПЫ ДОКЕМБРИЙСКОГО-КАЙНОЗОЙСКОГО (PR_2-Kz) РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКОГО-СЕВЕРО-ЕВРАЗИАТСКОГОРЕГИОНА**

PR_2 Гренвильский орогенез: образование суперконтинента Родиния

PR_3 Распад суперконтинента Родиния. Обособление эпигренвильского континента Арктида от кратонов Балтика и Сибирский неопротерозойским (Тимано-Аляскинским) океаническим бассейном

1.
2. **V/€** Байкальский орогенез: закрытие неопротерозойского океана
3. вследствие компрессии из-за раскрытия "арктической" ветви океана Япетус

€-C_1 Континент Арктида отделен от континента Лаврентия ветвью океана Япетус; последний замыкался в ходе двух фаз орогенеза:

D_{1-2} Скандская фаза каледонского орогенеза.
D_3/C_1 Элсмирская фаза каледонского орогенеза.
Франклинский комплекс

Образование эпикаледонского континента Лавруссия (Еврамерика), включавшего Арктиду.

D_3-C_1 Континентальный рифтогенез (плюмовый механизм) эпикаледонской плиты (терригенно-вулканогенная группа Эндикот), продолжившийся локально в образовании океанических бассейнов.

Pz_3 Образование суперконтинента Пангея II. В пределах ее Восточно-Арктического сектора (в составе фрагментов Арктиды, байкальских и каледонских орогенных поясов) – шельфовое терригенно-карбонатное осадконакопление (нижний элсмирский комплекс). Образование Алазейско-Южно-Анюйский-Ангаючам океана (залива Пацифика), включавшего островные дуги, окраинные моря и микроконтиненты.

Pz_3-Kz Деструкция Пангеи в связи с импульсами нижнемантийного плюма.
P_2-T-J_1 Рифтогенез, растяжение и погружение Циркумполярного региона Пангеи, эпиконтинентальный морской бассейн Арктики (верхний элсмирский комплекс).

J_2-K_1 Образование Арктической магматической провинции под воздействием одноименного нижнемантийного плюма.

J_3-K_1 Начало образования глубоководных (океанических-субокеанических) бассейнов современного Северного Ледовитого океана, включая Канадский.

K_1/K_2 Среднемеловой (позднекиммерийский или брукский) орогенез: закрытие залива Пацифика, гранито-гнейсовый купольный тектогенез и синнадвиговые осадочные бассейны с нижним бруксовским комплексом.

K_2-Kz Раскрытие субокеанического бассейна Макарова-Подводников. Постколлизионные сдвигово-раздвиговые осадочные бассейны на шельфе Арктических морей с верхним бруксовским комплексом.

Kz Раскрытие Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана

территорию Чукотского п-ова и Северной Аляски. На всей этой площади широко распространен неопротерозойский-нижнепалеозойский терригенно-карбонатный чехол Арктиды. Выходы кристаллического фундамента предполагаются пока лишь на Чукотке. Среди блоков Арктиды в пределах шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей размещаются тектонизированные фрагменты байкальского и каледонского орогенных поясов. Неопротерозойские океанические комплексы байкалид датированы М.К. Косько на о. Врангеля; еще ранее они были выявлены на Чукотке и Аляске. Кремнисто-терригенные и вулканогенные комплексы каледонид (в интервале ордовик-девон) обнаружены на шельфе Чукотского моря к северу от Аляски и на своде Барроу. Каледонские структуры предполагаются также в пределах арх. Де Лонга.

Мезозойский тектогенез предопределил структурную зональность шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Континентальная кора палеозойской Пангеи II северных, краевых частей этих шельфов осталась слабо дислоцированной (здесь появились лишь структуры, обусловленные континентальным рифтогенезом и магматическим диапиризмом).

В противоположность этому, палеозойские-раннемезозойские породы южной, примыкающей к Евразии, части шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей были в мезозое интенсивно дислоцированы с образованием Новосибирско-Чукотско-Бруксовской складчато-надвиговой системы, которая составляет северо-восточную периферическую часть среднемелового (киммерийского) Верхояно-Чукотско-Аляскинского орогенного пояса. Эта система имеет северо-восточную ориентировку и представляет дислоцированный в ходе киммерийского орогенеза Циркумполярный сектор позднепалеозойского суперконтинента Пангея. Структуры Новосибирско-Чукотско-Бруксовской системы распространяются из пределов шельфов полярных морей на смежную территорию Евразии вплоть до южного ограничения в виде сегментированной – Колымской Петли-Южно-Анюйской-Чукотской-Кобук – коллизионной сутуры, обрамляющей внутреннюю коллизионную систему Верхояно-Чукотско-Аляскинского орогенного пояса. Все породы Новосибирско-Чукотско-Бруксовской системы (включая докембрийский фундамент) образуют вергентные в северных румбах пластины и чешуйчато-надвиговые структуры (в сочетании с юрско-меловыми зонами амфиболит-зеленосланцевого метаморфизма и гранито-гнейсовыми куполами); в этих структурах локально размещаются аллохтоны палеозойских-нижнемезозойских океанических и островодужных комплексов, перемещенных сюда из пределов южнее расположенной коллизионной системы, возникшей на месте закрывшегося в среднем мелу океанического залива Пацифика (бассейна Алазейско-Южно-Анюйского-Ангаючам). Северным ограничением среднемеловой складчато-надвиговой системы, слагающей шельфы Восточно-Арктических морей, является протяженный фронтальный надвиг северной вергентности, который поперечными сдвигами расчленен на ряд сегментов (с запада на восток: Новосибирский, Врангелевский, Геральда, Лисберна, Брукса). К этому надвигу, составляющему форленд всего Верхояно-Чукотско-Аляскинского орогенного пояса в целом, с севера примыкает система позднеюрских-меловых синорогенных краевых бассейнов, протягивающаяся на шельфах от Новосибирских о-вов до подножий хр. Брукс включительно. Фронтальный надвиг киммерийского орогена вскрывается лишь на Аляске и на некоторых островах, а на остальных шельфах прослеживается в виде ограничения извилистой четковидной положительной гравитационной аномалии, а кроме того, выявлен в ряде сейсмопрофилей.

Формирование шельфов полярных морей началось в конце палеозоя, когда

герцинский суперконтинент Пангея под действием нижнемантийного апвеллинга (пермские траппы) локально испытал деструкцию, утонение континентальной коры и рифтогенез. В Восточной Арктике на этом этапе (см. таблицу) возникли эпиконтинентальные морские бассейны с верхнеэлсмирским терригенным наполнением. В триасе и юре на фоне нараставшей активности континентального рифтогенеза происходило увеличение площади шельфовых бассейнов, позиция и конфигурация которых несколько менялись во времени. Заполнявшие их терригенные отложения (глинистые сланцы и турбидиты верхнеэлсмирского комплекса и его аналогов) свидетельствуют об увеличении глубинности бассейнов. Формирование мезозойских эпиконтинентальных бассейнов (как следствие продолжавшейся деструкции Циркумполярного сектора Пангеи) протекало на фоне неоднократных новых импульсов нижнемантийного апвеллинга. Одному из них отвечает юрско-среднемеловой Арктический плюм, отразившийся в формировании обширной одноименной магматической провинции. Арктический плюм стал причиной наиболее интенсивного рифтогенеза и возникновения в пределах Циркумполярного сегмента Пангеи первого Канадского океанического бассейна современного Северного Ледовитого океана.

В целом структуры шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей в среднем мезозое развивались при диаметрально противоположных, меняющихся по площади режимах: растяжения в северной части, примыкающей к формирующимся океаническим бассейнам Арктики, и сжатия на их южных участках, граничащих с замыкавшимся Алазейско-Южно-Анюйским-Ангаючам океаническим заливом Пацифика. Прослеживается компенсационная взаимосвязь двух этих режимов: раскрытие Канадского бассейна явилось причиной коллизионных событиий в океаническом заливе Пацифика и образования Верхояно-Чукотско-Аляскинского орогенного пояса. Это сочетание различных геодинамических обстановок привело к формированию в среднем мезозое структурной зональности на шельфах Восточно-Арктических морей. В северной их части по периферии Канадской котловины возникли ассоциирующие с ней грабены. Южные участки шельфов (смыкающиеся с континентальной Евразией) были вовлечены в среднемеловой орогенез, в ходе которого образования Пангеи II были дислоцированы в форме складчато-надвиговых структур (дополнявшихся синнадвиговыми бассейнами), составивших Новосибирско-Чукотско-Бруксовскую систему среднемелового орогена.

Кардинально меняется геодинамический режим на шельфах Восточно-Сибирского и Чукотского морей в позднем мелу. С этого времени здесь формируются раздвиговые и синсдвиговые (типа пулл-апарт) бассейны, отражающие обстановку растяжения в связи с дальнейшим раскрытием океанических бассейнов Северного Ледовитого океана.

Литература

1. *Хаин В.Е., Филатова Н.И.* Тектоника Восточной Арктики. Геотектоника, 2007, № 3, С.3-29.
2. *Хаин В.Е., Филатова Н.И.* Основные этапы тектонического развития Восточной Арктики. Докл. РАН, 2007, Т. 415, № 4, С. 518-523.
3. *Хаин В.Е., Филатова Н.И.* Развитие Верхояно-Колымской орогенной системы как результат взаимодействия континентальных и океанических плит. Геотектоника, 2008, № 4, С. 18-48.
4. *Хаин В.Е., Филатова Н.И.* Суперплюмовые эпизоды Восточно-Арктического- Азиатского региона и их корреляция с аналогичными событиями других регионов Земли. Докл. РАН, 2008, Т. 420, № 2, С. 208-212.
5. *Хаин В.Е., Филатова Н.И.* Структуры Центральной Арктики и их связь с Арктическим плюмом. Геотектоника, 2009, № 6, С. 24-51.
6. *Хаин В.Е., Филатова Н.И.* От Гиперборei к Арктиде: к проблеме докембрийского кратона Центральной

Арктики. Докл. РАН, 2009, Т. 428, № 2, С. 220-224.

7. *Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д.* Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. М.: Наука. 2009. 227 с.
8. *Хаин В.Е., Филатова Н.И.* Кратон Арктида и неопротерозойские-мезозойские орогенные пояса Циркумполярного региона. Геотектоника, 2010, № 3, С. 3-29.
9. *Хаин В.Е., Филатова Н.И.* Океанические бассейны в предыстории Северного Ледовитого океана. Докл. РАН, 2010, Т. 432, № 6, С. 1-5.
10. В.Е. Хаин (главный редактор). Тектоническая карта Восточной Арктики и прилежащей Евразии. М-б 1:2500000. 2 листа. Авторы: В.Е. Хаин, Н.И. Филатова, И.Д. Полякова, В.Д. Чехович. М.: ГИН РАН, Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2010.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ ГАЗОВО-ГРЯЗЕВЫЙ ВУЛКАНИЗМВ ИЛИЙСКОМ ОСАДОЧНОМ БАССЕЙНЕ

Вапник Е.[а], Казакова Ю.И. [б], Сокол Э.В. [в], Фишман И.Л. [г]

[а] *Университет им. Бен-Гуриона, Беэр-Шева, Израиль*
[б] *Геофизическая обсерватория «Каскелен» Национального ядерного центра РК*
[в] *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия*
[г] *ТОО «КазЗарубежГеология», Алматы, Казахстан*
(fil_35@mail.ru)

Илийский осадочный бассейн (ИОБ) – это, по существу, крупная межгорная впадина в составе Тянь-Шаня. Она протягивается в широтном направлении на 400 км при ширине от 60 до 120 км (рис. 1) между хребтами Кендыктас, Заилийский Алатау и хр. Кетмень (на юге) и Жонгарским Алатау (на севере). Эти хребты сложены преимущественно каменноугольными и пермскими существенно вулканогенными комплексами, которые по данным бурения в фундаменте впадины погружены на глубину до 3000 м и более. Бассейн состоит из двух прогибов – Алматинского (на западе) и Жаркентского (на востоке). В качестве автономного бассейн рассматривается с олигоцена, когда поднявшийся хребет Боро-Хоро отделил Жаркентский прогиб от Жонгарского бассейна, в составе которого он ранее развивался.

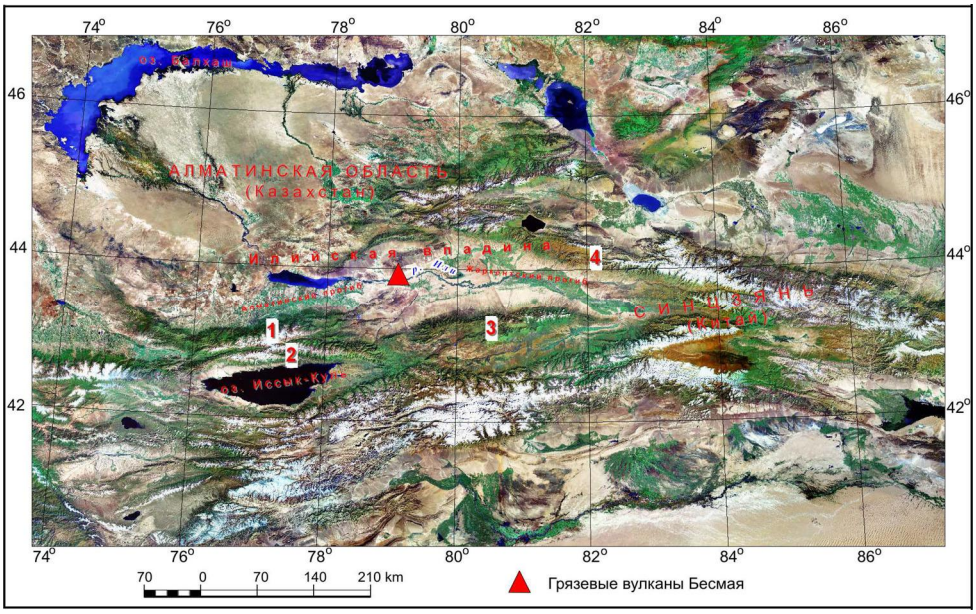


Рис. 1. Положение Илийского осадочного бассейна и грязевулканической постройки Бесмая среди хребтов Тянь-Шаня. Хребты: 1- Заилийский Алатау, 2 - Кунгей Алатау, 3 – Кетмень, 4 – Боро-Хоро.

В осевой части впадины, в пустынной зоне правобережья р. Или на поверхности неогеновой песчано-глинистой толщи обнаружены многочисленные кольцевые и дуговые линеаменты диаметром до 2 км. Вероятнее всего, они связаны с грязево-газовыми вулканическими структурами, поскольку по периферии одной из них располагаются многочисленные малые грязевулканические постройки. Многие из этих невысоких (до 1-2 м) плосковершинных конусов увенчаны развалами черных шлаковых глыб, которые первоначально рассматривались как продукты глубинного магматизма. Первое описание этих позднекайнозойских вулканов [1], располагающихся на территории Государственного природного

национального парка Алтын-Эмель, вблизи кордона Бесмая, привлекло внимание специалистов различных стран. Совместная экспедиция авторов настоящей статьи позволила собрать новые факты и с иных позиций обосновать генетическую модель необычного вулканического проявления. В частности, было установлено вещественно-морфологическое сходство структур Бесмая с хорошо изученными проявлениями грязево-газового вулканизма (Тамань, Мертвое море, Иран и др. [2-4]). Доказано, что шлаки в подобных образованиях – это продукты плавления окружающих пород в пламени метановых факелов.

Основным структурообразующим элементом грязевулканической постройки Бесмая является неглубокая (0,5-2 м) кольцевая депрессия диаметром около 1 км, ограниченная дугами, четко выделяющимися на местности и на материалах дистанционного зондирования. В юго-западном обрамлении депрессии располагаются три компактных поля позднекайнозойских грязевулканических построек (рис.2): Главное поле, такыры «Носатик» и «Рыбка». Все они (как сопровождающиеся шлаками, так и без них) – ассоциируются с такырами, которые, очевидно, представляют ареалы разливов наиболее жидкой извергнутой песчано-глинистой массы. Главное поле – это область сближенных небольших удлиненных такырных площадок, ориентированных большей частью радиально по отношению к кольцевой депрессии. Здесь, на площади 500х150 м было обнаружено 19 разновозрастных шлаковых конусов – бокка – и одна целиком уничтоженная постройка, на месте которой сохранился только развал шлаковых глыб. С ними соседствуют 11 грифонов и бесшлаковых грязевулканических построек, сложенных тонкоотмученным илистым материалом (преимущественно хлоритово-мусковитового состава) с примесью микрозернистого полевошпат-кварцевого песка, кальцита и доломита. Этот материал не консолидирован, гомогенизирован и не несет следов обжига или плавления. Наибольшая из этих построек представляет собой ассиметричный конус (20х7 м в горизонтальном сечении) высотой менее 1 м с очень пологими (угол наклона - первые градусы) склонами. Конус сложен свежими илами и полностью лишен растительности. Все это в комплексе указывает на истечения илистого материала в самом недалеком прошлом. Общая конфигурация Главного поля, также как клавишное расположение составляющих его линейных элементов (такырных площадок, одни из которых приподняты, другие – опущены) контролируется двумя параллельными разломами (Аз. пр. ~30º), которые удалены один от другого на расстояние 180 м. В этом же направлении ориентированы цепочки деревьев туранги (пустынный вид тополя). Это указывает на то, что подъем грунтовых вод также контролируется зонами разрывных нарушений.

Шлаковые постройки Главной площади в различной степени эродированы. Морфологически они варьируют от очень пологих куполов (угол наклона склона 10-15º) до плосковершинных конусов со «срезанной» макушкой. На вершинах единичных грязево-вулканических конусов Главного поля среди развалов шлаков наблюдаются участки, обогащенные щебнем красных предположительно пермских вулканитов. Реликты некоторых полностью разрушенных конусов фиксируются изометричными (не более 2-5 м в диаметре) скоплениями обломков таких вулканических пород.

Два других поля – это одиночные такыры «Носатик» и «Рыбка». Достаточно большой такыр «Рыбка» (200 х 60 м) включает 2 шлаковых конуса (рис. 3), а наиболее крупный «Носатик» (360 х 100 м) - только один. Такыр «Рыбка» в отличие от двух других полей ориентирован в субширотном направлении. На юге к нему примыкают две параллельные линии произрастания туранги, вытянутые вдоль дугообразного разлома (вероятной кольцевой границы одной из депрессий).

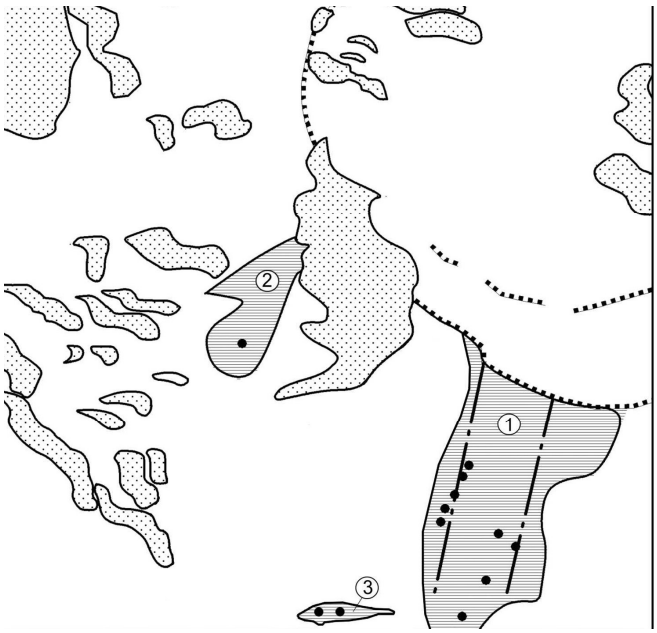


Рис. 2. Схема расположения проявлений газово-грязевого вулканизма на участке Бесмая. 1 – барханы, 2 – вулканические поля: *1* – Главное, *2* – Носатик, *3* - Рыбка, 3 – шлаковые конусы, 4 – фрагменты кольцевых структур, 5 - разломы

Шлаковые конусы всех полей имеют в целом одинаковый облик, но нередко различны по сохранности, что свидетельствует об их разновозрастности. Внешний диаметр наиболее сохранных построек обычно не превышает 15 метров. Диаметр верхней площадки изменяется от 3 м до 8 м, а высота конусов обычно не более 80 см, но изредка достигает 2 м. Во многих случаях шлаки образуют невысокий вал по периметру постройки – зона наиболее активного плавления осадков. Вертикальная мощность зоны термического воздействия не превышает 20-30 см. Непосредственно под ней находятся незатронутые обжигом карбонатно-пелитовые осадки.

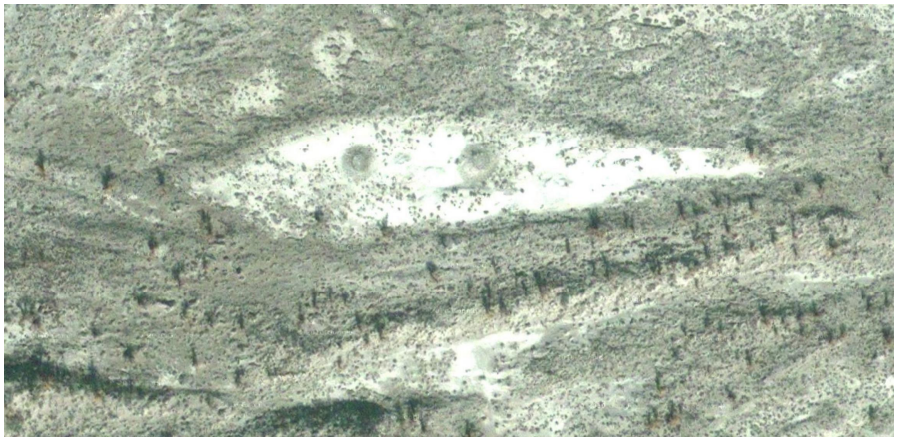


Рис. 3. Такыр «Рыбка» с двумя шлаковыми конусами. К югу такыра – фрагменты дуговых разломов с цепочками деревьев

Горение метана, судя по характеру плавления пород, было приповерхностным. Можно предположить, что распространению пламени на глубину препятствовала вода, стоявшая прямо под конусом, возможно, в виде пульпы. Об этом, в частности, свидетельствует широкое распространение кластогенных пород песчано-алевритовой размерности, сцементированных кальцитом, которые интерпретируются как осадок (отстой) мелководных грязевых луж.

Обилие угольной сажи в крупных кавернах шлаковых глыб, а также сосуществующие с частицами элементарного углерода микроиндивиды самородного железа, интерметаллидов системы Fe-Ni-Cr и самородного Si (диагностика выполнена методом СЭМ) указывают на дефицит кислорода и

избыток топлива в зоне высоких температур.

Шлаки, возникшие в результате плавления сопочных илов в пламени мощных метановых струй или мелких факелов, горевших в многочисленных трещинах на своде конуса, гетерогенны по цвету и текстуре. Преобладают темно-зеленые, почти черные породы, внешне очень похожие на обычные вулканические шлаки. Их высокая пористость (размеры от первых миллиметров до 10 см) свидетельствует о значительной газонасыщенности расплава. Однако эпизодически встречаются и массивные породы. Обычны многочисленные структуры течения маловязких силикатных расплавов – «сосульки», мелкие «озерца», заполненные закаленной породой, гофрированные микропотоки. Для стекол характерны тонкие флюидальные структуры.

В шлифах отмечается разнообразные по окраске стекла. Часто границы между разными по цвету участками (зелеными различных оттенков, бесцветными и, очень редко, бурыми) резкие - свидетельство неравновесности состава, характерном для кратких процессов плавления и быстрого застывания. Породообразующие минералы представлены диопсидом и волластонитом. Обнаружены также единичные индивиды псевдоволластонита и плагиоклаза. Преобладают сноповидные, звездчатые и сферолитоподобные агрегаты диопсида. Размер индивидов 1х0,03-0,05 мм. Характерны футлярные индивиды, разнообразные скелетные формы кристаллов и кристаллитов, погруженных в стекловатый матрикс с отчетливой флюидальностью (рис. 4). Рудные минералы (пирротин, значительно реже – самородное железо) образуют идеальные микросферы, что указывает на их ликвационную природу.

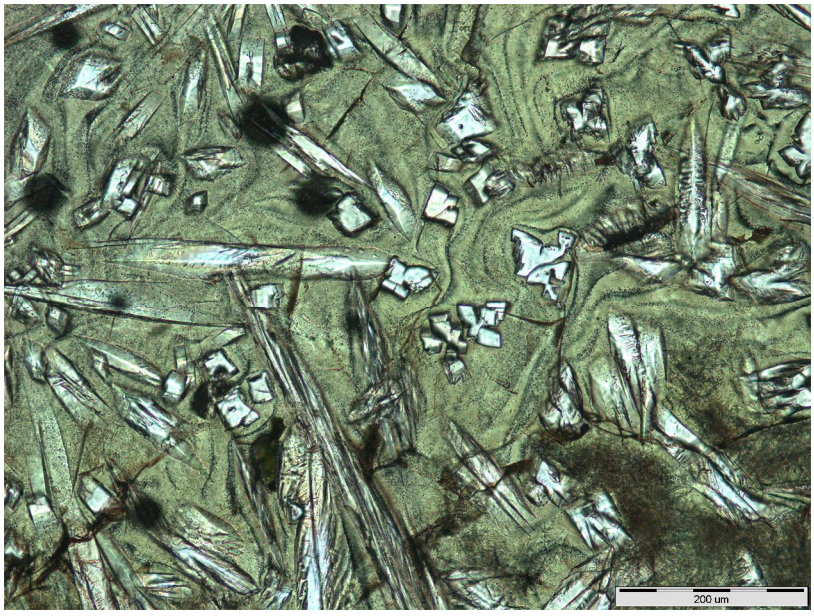


Рис. 4. Обтекание стеклом игольчатых кристаллов диопсида (без анализатора)

Химический состав шлаков не имеет аналогов среди магматических пород. Их уникальность определяет чрезвычайно низкое содержание железа (2-2.5 мас. % Fe_2O_3) в сочетании с аномально высокой щелочностью (2-4 мас. % K_2O – в породах и стеклах; 5-10 мас. % Na_2O – в породах, и до 25-30 мас. % Na_2O – в локальных участках стекла). Отличительной особенностью этих пород также являются высокие содержания сульфатной серы (определена как SO_3) и хлора (до 3 мас.% в стеклах). Эти особенности являются следствием плавления совместно с карбонатно-пелитовым протолитом обильных высолов, характерных для этого района с пустынным климатом. В составе изученных проб солей преобладают сульфаты и карбонаты натрия, обилен галит, возможно присутствие боратов.

Каждый из этих компонентов обладает флюсующими свойствами, вследствие чего резко понижал температуру плавления осадочного протолита и вязкость пирогенных расплавов.

Изложенные структурно-вещественные признаки характеризуют структуру Бесмая как новое крупное поле развития грязевых вулканов ориентировочно плейстоцен-голоценового возраста, извергавших маловязкую обводненную пульпу. Струи углеводородных газов (в первую очередь метана) периодически воспламенялись при выходе в атмосферу. На наличие в недалеком прошлом многочисленных факелов горения указывают локальные очаги плавления пульпы, в пределах которых распространены шлаки необычного химического состава, получившие название бесмаитов [1] Источником флюидизированного песчано-глинистого материала, очевидно, служила верхнеолигоцен-миоценовая толща, слагающая верхний этаж ИОБ. Здесь преобладают глины, песчаники, гипсы, мергели и песчанистые глины. Что же касается генерации газа, то его гипотетический источник трудно найти в палеозойских колонках прилегающих к ИОБ блоков, которые почти полностью сложены вулканическими толщами. Известно только, что в процессе извержений в некоторых случаях на поверхность были вынесены обломки пород, среди которых преобладают вулканиты предположительно пермского возраста.

На примере трех полей грязевулканического района Бесмая (Главное поле, «Носатик» и «Рыбка») нетрудно заметить, что количество шлаковых центров находится в обратном соотношении с интенсивностью извержений глины. Можно предположить, что очаги горения и плавления чаще всего возникали в тех случаях, когда газовые струи быстро достигали поверхности в проницаемых зонах (Главное поле с его развитой трещинной тектоникой включает 19 шлаковых очагов). При встрече с эффективной покрышкой преобладали извержения глины (такыры «Рыбка» – два фокуса горения и «Носатик» - один фокус).

О формирующихся резервуарах газа можно косвенным образом судить по неглубокой депрессии (кальдере), к которой с юга примыкают шлаковые конусы. Анализ данных дистанционного зондирования показал, что окружности, аналогичные главной депрессии постройки Бесмая, дешифрируются на достаточно широкой площади в особенности к западу от охарактеризованного участка, куда они прослеживаются на расстояние около 30 км. Позднекайнозойский возраст этих образований указывает на продолжающееся развитие бассейна, включая процессы газогенерации и перераспределения легких углеводородов.

Литература

1. Казакова Ю.И., Каменский А.С., Фишман И.Л. Базальтовые коматииты и грязевый вулканизм в Илийской межгорной впадине // Геология и охрана недр. 2007. № 4. С. 41-47.
2. Е.Ф. Шнюков, Э.В.Сокол, Е.Н. Нигматулина, С.А. Коржова, И.Н. Гусаков. «Огненное извержение» грязевого вулкана Карабетова гора, 2000 г.: сценарий события, продукты извержения, минералогия и петрография плавленых пород // Геология и полезные ископаемые мирового океана, 2009, № 4, с. 77-94.
3. McLintock, W. F. P. (1932). On the metamorphism produced by the combustion of hydrocarbons in the Tertiary sediments of south-west Persia. *Mineralogical Magazine* **23**, 207-227.
4. Sokol E., Novikov I., Zateeva S., Vapnik Ye., Shagam R., Kozmenko O. Combustion metamorphism in Nabi Musa dome: New implications for a mud volcanic origin of the Mottled Zone, Dead Sea area // Basin Research, 2010, v.22, №6, p. 414-438.

ТИПИЗАЦИЯ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ КСЕНОЛИТОВ КВАРЦЕВЫХ ПЕСЧАНИКОВ С БАЗАЛЬТОВЫМ РАСПЛАВОМ НА ПРИМЕРЕ ИЗВЕРЖЕНИЙ 2001-2003 ГОДОВ В УЛКАНА ЭТНА (ИТАЛИЯ)

Фомин И.С., Плечов П.Ю.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия (fomin@web.ru)

В 2001-2003 годах на Этне произошла серия извержений на южном и северо-восточном склонах вулкана. Продукты извержения представлены в основном лавами щелочных базальтов с вкрапленниками оливина, пироксена и плагиоклаза. Основным их отличием от продуктов иных лет является большое количество ксенолитов. Среди ксенолитов наиболее распространены включения кварцаренитов – анхимономинеральных кварцевых песчаников (напр. [1]), что даёт возможность проследить процесс ассимиляции на простой, «модельной» системе. Нами не были найдены какие-либо свидетельства о полиморфной модификации кремнезёма во время взаимодействия с магмой, потому мы называем кристаллическую фазу кварцем по её настоящему состоянию.

Кварцевые ксенолиты состоят из средне- и хорошоокатанных зёрен в среднем размером в первые десятые доли миллиметра. Размеры их весьма различны и колеблются от отдельных песчинок в магматическом матриксе до ксенолитов размером в первые дециметры. Хорошо устанавливается как макроскопическими, так и микроскопическими методами разная степень из взаимодействия с расплавом. Это позволяет установить весь спектр взаимодействия с расплавом.

На основе микроскопического изучения выделены следующие типы границ ксенолитов:

- Непосредственный контакт, когда кварцевые зёрна обволакиваются основной массой вмещающей породы.
- Контакт с пироксеновой каймой прерывистого типа. В таком случае на поверхности зёрен кварца, выдающихся из ксенолита в породу, образуется пироксеновая кайма. В случае малой её мощности (10-20 микрон) зёрна пироксена непосредственно примыкают к зёрнам кварца, однако при достижении ею 30 и более микрон кварц отделяется от каймы слоем расплава. При этом в промежутках между зёрнами кварца образуются «карманы», заполненные высококремнёвым стеклом и основной массой вмещающей породы. По краям «мешков» также развивается пироксеновая кайма (рис. 1).

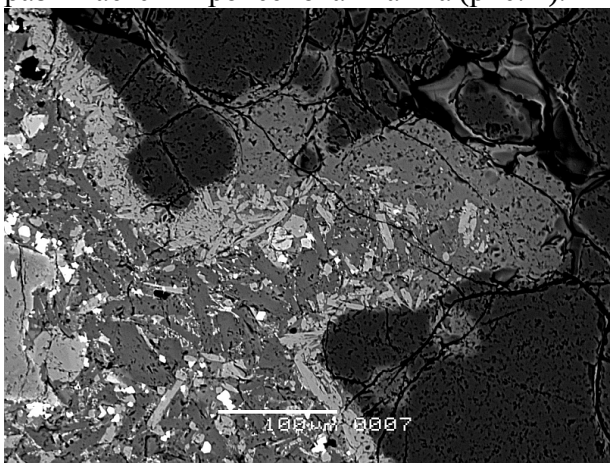


Рис. 1. Пироксеновая кайма с карманами на границе ксенолита (фото в отражённых электронах).

- Сплошная пироксеновая кайма, обычно за ней в ксенолите находится значительный слой расплава.
- Также иногда наблюдаются «колечки» из мелкозернистого агрегата пироксена только с расплавом внутри.

Замечено также, что в более мелких ксенолитов доля стекла больше; в более крупных видно уменьшение доли расплава от центра к границе. Установлено, что вокруг отдельных песчинках находится расплав фонолитового состава (K_2O+Na_2O 15-16 мас.%, SiO_2=54 мас.%, Al_2O_3=10-13 мас.%, FeO=5-7 мас.%), в центре крупных кварцевых ксенолитов стекло уже риолитовое (K_2O+Na_2O 4-6 мас.%, SiO_2 70-85 мас.%, Al_2O_3 8-13 мас.%, FeO 1-4 мас.%). Профили по составу стекла показывают непрерывный ряд от риолитов через трахидациты до трахиандезитов. Стекло в основной массе базальтов имеет

фонотефритовый состав, при этом стекло на удалении от ксенолитов и вблизи них не отличается значимо по составу. Номенклатура приведена по [2].

На основании этого нами установлена последовательность процесса ассимиляции.

Постоянно происходит прогрев ксенолита, ведущий к его плавлению. На основании очень высоких содержаний щелочей в каёмке стекла вокруг отдельных зёрен, можно предположить экстракцию щелочей в кислый расплав (образуются трахитовые расплавы). Это приводит к химическому растворению кварца вместо его плавления, что позволяет объяснить, почему в кварцевых ксенолитах присутствует стекло, несмотря на то, что температура базальтов (1100-1150°C, по [1]) меньше температуры плавления.

Параллельно с этим идёт процесс дробления ксенолитов, который приводит в соприкосновение с базальтовой магмой «свежего» материала ксенолита. Практически сразу после начала контакта кварца с расплавом начинается рост пироксеновой каймы, на что указывает примыкание зёрен пироксена к кварцу без прослоя стекла. Идёт дальнейшее растворения вещества ксенолита. Рост пироксеновой каймы, как мы предполагает, идёт в две стороны: внутрь ксенолита и во вмещающую породу (это видно на рис.3, отдельные зёрна пироксена появляются в стекле со стороны ксенолита и срастаются по мере роста в единый агрегат, тут же хорошо видна гетерогенность стекла внутри ксенолита, светлое во внутренней зоне ксенолита, а тёмное, с примесью базальтового расплава – во внешней). Таким образом, ксенолит самоизолируется от вмещающей породы. Обнаруженные нами «колечки» пироксена со стеклом интерпретируются как конечная стадия растворения отдельных кварцевых песчинок – кремнезём уже не образует самостоятельной кристаллической фазы (см. рис. 2).

В настоящей работе приведена систематизация реакционных взаимоотношений между ксенолитами кварцевых песчаников с вмещающим базальтовым матриксом. Установлено, что влияние их на химический состав пород пренебрежимо мало, что связано с «самоизоляцией» этих ксенолитов пироксеновыми каймами.

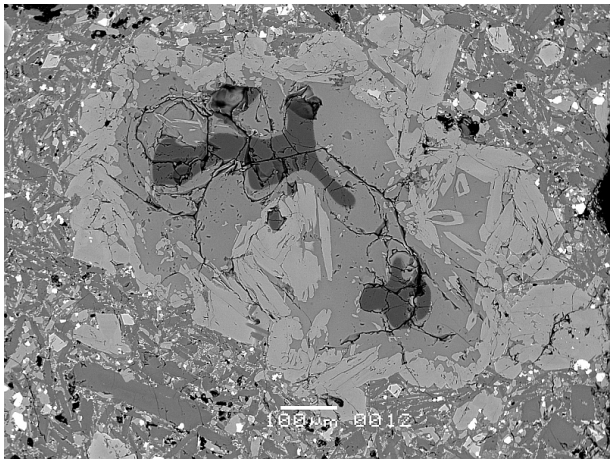


Рис. 2. Остатки кварцевой песчинки в тефритовом стекле. Видна пироксеновая кайма.

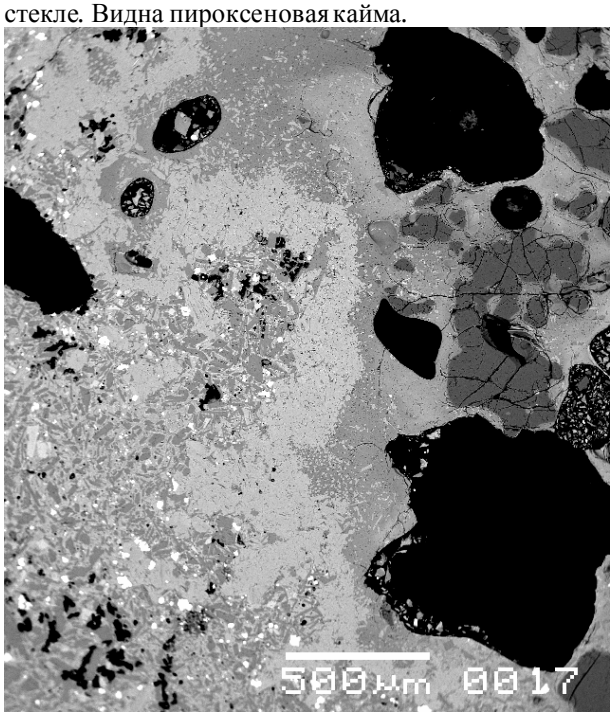


Рис. 3. Мощная пироксеновая кайма на границе с ксенолитом

Литература

1. *Viccaro M., Ferlito C., Cristofolini R.* Complex evolution processes in the upper feeding system of Mt. Etna (Italy) as revealed by the geochemistry of recent lavas // Periodico di mineralogio, 2008,том 77, №3, С.31-42.
2. *Le Bas M.J., Streckeisen, A.L.* The IUGS systematics of igneous rocks // J. Geol. Soc. London, 1991, том 148, С.825-833.

СПЕЦИФИКА ПРОЦЕССОВ КОНЦЕНТРАЦИИ ЗОЛОТА НА УГЛЕРОДИСТОМ ГЕОХИМИЧЕСКОМ БАРЬЕРЕ В ПОЛЯРНЫХ РЕДОКС-УСЛОВИЯХ СРЕДЫ

Фомичев В.И.

Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева НАН РК, Алматы (ignkis@mail.ru)

Вариация устойчивости, миграционной способности и специфики осаждения комплексных ионов металлов и их элементарных форм в гидротермальной системе функционально зависит от термодинамического состояния воды, предопределяющей существование в природных системах трех её областей, отличных по характеру проявления редокс-процессов [2–5]:

I (центральная) область термодинамической устойчивости воды, ограниченная полуреакциями её окисления $2H_2O + 4e^- \leftrightarrow O_{2(г)} + 4H^+_{(водн)}$ и восстановления $H_2O + e^- \leftrightarrow ½H_{2(г)} + OH^-_{(водн)}$. В ней идет самопроизвольное восстановление кислорода воздуха до аниона O^{2-} с формированием H_2O и синхронным окислением восстановленных форм элементов и их ионов редокс-полуреакций с потенциалами менее положительными, чем кислородного электрода. Например, молекулярный кислород окисляет катион Cu^+ до Cu^{2+} с образованием воды: $O_{2(г)} + 4Cu^+ + 4H^+ \leftrightarrow 4Cu^{2+} + 2H_2O$, ЭДС = $E^o_{H2O/O2} - E^o_{Cu^{2+}/Cu^+}$ = 1.229 – 0,152 = +1,077 В >> 0 (реакция идет слева направо). Для области свойственно возможное реагирование окисленных и восстановленных форм элементов, их ионов и комплексов различных редокс-полуреакций с существенно отличными потенциалами.

II (верхняя) резкоокислительная область разложения воды с выделением молекулярного кислорода. Находящиеся в ней ионы, комплексы и соединения элементов окисленных форм полуреакций с редокс-потенциалом более положительным, чем $E^o_{H2O/O2}$, термодинамически неустойчивы и должны самопроизвольно восстанавливаться с синхронной диссолюцией H_2O и образованием O_2. Так, катион Co^{3+}, редокс-потенциал которого равен 1,95 В, окисляет ион O^{2-} воды с формированием O_2, а сам восстанавливается до двухвалентного состояния: $Co^{3+} + 2H_2O \leftrightarrow Co^{2+} + O_2 + H^+$, ЭДС= $E^o_{Co^{3+}/Co^{2+}} - E^o_{H2O/O2}$ = 1,95 − 1.229 = +0,721 В > 0. Следовательно, *вода в резкоокислительной области способна выполнять функцию восстанавливающего агента*.

III (нижняя) резковосстановительная область разложения воды под электрохимическим воздействием редокс-полуреакции $H^+ + e^- \leftrightarrow ½H_2$ или $H_2O + e^- \leftrightarrow ½H_{2(г)} + OH^-_{(водн)}$ (соответственно в кислых и щелочных средах) с находящимися здесь восстановителями. Поэтому восстановительные формы редокс-полуреакций с потенциалами более отрицательными, чем потенциал водородного электрода в водных растворах термодинамически неустойчивы и процессы в них должны самопроизвольно протекать в сторону получения более окисленных веществ с синхронным разложением H_2O и выделением из неё газообразного водорода. Тем самым, *вода в резковосстановительной области является активным окисляющим агентом*. Например, её ион H^+, как окислитель, способен перевести металлический хром, в двухвалентное состояние, сам восстанавливаясь до H_2: $2H_2O + Cr_{(к)} \leftrightarrow Cr^{2+} + H_2 + OH^-$, поскольку величина ЭДС реакции при любых значениях pH положительна (ЭДС$_{(при\ pH=14)}$ = $E_{H2O/H2} - E^o_{Cr^{2+}/Cr}$ = −0,828 − (−0,913) = +0,085 В).

В **центральной области термодинамической устойчивости воды** в полной мере реализуется наивысшая среди металлов ярко выраженная комплексообразующая способность золота и серебра, легко вступающих во взаимодействие с активными лигандами с формированием *прочных миграционно-способных* комплексов, закономерно видоизменяющихся в эволюционирующих

редокс-условиях гидротермальных систем [7]. В ней, по данным электрохимического анализа поведения различных форм благородных металлов в эволюционирующих средах, выделяются на диаграммах Eh–pH ряд зон гидротермальной системы состава Au – Ag – H_2O – O_2 – H_2 – Cl – S (при участии ионов брома, йода и аммиака) с полями устойчивости характерных для них комплексов золота и серебра: 1) высокоокислительная ультракислая, в которой устойчивы лишь моно–, ди– и тетрахлоридные комплексы золота $AuCl^{\circ}$, $AuCl_2^-$ и $AuCl_4^-$; 2) повышеннокислительная кислотно-умереннощелочная, охватывающая поля стабильности $AuBr_4^-$, $AgCl^{\circ}$, AuJ_2^- и ионов серебра Ag^+; 3) щелочно-умеренноокислительная с участками устойчивости гидроксокомплексов золота и серебра $Au(OH)_2^-$, $AuOH^{\circ}$, AuO_2^-, $Ag(OH)_2^-$, $AgOH^{\circ}$ и AgO^-; 4) слабоокислительная нейтрально-щелочная с зоной стабильности частиц $AuHS^{o}$, $AgCl_2^-$, $AgHS^{\circ}$ и $AgBr_4^-$; 5) кислотно-слабоокислительная с полем устойчивости тиосульфатных соединений $Au(S_2O_3)_2^{3-}$, $Ag(S_2O_3)_2^{3-}$, а также бромидов серебра $AgBr_4^-$; 6) щелочно-слабоокислительная с зоной стабильности аммиакатов Au и Ag; 7) восстановительная умереннокислотно-щелочная с полями устойчивого развития дигидрохалькогенидных комплексов $Au(HS)_2^-$ и $Ag(HS)_2^-$, $Au(HSe)_2^-$ и $Ag(HSe)_2^-$, $Au(HTe)_2^-$ и $Ag(HTe)_2^-$; 8) высоковосстановительная ультращелочная с локальным участком стабильности сульфидных комплексов AuS^- и AgS^- [7, 8].

В верхней (резкоокислительной) области разложения воды сосредоточены редокс-полуреакции ионов золота, а также серебра высшей степени окисления и их окислов с более положительными, чем у кислородного электрода потенциалами: $Au^+ + e^- \leftrightarrow Au$ ($E^o = +1{,}83$ В); $Au^{3+} + 3e^- \leftrightarrow Au$ ($E^o = +1{,}52$ В); $Ag^{2+} + e^- \leftrightarrow Ag^+$ ($E^o = +1{,}98$ В); $AuO + 2H^+ + 2e^- \leftrightarrow Au + H_2O$ ($E^o = +1{,}37$ В); $AuO_3^{3-} + 6H^+ + 3e^- \leftrightarrow Au + H_2O$ ($E^o = +2{,}33$ В); $AgO^- + 2H^+ + e^- \leftrightarrow Ag + H_2O$ ($E^o = +2{,}22$ В). Поэтому окислители этих полуреакций, в частности ионы золота, обладая значительно более высокими значениями потенциала, чем $E^o_{H2O/O2}$, находятся в метастабильном состоянии и самопроизвольно расщепляют воду (под электрохимическим воздействием $E_{H2O/O2}$), окисляя её ион O^{2-} до O_2, а сами восстанавливаются до самородной формы: $4Au^+ + 2H_2O \leftrightarrow 4Au_{(к)} + O_2 + 4H^+$, ЭДС= $E^o_{Au^+/Au} - E^o_{H2O/O2} = 1{,}83 - 1.229 = +0{,}601$ В > 0. Причем, образованное в этих условиях самородное золото отличается наивысшим благородством, поскольку находящимся в системе окислителям с более высоким, чем у него потенциалом термодинамически выгодее вступить (с более положительным ЭДС) в редокс-реакцию с водой.

В **нижней (резковосстановительной) области неустойчивости воды** проявлена многочисленная группа редокс-полуреакций становления халькогенидных комплексных соединений золота и серебра с потенциалом каждой из них меньше $E^o_{H^+/H2}$: $AuTe_2 + e^- \leftrightarrow Au + Te_2^{2-}$ ($E^o = -0{,}95$ В); $Ag_2Te + 2e^- \leftrightarrow 2Ag + Te^{2-}$ ($E^o = -1{,}12$ В); $Ag_2Se + 2e^- \leftrightarrow 2Ag + Se^{2-}$ ($E^o = -0{,}93$ В); $Ag_2S_{(т)} + 2e^- \leftrightarrow 2Ag + S^{2-}$ ($E^o = -0{,}691$ В); $AuS^- + e^- \leftrightarrow Au + S^{2-}$ ($E^o = -0{,}47$ В); $Ag_2Se + 2H^+ + 2e^- \leftrightarrow 2Ag + H_2Se$ ($E^o = -0{,}38$ В); $Ag_2Te + 2H^+ + 2e^- \leftrightarrow 2Ag + H_2Te$ ($E^o = -0{,}68$ В). Поэтому восстановленные формы приведенных полуреакций находятся в метастабильном состоянии и процессы в них должны самопроизвольно протекать в сторону окисления самородных Au и Ag с синхронным восстановлением ионов H^+ воды и выделением из неё газообразного водорода. Но образованные в экстремальных условиях частицы метастабильного золота и серебра, как активные комплексообразователи, термодинамичкски способны вступить во взаимодействие (при электрохимической поддержке пары H^+/H_2 разлагающейся воды) с присутствующими энергичными и устойчивыми лигандами халькогенов с образованием стабильных в этих средах комплексных соединений, в том числе природных минеральных форм: $2H^+ + 2Ag + Se^{2-} \leftrightarrow$ **Ag_2Se** + $H_{2(г)}$ (ЭДС = $E^o_{H^+/H2}$ –

$E^o_{Ag2Se/Ag+Se^{2-}}$ = 0,00 − (−0,93) = +0,93 В**);** $2H^+ + 2Au + 2Te_2^{2-} \leftrightarrow 2\mathbf{AuTe_2} + H_{2(г)}$ **(**ЭДС = $E^o_{H^+/H_2} - E^o_{AuTe2/Au}$ = +0,95 В**);** $2H^+ + 2Ag + Te^{2-} \leftrightarrow \mathbf{Ag_2Te} + H_{2(г)}$ **(** ЭДС = $E^o_{H^+/H_2} - E^o_{Ag2Te/Ag+Te^{2-}}$ = 0,00 − (−1,12) = +1,12 В**);** $2H^+ + 2Ag + H_2Te \leftrightarrow \mathbf{Ag_2Te} + 2H_{2(г)}$ **(**ЭДС = $E^o_{H^+/H_2} - E^o_{Ag2Te/2Ag+H2Te}$ = 0,00 − (−0,68) = +0,68 В**).** Термодинамически возможен и вариант осаждения частиц нанозолота на гранях и дефектах кристаллической решетки более ранних сульфидов с менее отрицательным потенциалом.

Следовательно, золото (как и его младший собрат по подгруппе – серебро) кардинально изменяет свойства и устойчивость в зависимости от электрохимического состояния воды **—** *от самого инертного, самого благородного металла* природы в верхней резкоокислительной области и в повышеннокислительном поле зоны термодинамической стабильности H_2O *до неустойчивого элемента в метастабильном состоянии,* полностью потерявшего свое благородство и способного сохраниться лишь в виде его халькогенидных комплексных соединений в ультравосстановительной системе нижней зоны аква-разложения [8]. Поэтому игнорирование присущей каждой из областей четкой специфики существенного изменения устойчивости элементов, их комплексов и ионов приводит к серьезным ошибкам в генетических реконструкциях образования рудных месторождений [4].

Разрушение комплексов золота, его осаждение и концентрация происходят на участках резкой смены окислительно-восстановительного потенциала, кислотности-щелочности рудообразующей системы, её температуры и давления, являющихся **геохимическими барьерами** на пути движения гидротермальных растворов [6]. Широкий диапазон вариации редокс-потенциала образования различных комплексов золота – от высокоокислительных для галоидных до сильновосстановительных для гидросульфидных и сульфидных форм и до резковосстановительных для селенидных и теллуридных комплексов позволяет идентифицировать ряд качественно отличных типов геохимических барьеров с большим разнообразием их подтипов [8,9]. Из них **углеродистый геохимический барьер** играет первостепенную значимость для концентрации золота на месторождениях черносланцевого типа, имея четкую восстановительную специализацию в области термодинамической устойчивости воды. В повышеннокислительных её условиях золото устойчивых в ней хлоридных комплексов при их взаимодействии с органическими соединениями углеродистого барьера восстанавливается до самородного состояния с одновременным окислением углерода: $4AuCl_4^- + 3C + 6H_2O \Leftrightarrow 4Au_{(к)} + 3CO_2 + 12H^+ + 16Cl^-$; ЭДС = $E^o_{AuCl4/Au^o} - {}_{C/CO_2=}$ +0,83 В. Именно с ним связано рудоотложение при формировании золото-черносланцевых гигантов Сухой Лог, Мурунтау и др. Процесс концентрации благородного металла на этом барьере интенсифицируется повышением pH раствора, а также, согласно принципа Ле Шателье, дегазацией и удалением образующегося CO_2 под воздействием тектонических напряжений (сейсмовибрации, по Г.Б. Наумову), пульсирующих вдоль зон вязких разломов осевых плоскостей шовной складчатости. Улетучивание при дегазации формирующегося при окислении углерода CO_2 ускоряет реакцию восстановления золота из его хлоридных комплексов и тем самым обуславливает *прямое воздействие тектонических процессов на окислительно-восстановительные реакции рудолокализации.* Причем циклически повторявшееся снижение давления и связанное с ним бурное выделение газов предопределялось непрерывно-прерывистым функционированием долгоживущих вязких разломов и зон кливажирования приосевых плоскостей шовной складчатости на крупных месторождениях. Эти высокопроницаемые зоны приразломного смятия в анизотропной кливажной среде в обстановке пульсирующих (осциллирующих, по Е.И. Паталахи) полей

тектонических напряжений знакопеременного характера (сейсмовибрации, по Г.Б. Наумову) выполняли не только роль структурного контроля, а напрямую инициировали и интенсифицировали как экстракцию золота из вмещающих пород, так и определяли направленность окислительно-восстановительных реакций рудообразования и интенсивность осаждения аурума, обуславливая тем самым прямую взаимосвязь тектонических процессов с рудолокализацией. При этом процесс концентрации золота и серебра существенно усиливается растворением в гидротермах образовавшегося неполярного газа CO_2, уменьшающего *диэлектрическую проницаемость раствора*, что приводит к значительному уменьшению растворимости благородных металлов и их комплексов и осаждению [1 и др.].

Повышение щелочности гидротерм на барьере более 5-6 pH переводит $AuCl_2^-$ и $AuCl^o$ при даже слабой их активности за верхний предел термодинамической устойчивости воды в метастабильное состояние. Эти хлоридные комплексы в такой обстановке сами способны разлагать воду с выделением газообразного кислорода с самопроизвольным восстановлением золота и подкислением раствора: $4\ AuCl_2^- + 2H_2O \leftrightarrow 4Au^\circ + O_2 + 4H^+ + 8Cl^-$; ЭДС = $E^o_{AuCl_2^-/\ Au^\circ} - E^o_{H_2O/O_2\ (при\ pH=7)} = 1{,}154 - 0{,}814 = +O{,}34$ В. В этом уравнении виден механизм *самоорганизующегося процесса* возникновения высокоокислительной кислой обстановки системы, выполняющего золотоконцентрирующую роль слабовосстановительного барьера вдоль верхней границы электрохимической стабильности H_2O. Этот самофункционирующий (за счет воздействия верхней границы термодинамической устойчивости воды) процесс является главной причиной возникновения уникальной в природе ультракислотно-окислительной гидротермальной системы (с pH =1–3), в которой образуется, в частности, высокопробное золотое оруденение месторождений алунит-кварцевого типа. Поэтому наибольшей концентрирующей эффективностью углеродистые восстановительные барьеры обладают при совмещении их с щелочными (щелочно-слабовосстановительные) или с термодинамическими (восстановительно-дегазационные) барьерами.

В резковосстановительной обстановке нижней области (за нижним пределом термодинамической стабильности воды) **углеродистый геохимический барьер** кардинально изменяет восстановительную специфику функционирования на окислительную. В этой необычной физико-химической обстановке золото и серебро находятся под электрохимическим воздействием разлагающейся воды, поэтому редокс-реакции: $2H_2O + 2Au^\circ + Te_2^{2-} \leftrightarrow AuTe_2 + H_{2(г)} + 2(OH)^-$ **(**ЭДС = $E^o_{H^+/H_2} - E^o_{AuTe_2/Au} = -0{,}95$ В**)** и им подобные идут слева направо с переводом Au и Ag в метастабильное и даже окисленное состояние с восстановлением ионов водорода H_2O до $H_{2(г)}$. *В этих условиях энергичными их окислителями могут быть углерод и графит черносланцевых толщ полуреакций восстановления до метана*: $C + 4e^- + 4H^+ = CH_4$ ($E^o_{C+H^+/CH_4} = +0{,}132$ В). Взаимодействие углеродистого вещества с благородными металлами приводит к их окислению, а при наличии метаустойчивых ионов халькогенов – к осаждению в виде стабильных в резковосстановительных средах теллуридов и селенидов золота и серебра: $2C_{(т)} + 4Ag_{(к)} + 4H^+ + 2Te^{2-} \leftrightarrow CH_4 + 2\mathbf{Ag_2Te}$ **(**её ЭДС= $E^o_{C+H^+/CH_4} - E^o_{2Ag(к) + Te^{2-}/Ag_2Te} = +0{,}132 - (-1{,}12) = +1{,}252$ В, приращение свободной энергии Гиббса $\Delta G^o = -214620$ кал/моль**)**; $C_{(т)} + 4Au_{(к)} + 4H^+ + 2Te^{2-} \leftrightarrow CH_4 + 2\mathbf{AuTe_2}$ **(**её ЭДС= $E^o_{C+H^+/CH_4} - E^o_{Au(к) + 2Te^{2-}/AuTe_2} = +0{,}132 - (-0{,}95) = +1{,}082$ В, $\Delta G^o = -180500$ кал/моль**)**; $4Ag_{(к)} + C_{(т)} + 4H^+ + 2Se^{2-} \leftrightarrow CH_4 + 2\mathbf{Ag_2Se}$ **(**её ЭДС= $E^o_{C+H^+/CH_4} - E^o_{2Ag(к) + Se^{2-}/Ag_2Se} = +0{,}132 - (-0{,}93) = +1{,}062$ В, $\Delta G^o = -144020$ кал/моль**)**; $C_{(т)} + 4Ag_{(к)} + 2H_2Te \leftrightarrow CH_4 + 2\mathbf{Ag_2Te}$ **(**её ЭДС= $E^o_{C+H^+/CH_4} - E^o_{2Ag(к) + H_2Te\ /\ Ag_2Te} = +0{,}132 - (-0{,}68) = +0{,}812$

В, ΔG^o = −71020 кал/моль**);** $4Ag_{(к)} + C_{(т)} + 4H^+ + 2S^{2-} \leftrightarrow CH_4 + 2\mathbf{Ag_2S}$ **(**её ЭДС= $E^o_{C+H^+/CH4} - E^o_{2Ag(к) + S^{2-} / Ag2S}$ = +0,132 – (−0,691) = +0,723 В, ΔG^o = −56000 кал/моль**) –** реакции идут слева направо.

Именно в таких супервосстановительных системах нижней зоны разложения воды шло формирование минеральных парагенетических ассоциаций халькогенидов золота и серебра, особенно обильно развитых на золото-теллуридных месторождениях. Среди теллуридов благородных металлов наиболее распространены гессит – Ag_2Te, калаверит – $AuTe_2$, монтбрейит – $AuTe_3$, креннерит – $(Au,Ag)Te_2$, сильванит – $(Au,Ag)Te_4$, петцит – Ag_3AuTe_2, , эмпрессит – AgTe, волынскит – $AgBiTe_2$, штютцит – Ag_5Te_3, а среди селенидов: науманнит – Ag_2Se, а также значительно более редкие фишессерит – Ag_3AuSe_2, богдановичит – $AgBiSe_2$, агвиларит – Ag_4SeS , эвкайрит − AgCuSe . Ещё в большей степени распространены сульфиды серебра: аргентит (β-Ag_2S) и акантит (γ-Ag_2S), значительно более редки итенбогардит – Ag_2AuS_2 и петровскаит – Au,Ag(S,Se).

Таким образом, углеродистый геохимический барьер в окислительных средах области стабильности воды является восстановительным, выполняя функцию восстановления аурума из устойчивых в этих условиях его хлоридных и моногидросульфидных комплексов, а в полярной резковосстановительной обстановке нижней области разложения H_2O кардинально изменяет специализацию на окислительную, осаждая золото и серебро в виде их халькогенидов.

Литература

1. *Акинфиев Н.Н., Зотов А.В., Шотт Ж.* и др. Исследование растворимости хлораргирита в H_2O–CO_2 флюиде при 400ºС: эксперимент и термодинамическое описание // Геохимия. 1998, № 11. С.1133 – 1142.
2. *Антропов Л.И.* Теоретическая электрохимия. М.: Высшая школа, 1984. 519 с.
3. *Борин Л.Л., Карелин Ф.И.* Термодинамика окислительно-восстановительных процессов в технологии актиноидов. М.: атомиздат, 1977
4. *Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л.* Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
5. Латимер В. Окислительное состояние элементов и их потенциалы в водных растворах. М.: ИЛ, 1954. 398 с.
6. *Перельман А.И.* Закономерности концентрации рудных элементов на геохимических барьерах // Эндогенные источники рудного вещества. М.: Наука, 1987, с.141-160.
7. *Фомичев В.И.* Специфика поведения золота и серебра в редокс-системах за пределами области термодинамической устойчивости воды // Геология, минерагения и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов. Материалы Международной научно-практической конференции “Сатпаевские чтения”. 16-17 апреля 2009 г. Алматы. 2009. С.379-385.
8. *Фомичев В.И.* Редокс-условия миграции и концентрации золота в гидротермальных системах – основа моделей золоторудных объектов // Материалы научной конференции, посвященной 100–летию Н.В. Петровской. М., 2010.
9. *Фомичев В.И., Жаутиков Т.М.* Поведение и формы миграции золота в процессах рудообразования. Алматы, 200., 172 с.

О ГЛУБИННОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ НЕФТИ И НЕКОТОРЫХ СЛЕДСТВИЯХ ДЛЯ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ

Федоров Ю.Н.[а], Иванов К.С.[б], Ерохин Ю.В.[б], Биглов К.Ш.[б]

[а]ООО КогалымНИПИнефть, Тюмень, Россия (FedorovYN@tmn.lukoil.com)
[б]Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия (ivanovks@igg.uran.ru)

Изучение природы нефти - это основополагающий вопрос в геологии, имеющий и фундаментальное научное и практическое значение. Гипотеза глубинного происхождения нефти берет начало с работ Д.И. Менделеева и П. Бертло и развивалась учеными России, Украины, США и другими [1-13 и др.]. Эта концепция основана на представлениях о том, что образование УВ (углеводородов) происходит в мантийных очагах вследствие неорганического синтеза. Образовавшиеся в мантии Земли УВ по глубинным разломам проникают в земную кору, где и образуют нефтегазовые месторождения. Анализ геологического строения гигантских месторождений УВ показывает, что путями крупномасштабной углеводородной дегазации мантии Земли являются преимущественно окраинные и внутренние рифты литосферных плит и другие зоны глубинных разломов фундамента осадочных бассейнов [2, 4, 5, 8, 10 и др.].

В последнее время в пользу представлений о глубинном происхождении нефти получены новые факты. Система Н-С, которой является природная нефть, метастабильна. При низких давлениях все тяжелые УВ нестабильны по отношению к метану и стехиометрическому количеству водорода. Метан не полимеризуется в тяжелые УВ при низких давлениях и любых температурах. Наоборот, увеличение температуры при низких давлениях увеличило бы скорость разложения тяжелых УВ молекул [11 и др.]. И термодинамические расчеты и эксперименты показали, что для синтеза углеводородных систем сходных по составу с природными необходима температура 700-1800°К и давление 15-80 кбар [6, 11-13 и др.]. Такие условия существуют в верхней мантии Земли на глубинах 50-240 км. Экспериментальные работы последних лет, проведенные российскими, американскими, западноевропейскими и китайскими учеными [6, 13 и др.] показали возможность абиогенного синтеза углеводородов в глубинных (мантийных) условиях. Полученные результаты свидетельствуют о том, что из неорганических компонентов при высоких давлениях и температурах, сходных с термобарическими условиями верхней мантии Земли, синтезируется смесь углеводородов, сходная по своему составу с природной нефтью. Количество синтезированных тяжелых УВ возрастает при увеличении давления. Таким образом, тяжелые углеводородные молекулы, присутствующие в нефти, являются маркерами высоких давлений ее генерации.

Если нефть образовалась в мантии, сложенной, как известно, преимущественно ультраосновными породами, то логично предположить, что взаимодействие нефти и ультрамафитов должно отразиться на ее микроэлементном составе. Изучение неорганической геохимии нефти Западной Сибири и Татарстана методом ICP-MS (Element 2, группа Ю.Л. Ронкина, ИГГ УрО РАН) показывает, что нефти обладают крайне специфическим микроэлементным составом, не присущим более никаким другим веществам Земли. Главная геохимическая особенность нефти заключается в предельно низких содержаниях большинства микро-элементов, в том числе и РЗЭ (см. табл.). На диаграммах нормированных содержаний РЗЭ, заметной чертой их распределения в нефтях является преобладание легких лантаноидов над средними и тяжелыми (La/Yb = 16-19). Важной чертой нефти является ярко выраженная положительная европиевая аномалия, характерная для глубинных образований.

Таблица. Содержание РЗЭ в разных фракциях нефти Западно-Ловинского месторождения (скв. 8208).

г/т	>300°C	200-300°C	100-200°C	>100°C
La	0.002335	0.002074	0.001502	0.000635
Ce	0.004233	0.003368	0.002434	0.001076
Pr	0.000534	0.000432	0.000311	0.000128
Nd	0.001719	0.001541	0.001123	0.000420
Sm	0.000487	0.000246	0.000180	0.000077
Eu	0.001463	0.000951	0.000706	0.000281
Gd	0.000505	0.000246	0.000173	0.000091
Tb	0.000065	0.000035	0.000021	0.000011
Dy	0.000296	0.000194	0.000115	0.000059
Ho	0.000050	0.000040	0.000026	0.000011
Er	0.000149	0.000120	0.000085	0.000036
Tm	0.000033	0.000020	0.000014	0.000006
Yb	0.000300	0.000176	0.000117	0.000057
Lu	0.000068	0.000049	0.000036	0.000014
Sum	0.012236	0.009493	0.006842	0.002903

Примечание: масс-спектрометр Element 2

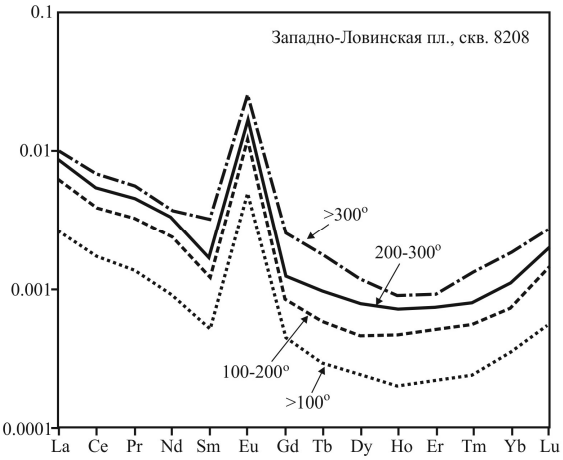


Рис. 1. Спектры распределения РЗЭ во фракциях нефти скважины 8208 Западно-Ловинского м-ния.

Эта аномалия сохраняется во всех фракциях нефти (см. рис. 1-2), притом, что содержания РЗЭ в тяжелых фракциях нефти примерно на порядок выше, чем в легких. Содержания в нефтях цезия, рубидия, стронция, циркония и платиноидов вполне сопоставимы с их концентрациями в ультрабазитах. На основании повышенных содержаний Ni, Co, Cr, V и др. также был сделан вывод об «ультрабазитовой» геохимико-металлогенической специализации нефти [7, 1 и др.] и поддержано предположение об её глубинном происхождении.

Нами совместно с учеными Института органического синтеза УрО РАН проведена серия экспериментов по массопереносу органических соединений из образцов битуминозных аргиллитов баженовской свиты Северо-Покачевского, Южно-Ягунского и Тевлинско-Русскинского месторождений нефти Западной Сибири в синтезированные углеводороды и минерализованные термальные воды. Показано, что присутствие биомаркеров (УВ, сохранивших характерные черты исходных биоорганических соединений) в природных нефтях не является бесспорным доказательством органического происхождения нефти (как это рассматривается сторонниками органической, осадочно-миграционной гипотезы происхождения нефти), а вполне может быть приобретено исходно глубинными углеводородами при миграции через осадочные породы, содержавшие органическое вещество [3].

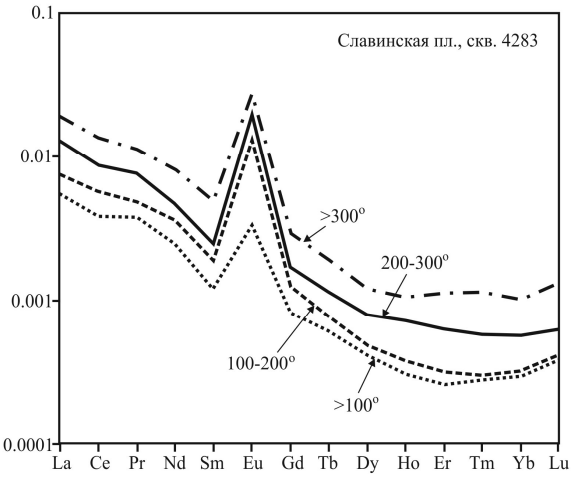


Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ во фракциях нефти скважины 4283 Славинского месторождения.

Несмотря на то, что потенциальные ресурсы углеводородов Западной Сибири всегда оценивались очень высоко, в последнее время и добыча и запасы нефти стали постепенно уменьшаться. В определенной мере это связано и с тем, что традиционные подходы к поискам углеводородов стали, в какой то, мере себя исчерпывать. К тому же появились новые интересные данные о присутствии нефти в доюрском основании Западной Сибири (Рогожниковская площадь и др.) и новые, достаточно весомые доводы в пользу абиогенной природы нефти [2, 13 и др.]. Одними из главных задач должны быть разработки новых методик поисков месторождений УВ. Так, исходя из

глубинного происхождения нефти, весьма важным является картирование разломов фундамента. По сути уже сейчас развиваемые нами представления дают основания отказаться от такого, еще сравнительно недавно казавшегося незыблемым требования, как обязательное наличие «нефтематеринских толщ» в разрезе конкретного района для его промышленной нефтегазоносности. Необходимо также отметить, что из признания неорганической природы нефти никоим образом не следует необходимость и целесообразность поисков ее месторождений в фундаменте Западной Сибири на обширных площадях вне известных нефтеносных районов. Если бы там существовали значимые нефтеподводящие глубинные разломы, то нефть, благодаря ее легкости, должна была проявиться и в чехле. Таким образом, основной вывод совершенно другой: теория неорганической природы нефти обуславливает весьма высокую вероятность многоэтажности залежей в пределах ее месторождений, особенно крупных и суперкрупных. Поэтому первоочередными объектами являются нижние горизонты осадочного чехла и фундамента в пределах нефтеносных полей крупных месторождений. В этой связи можно лишь еще раз призвать директивные органы нашей страны отказаться от совершенно бесполезной (и более того – весьма вредной!) повсеместной практики передачи нефтедобывающим компаниям лицензионных участков с установленными ограничениями по глубине. Логика принятия решений здесь совершенно непонятна – трудно предполагать, что после завершения выработки месторождения нефтяной компанией, на эту уже истощенную территорию придет другая компания и будет заново оформлять и оплачивать лицензию, проводить разведку и т.п. По разным оценкам в связи с ограничениями по глубине теряется до 10% извлекаемых запасов ряда крупных месторождений.

Исследования проводятся в рамках Программы ОНЗ РАН № 1 «Фундаментальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа…», при частичной поддержке проектов УрО РАН 09-Т-5-1008, 10-35-09НДР.

Литература

1. *Зубков В.С.* Гипотезы происхождения тяжелых углеводородов и битумов в разновозрастных офиолитах // Литосфера, 2009. № 1. С. 70-80.
2. *Иванов К.С., Кучеров В.Г., Федоров Ю.Н.* К вопросу о глубинном происхождении нефти // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИИГГ, 2008. С. 160-173.
3. *Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Петров Л.А., Шишмаков А.Б.* О природе биомаркеров нефти // Доклады АН, 2010. Т. 432. № 2. С. 227-231.
4. *Краюшкин В.А.* Абиогенно-мантийный генезис нефти. Киев: Наукова думка, 1984. 176 с.
5. *Кудрявцев Н.А.* Генезис нефти и газа. Л.: Недра, 1973. 216 с.
6. *Кучеров В.Г., Бенделиани Н.А., Алексеев В.А., Кенней Дж.Ф.* Синтез углеводородов из минералов при давлении до 5 ГПа // Доклады РАН, 2002. Т. 387. № 6. С. 789-792.
7. *Маракушев А.А. и др.* Геохимическая специфика нефти и происхождение ее месторождений // Доклады РАН. 2004. Т. 398. № 6. С. 795-799.
8. *Порфирьев В.Б.* Природа нефти, газа и ископаемых углей. Избранные труды. Т. 2. Абиогенная нефть. Киев: Наукова думка, 1987. 216 с.
9. *Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Ронкин Ю.Л.* Неорганическая геохимия нефти Западной Сибири (первые результаты изучения методом ICP-MS) // Доклады РАН, 2007. Т. 414. № 3. С. 385-388.
10. *Шахновский И.М.* Происхождение нефтяных углеводородов М.: Геос, 2001. 72 с.
11. *Chekaliuk E.B., Kenney J.F.* The stability of hydrocarbons in the thermodynamic conditions of the Earth // Proc. Amer. Phys. Soc., 1991, 36, 347.
12. *Giardini A.A., Melton Ch. E., Mitchell R.S.* The nature of the upper 400 km of the Earth and its potential as the source for nonbiogenic petroleum // Petrol. Geol. J. 1982. Vol.5,№ 2, P.130-137.
13. *Kolesnikov A., Kutcherov V., Goncharov A.* Methane-derived hydrocarbons produced under upper-mantle conditions // Nature Geosciences. 2009. V. 2. P. 566-570.

СВЯЗЬ УГЛЕРОДИСТЫХМЕТАЛЛОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ С ГЛОБАЛЬНЫМИ РИТМАМИ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ В ФАНЕРОЗОЕ

Хаин В.Е., Полякова И.Д.

Геологический институт РАН, Москва, Россия (borukaeva@yandex.ru)

В фанерозойской истории Земли периодически возникали события океанской аноксии (СОА), с которыми связаны вспышки биопродуктивности планктона, сопровождавшиеся вымиранием групп более высокоорганизованных животных и растений. В такие моменты накапливались обогащенные органическим веществом и сульфидами отложения. Для краткости будем называть их углеродистыми металлоносными породами (УМП).

Некоторые исследователи [1,2,6,8 и др.] отмечали, что образованию горизонтов УМП предшествовали или протекали одновременно с ним вулканические извержения, которые могли заканчиваться формированием крупных магматических провинций. О значительном усилении роли вулканического источника во время накопления углеродистых металлоносных отложений свидетельствуют результаты изотопного анализа серы, молибдена, рубидия, стронция, осмия, неодима в породах и битумоидах [3,6-10].

Заключенная в УМП информация отражает две стороны процесса их возникновения: с одной, через изотопный состав микроэлементов выявляется связь с эндогенной составляющей, а с другой, через состав биомаркеров и некоторые прочие геохимические характеристики устанавливается связь со структурами липидов живого вещества и нефтями. Вполне вероятно, что подводные излияния лав служили спусковым крючком, приведшим в действие механизмы образования СОА и УМП [4].

В фанерозое углеродистые металлоносные отложения появляются многократно и имеют прерывисто-глобальное распространение. Их положение в геохронологической шкале соответствует границам нижнего–среднего кембрия, верхнего кембрия–ордовика, нижнего–верхнего ордовика, ордовика–силура, силура–девона, концу среднего–верхнего девона (живет, верхний фран и верхний фамен), границам нижнего–среднего карбона, карбона–перми, перми–триаса, верхнему триасу (карний и норий), нижней юре (плинсбах и тоар), верхней юре (кимеридж и титон)–нижнему мелу (берриас и неоком), среднему мелу (апт и альб, сеноман и турон), концу мела, верхнему эоцену–нижнему олигоцену, миоцену [2]. Всего в палеозое, мезозое и кайнозое было установлено шестнадцать ярко проявившихся черносланцевых накоплений и СОА, некоторые из которых проявились двумя-тремя фазами.

Изменения структуры континентов и океанов обусловлены сложным комплексом эндогенных процессов, интенсивность которых получила полуколичественную оценку для подвижных поясов и кратонов [5]. Глобальный анализ распространения вулканитов даёт представление о соответствующих геодинамических обстановках геологического прошлого и тектоническом состоянии литосферы, а также о возможности возникновения некоторых аномальных явлений при её формировании. В числе таковых оказались события океанской аноксии. При этом выявилось, что образовавшиеся во время этих событий УМП на пассивных и активных континентальных окраинах различаются по концентрации $C_{орг}$.

Классические УМП, сформировавшиеся при дефиците кислорода в условиях сероводородного заражения, характеризуются высокими содержаниями планктоногенного органического вещества ($C_{орг}$ в среднем 5 %, в прослоях до 30 %). Эти отложения получили широкое развитие в осадочных бассейнах пассивных континентальных окраин и примыкающих к ним участках собственно континента. “Неклассические” УМП формировались при дефиците кислорода, но не всегда в

условиях сероводородного заражения. Они отличаются более низкими содержаниями ОВ ($C_{орг}$ в среднем около 2.5 %, в прослоях до 10 %) и встречаются в бассейнах тыльных зон окраинных морей активных окраин и заливов трансформных окраин. Иногда в них формируются и классические УМП.

Сравнение распространенности УМП и вулканитов во времени проводилось для подвижных поясов и кратонов.

В подвижных поясах, отражающих эволюцию океанов, наиболее достоверными представляются бальные оценки распространенности вулканитов островодужных систем и краевых вулкано-плутонических поясов. К сожалению, данные по толеитовым базальтам, представляющим датированную часть офиолитовых комплексов, не дают основание для отождествления временного диапазона формирования этих базальтов с общим процессом офилитообразования. Поэтому о времени проявления рифтинга и спрединга в геологическом прошлом по этим данным можно судить весьма условно, и ориентироваться приходится преимущественно на глобальные реконструкции.

На графиках глобальной распространенности вулканизма в подвижных поясах выявлены пики его активности, разделенные спадами подобной деятельности, которая не прекращалась полностью ни в одну из эпох фанерозоя. Большая амплитуда этих колебаний исключает возможность существенных ошибок. В развитии островодужного вулканизма выделяется девять максимумов, а наземного вулканизма окраинно-континентальных поясов семь.

Стратиграфические уровни локализации горизонтов УМП практически совпадают непосредственно с пиками или с верхней частью плеча пиков вулканической активности прежде всего островодужных систем. Эту закономерность в меньшей степени подтверждает деятельность наземных вулкано-плутонических поясов. Известно, что оба процесса протекают в обстановке сжатия, а их максимумы определяют эпохи тектогенеза, которые практически все имеют глобальное значение, проявляясь в разных, часто удаленных друг от друга регионах. То же самое можно сказать об УМП, которые не всегда представлены в классическом виде. При этом количество соответствующих им СОА и количество эпох тектогенеза в фанерозое одинаковое и равно шестнадцати.

На графике офилитообразования фиксируется шесть пиков, из которых самый крупный и, вероятно, наиболее достоверный соответствует позднеюрско–раннемелому времени, когда активизировались процессы растяжения и проходило масштабное 3-х фазное образование классических УМП.

Для кратонов на основе анализа изменений интенсивности рифтогенеза, траппообразования и щелочного магматизма выявилась безусловная корреляция главных максимумов тектонической и магматической активности во времени. На фоне весьма стабильных тектонических режимов, существовавших десятки миллионов лет, выделяются три максимума резкого усиления эндогенной активности – средний–поздний девон, пермь–ранний триас и поздняя юра–ранний мел. Несколько слабее, но достаточно стабильно выражен ещё один глобальный незавершённый максимум олигоцена-современной эпохи.

С выделенными максимумами эндогенной активности на кратонах связаны самые большие площади распространения обогащенных планктоногенным органическим веществом и металлами отложений, которые относятся к классическим УМП. Они возникали в условиях растяжения одновременно или спустя короткое время после формирования магматических провинций. Такие отложения широко распространены на пассивных континентальных окраинах, где они образовались на рифтовой и спрединговых стадиях развития океанов.

Итак, образование горизонтов УМП в фанерозое связано с шестнадцатью СОА, которые совпадают по времени с глобальными ритмами эндогенной

активности. Главными возбудителями усиленной биопродуктивности планктона и возникновения УМП и СОА служили спрединговый, трапповый и островодужный магматизм преимущественно базальтового состава.

Данное исследование поддержано Программами № 23 Президиума и № 9 ОНЗ РАН.

Литература

1. *Добрецов Н.Л.* Мантийные супер-плюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек // Докл. АН. 1997. Т. 357. № 6. С. 797-800.
2. *Неручев С.Г.* Периодичность крупных геологических событий фанерозоя // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 4. С. 493-511.
3. *Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Журавлев Д.И.* Роль эндогенных флюидов в формировании углеродсодержащих пород в геологическом разрезе нефтегазо-носных провинций // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 4. С. 524-529.
4. *Полякова И.Д.* Горизонты углеродистых металлоносных пород – геологические метки событий океанской аноксии в фанерозойской истории Земли // Геология морей и океанов. М.: ГЕОС. 2009. Т. 1. С. 90-94.
5. *Хаин В.*Е., *Сеславинский К.Б.* Глобальные ритмы в фанерозойской эндогенной активности Земли // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2. № 6.С. 40-63.
6. *Ehrenberg S.N., Svånå T.A., Swart P.K.* Uranium depletion across the Permian-Triassic boundary in Middle East carbonates: signature of oceanic anoxia // AAPG Bull. 2008. V. 92.№ 6. P. 691-707.
7. *Meyer K.M., Kump L.R., Ridgwell A.* Biogeochemical controls on photic-zone euxinia during the end-Permian mass extinction // The Geological Society of America Bull. 2008. V. 36. № 9. P. 747-750.
8. *Pearce C.R., Cohen A.S., Coe A.L., Burton K.W.* Molibdenum isotope evidence for global ocean anoxia coupled with perturbations to the carbon cycle during the Early Jurassic // The Geological Society of America Bull. 2008. V. 36. № 3. P. 231-234.
9. *Robinson S.A., Clarke L.J., Nederbragt A., Wood I.G.* Mid-Cretaceous oceanic anoxic in the Pacific Ocean revealed by the Calera Limestone, California, USA //
Geological Society of America Bull. 2008. V. 120. № 11/12. P. 1416-1427.
10. *Turgeon S.C., Creaser R.A.* Cretaceous oceanic anoxic events 2 triggered by a massive magmatic episode // Nature. Letters. 2008. V. 454. P. 323-326.

АККРЕЦИОННО-ОБДУКЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА УРАЛО-КАЗАХСТАНСКОЙ И СИБИРСКО-МОНГОЛЬСКОЙ ОКРАИНАХ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА КАК ПОКАЗАТЕЛИ РАННИХ СТАДИЙ ЕГО ЗАКРЫТИЯ (НЕОПРОТЕРОЗОЙ — РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ)

Хаин Е.В.

Геологический институт РАН, Москва, Россия (khain@ginras.ru)

Рассмотрены черты сходства и различия в строении и истории формирования крупных мафит-ультрамафитовых поясов Полярного Урала, Западной Монголии и Восточного Саяна, Северного Прибайкалья.

Офиолиты Полярного Урала включают дуниты и гарцбургиты, дунит-пироксенит-габбровый комплекс, диабазы параллельных даек с ассоциирующими плагиогранитами, оценка возраста которых по цирконам составляет 490±7 млн лет [1]. Офиолитовый комплекс деформирован, метаморфизован и интрудирован крупными телами верлитов и габбро и исключительно свежими габброноритами. Эти крупные массивы хорошо обнажены на восточном склоне Полярного Урала. На уровне состава пород петро- и геохимические характеристики габброидов офиолитового комплекса и интрудирующих его массивов близки. Однако в клинопироксенах двух групп пород четко проявлены различия в уровне концентраций элементов-примесей, причем клинопироксены габброидов офиолитового комплекса близки к клинопироксенам, кристаллизовавшимся в равновесии с базальтовыми расплавами срединно-океанических хребтов. Клинопироксены габброидов плутонических тел проявляют более низкий уровень концентраций РЗЭ, а также высокозарядных элементов, и положительную анималию Sr. Согласно оценкам возраста кристаллизации цирконов из габброидов трех массивов, расположенных в разных частях пояса, образование пояса происходило около 450 млн лет назад [2]. В районах Полярного Урала также развит крупный Хордъюс-Дзелаюсский комплекс основных гранулитов. Породы этого комплекса непосредственно контактируют с дунитами и гарцбургитами комплекса офиолитов. U-Pb методом по цирконам возраст гранулитового метаморфизма оценивается в 580 млн лет [3].

На территории Западной, Северной Монголии и Восточного Саяна нами совместно с А.С.Гибшером и А.Э.Изохом ранее была выделена Дариб-Шишхид-Гарганская зона обдукции окраинноморских и островодужных комплексов, включающих офиолиты, на край Центрально-Монгольского и Хамардабанского микроконтинентов [4, 5] . На примере хребта Дариби Западной Монголии и района юга Восточного Саяна установлено, что пакет аллохтонных пластин, в том числе полные офиолитовые “разрезы”, залегают на гранито-метаморфических комплексах, включающих гранито-гнейсовые купола, частично эродированного автохтона. Массивы гранитоидов, а также габброиды дарибского интрузивного комплекса расположены на границе автохтона и аллохтона, а также внутри гнейсов, в этих случаях – это дунит-верлит-клинопироксенитовые комплексы с роговообманковыми габброидами в краевых частях. Массивы интрудируют и нижние части офиолитовых аллохтонов. Кристаллизация плагиогранитов Дарибской офиолитовой ассоциации, согласно U-Pb изотопным данным по цирконам происходила около 570 млн лет назад, а габброидов Дарибского интрузивного комплекса, согласно Sm-Nd изохронному определению – около 470 млн лет назад. Габбро интрузивного комплекса характеризуются повышенными содержаниями Ti, Mg и щелочей. В наиболее эродированных частях куполов обнажаются гранулиты с возрастом около 500 млн лет (U-Pb данные по цирконам) [6]. Сходная геологическая ситуация наблюдается и в районах Восточного Саяна, в районе Гарганской глыбы, только возраст

офиолитов определен тремя изотопными методами в 1000 млн лет. Интересно, что в гранито-гнейсах содержится два комплекса цирконов, цирконы с возрастом порядка 470 млн лет и цирконы с возрастом порядка 1900 млн лет. В поле распространения пород Гарганской глыбы, по данным И.К.Козакова, также обнаружены гранулиты.

В Северном Прибайкалье, в Кичерской зоне выявляются совместные деформации габброидов, ассоциирующих с гранулитами, и офиолитов, отмечаются отдельные тела метаперидотитов. Нами здесь выявлены четыре ассоциации горных пород: гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс. высокотитанистые габброиды, пироксенит-троктолитовый комплекс полуострова Тонкий Мыс и интрудирующие все перечисленные образования субвулканические тела гранитоидов. Проведено комплексное геохимическое и изотопно-геохронологическое изучение всех перечисленных комплексов пород классическим U-Pb методом и методом ICP MS [7]. Все полученные оценки возраста эндербитов и связанных с ними пород попали в интервал 603-620 млн лет, что дает возможность говорить о региональном проявлении гранулитового метаморфизма и соответствующего магматизма в середине вендского времени. Судя по имеющимся данным параллельно с с породами этой ассоциации кристаллизовались породы троктолит-габбрового комплекса отвечающие менее глубинному уровню литосферы. Получена оценка возраста в 591±3 млн лет для недеформированных и неметаморфизованных секущих гранитоидов. Все эти данные показывают, что формирование аккреционного пояса в этом регионе за счет совмещения реликтов систем разного происхождения в этом регионе завершилось к 600 млн лет.

Таким образом, на приведенных примерах видно, что главными особенностями аккреционно-обдукционных зон является присутствие, наряду с офиолитами и связанными с ними комплексами метаморфических и магматических формаций разных стадий и возраста. Очень часто это полиметаморфические зональные комплексы, в том числе высокоградиентные, в которых метаморфизм пород доходит до гранулитовой фации. Характерно также присутствие глубинных зональных ультрабазит-базитовых интрузий. Для выяснения механизма этого процесса мы изучили данные по сходным комплексам в регионах Папуа-Новой Гвинеи, Южной Чили, Аляски, Калифорнии, Скандинавских Каледонид и Аппалач.

Мы полагаем, что появление постобдукционных мафит-ультрамафитовых комплексов различных типов – результат отрывов субдуцируемых слэбов и вследствие этого - возникновения астеносферных окон под континентальными окраинами, испытавшими обдукцию офиолитов или аккрецию комплексов активной континентальной окраины. К такой ситуации могли привести столкновения со спрединговыми хребтами, фрагментами океанских плато или отмерших вулканических дуг. Нам представляется, что такая ситуация была достаточно распространенной на окраинах Палеоазиатского и Палеоатлантического океанов в разные промежутки времени.

На протяжении истории развития Палеоазиатского океана отмечаются различия в развитии западной и восточной (в современных координатах) его окраин. Западная Урало-Таримско-Казахстанская окраина в течение всего неопротерозойского времени остается пассивной, для нее реконструируются также рифтогенные обстановки. В восточной (в современных координатах) части океана в начале неопротерозоя на отдельных участках уже развивались активные континентальные окраины. Об этом свидетельствует тот факт, что Сибирский континент и Центрально-Монгольский микроконтинент обрамляются позднерифейско-вендскими офиолитовыми поясами, согласно новым данным, можно выделить офиолитовые комплексы с возрастами 1000 млн лет, 830 млн лет, 700-670 млн лет и 570 млн лет фрагменты

которых находятся либо в аллохтонном залегании, либо выступают из под чехла более молодых образований [5, 8, 9, 10]. С комплексами офиолитов ассоциируют островодужные вулканиты и осадочные комплексы задуговых бассейнов. Существование такого Циркумсибирского пояса свидетельствует о том, что Сибирский континент был уже в позднерифейское время отделен от других континентов океанским пространством или проливом. В качестве такого пролива мог выступать Палеоуральский океан. Через сутуру Полярного Урала в неопротерзойское время могли соединяться Палеоазиатский и Палеоатлантический океаны (Япетус).

Следующим важным этапам формирования океана был интервал времени 650-510 млн лет. Этот этап характеризуется резким усложнением океанского пространства. В это время происходит отмирание крупной системы вулканических дуг, закрытие связанных с ними бассейнов и аккреция фрагментов этих комплексов к краям континентов и микроконтинентов, обдукции первых офиолитов. Все эти события происходят на фоне заложения новых зон субдукций и открытия новых окраинных бассейнов. Устанавливаются два основных времени образования этих комплексов 590-570 и 530-540 млн лет. В результате этих процессов к середине кембрия Палеоазиатский океан превращается в сложную систему котловин с океанской корой, островодужных систем и микроконтинентов с терригенно-карбонатным чехлом. В это время строение обеих частей палеоокеана было сходным с современной ситуацией, сложившейся к востоку и северу от Австралии.

Конец кембрия – начало ордовика характеризуется проявлением противоположных процессов в развитии различных частей Палеоазиатского океана.

В позднем кембрии – ордовике западная часть ПАО представляла собой активную окраину Западно-Тихокоеанского типа, где происходило раскрытие бассейнов с корой океанского типа и развитие систем вулканических дуг. В восточной части это время коллизии островных дуг и микроконтинентов, закрытия междуговых бассейнов. При этих процессах здесь возникают области двух типов: амагматичные субдукционно-аккреционные области с флишоидным осадконакоплением (Горный и Монгольский Алтай и Западный Саян) и коллизионно-обдукционные (Тува, Восточный Саян, Западная и Северная Монголия, Прибайкалье) с максимальной концентрацией микроконтинентов. Здесь на протяжении позднего кембрия – раннего ордовика происходят процессы коллизии спрединовых хребтов и вулканических дуг с микроконтинентами и континентами, сопровождающиеся обдукцией офиолитов, интенсивным коровым и корово-мантийным магматизмом, высокотемпературым метаморфизмом и сдвиговыми деформациями.

Новые данные, полученные на Полярном Урале подтверждают существование долгоживущего Палеоазиатского океана, существовавшего, по крайней мере с рубежа в 1100 млн лет. На протяжении этой длительной истории его западная Урало-Казахстанская и восточная Сибирско-Монгольская (в современных координатах) окраины развивались по разному сценарию, хотя и имели сходные периоды в истории. Урал, в свете новых данных, представляет собой, по всей видимости, гетерогенное сооружение, его южный и средний сегменты развивались по западному, казахстанскому сценарию развития, в то время как история развития Полярноуральского сектора Урала близка к истории Монгольско-Саянско-Енисейской части Азиатского пояса.

В структуре Урало-Монгольского пояса выделены неопротерозойские – раннепалеозойские аккреционно-обдукционные зоны; индикаторными комплексами этих зон являются: (1) мантийные ультрамафит-мафитовые интрузии, гранулитовый метаморфизм на глубинном уровне литосферы; (2) гранито-гнейсовые купола, крупные офиолитовые аллохтоны, прорывающие их ультрамафит-мафитовые интрузии, повышенный фон

регионального метаморфизма на более высоком уровне эрозионного среза.

Сопоставление полученных материалов с данными по современным активным окраинам показывает, что возникновение рассматриваемых зон связано, по всей видимости, с ситуацией косого столкновения спрединговых хребтов с краями континентов и микроконтинентов, все это сопровождается обдукцией офиолитовых аллохтонов, отрывом субдуцируемой плиты, возникновением астеносферных окон, интенсивными движениями по системе сдвигов вдоль континентальных окраин. Эти процессы завершаются утолщением коры, общим подъемом и эрозией территории.

Приведенные данные показывают, что структурные перестройки и магматические и события, связанные с возникновением астеносферных окон на активных континентальных окраинах, играют значительно более важную роль в становлении литосферы подвижных поясов, чем предполагалось ранее.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ проект № 08-05-01022.

Литература

1. *Хаин Е.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Бургат К.-П. и др.* U-Pb возраст плагиогранитов Войкаро-Сыньинского офиолитового комплекса (Полярный Урал) // Доклады РАН, Т.419, № 4, С. 524–529.
2. *Ремизов Д.Н, Григорьев С.И, Петров С.Ю. и др.* Новые данные о возрасте горных пород кэршорского комплекса на Полярном Урале // Доклады РАН, 2010, Т. 434, № 2, С. 238–242.
3. *Remizov D., Pease V.* The Dzela complex, Polar Urals, Russia: a Neoproterozoic island arc // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society, London, Memoirs 30. Ed. by Gee D.G. and Pease V. London: GSL, 2005, P. 107–123.
4. *Хаин Е.В., Амелин Ю.В, Изох А.Э.* Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне обдукции Западной Монголии // Доклады РАН, 1995, Т. 341, № 6, С. 791–796.
5. *Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kröner A. et al.* The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: New geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // Precambrian Research, V. 122, P 329–358.
6. *Федотова А.А., Аносова М.О., Разумовский А.А., Хаин Е.В., Орлова А.В.* Этапы геологического развития Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010, С. 136–138.
7. *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В., Ковач В.П. и др.* Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника, 2002, № 2, С. 80–92.
8. *Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z. et al.* The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth and Planet. Sci. Lett., 2002, V. 199, P. 311–325.
9. *Pfänder J.A., Jochum K.-P., Kozakov I., Kröner A., Todt W.* Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: Evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contrib. Mineral. Petrol. 2002, V. 143, P. 154–174.
10. *Kuzmichev, A., Kröner A., Hegner E., Liu D. Y., and Wan Y. S.* The Shishkhid ophiolite, northern Mongolia: A key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // Precambrian Research, 2005, V. 138, P. 125–150.

СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ И ИХ СВЯЗЬ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА, ПРЕДКАВКАЗЬЯ И УРАЛО-АРАВИЙСКОЙ ЗОНЫ ПРОГИБОВ

Харченко В.М., Котенёв В.В.

СевКавГТУ, Ставрополь (gng@ncstu.ru)

По прямым и косвенным признакам в геологическом строении на поверхности осадочных бассейнов выделяются структуры центрального типа как с ярко выраженной генетической принадлежностью (вулканоплутонические, тектоногенные, метеоритные), так и «неопознанные» геологические объекты, которые не вписываются в традиционные представления и требуют особого объяснения своего происхождения.

Структуры центрального типа (СЦТ) или кольцевые структуры представляют собой современные, новейшие или древние флюидодинамические системы с характерными концентрическими и радиальными зонами разломов, трещин или даек конической формы, с обязательной центральной симметрией – в форме круга в плане и конуса, реже цилиндра, в объеме. Эти различные по размеру структуры, от десятков метров до первых тысяч километров в диаметре, образовались как в результате импульсной разрядки тектонических напряжений (что было известно и ранее), так и в результате постоянного действия современных нормальных и максимальных касательных напряжений (направленных к нормальным под углом в 45°).

Для всех кольцевых структур, согласно распределению максимальных касательных напряжений под углом 45° к нормальным, очевидно простое соотношение R=H, т.е. соответствие их радиуса глубинам центров возмущения – геолого-геофизическим неоднородностям в разрезе или точкам импульсного или постоянного высвобождения энергии. Эта закономерность подтверждается данными А.И. Петрова (1967 г.), который на основании конкретных количественных параметров по кольцевым интрузивам вывел подобную зависимость R=H-h, где h – максимальная глубина до подошвы интрузии. Выявленная закономерность потенциально позволяет строить геолого-тектонические модели на основе интерпретации структур центрального типа, имеющих проявления на дневной поверхности.

Универсальный механизм образования структур центрального типа, а также соответствие их радиусов глубинам энергогенерирующих центров объясняется законом скалывающих напряжений, возникающих при распространении нормальных и максимальных касательных напряжений. Отражение в рельефе земной поверхности морфоструктур центрального типа зависит от градиента скорости вертикальных движений и характера разрядки тектонических напряжений, импульсных или постоянно действующих. Современная гидросеть и другие элементы ландшафта являются надежными индикаторами характера вертикальных тектонических движений и служат основными признаками выделения СЦТ различного ранга, что наглядно подтверждается последними данными М.В. Щепина и др. (2007г.).

Основным источником тектонических напряжений в мантии и земной коре является архимедова сила, возникающая в условиях разности плотностей магматического вещества на границе ядра и мантии, астеносфере и в горных породах типа солей, а также в скоплениях углеводородов. Дифференциация вещества по плотности в мантии происходит в основном за счет центробежных сил при вращении Земли вокруг своей оси, Солнца и центра Галактики.

В плане прогноза нефтегазоносности перспективными являются центральные и периферические части СЦТ, зоны растяжения субмеридионального

направления, а также узлы пересечения радиальных и кольцевых разломов. Эти зоны и участки земной коры представляют собой не что иное, как зоны повышенной проницаемости. Наиболее перспективными являются СЦТ с минимальными градиентами вертикальных тектонических движений, которые на земной поверхности диагностируются по характерному центробежному или центростремительному рисунку современной гидросети, приурочиваясь к различным по размеру структурам растяжения в земной коре.

В плане сейсмологии локальные очаги землетрясений приурочиваются к центральным и периферийным частям СЦТ с максимальными градиентами вертикальных тектонических движений, к узлам пересечения радиальных и концентрических разломов. Региональные очаги оцениваются размером основной структуры центрального типа, характерной для исследуемого региона.

Представляя СЦТ как подвижные флюидодинамические системы, предполагается образование электромагнитных процессов в недрах Земли, аналогичных грозовым явлениям на границе атмосферы и земной поверхности и отдельно в атмосфере. Такие представления о землетрясениях, связанные с разрядкой электрических напряжений, автором излагается впервые. В литературе, как известно, описываются землетрясения, связанные с разрядкой или упругой отдачей механических напряжений в пределах тектонических нарушений (Певнев А.К., 2003г.); СЦТ в этой связи не упоминаются.

Рассматриваемая модель очагов землетрясений представляется вероятным, что в зонах сжатия возникают термобарические условия, как для разрядки напряжений, так и генерации УВ, которые после своего образования мигрируют в соседние зоны растяжения и при соответствующих условиях, возможно, формируют скопления нефти и газа (при наличие коллекторов и покрышек). На основе результатов дешифрирования АКФС (аэрокосмических фотоснимков) и анализа геодезических данных о градиентах горизонтальных и вертикальных движениях земной коры возможно прогнозировать районы нефтегазонакопления.

По данным о гравитационном потенциале полученных в результате космической съемки, выделяется Урало-Аравийская зона прогибов с рядом структур центрального типа (Волго-Уральская, Каспийская и др.) регионального плана. Проведена их интерпретация на предмет перспектив нефтегазоносности и отмечена приуроченность местоскоплений УВ к геодинамическим центрам, зонам растяжений и узловым точкам (зонам субвертикальной деструкции).

Наиболее подробно изучена Нурин-Хагская СЦТ, ее геолого-тектоническая модель, построенная по данным бурения, геофизических и геохимических исследований. Отмечается, что по основным характеристикам она является близким аналогом известного нефтяного месторождения Тенгиз в Казахстане. В пределах этой структуры рекомендуется бурение разведочной скважины на глубину порядка 4 км, где перспективными на нефть и газ предполагаются рифогенные известняки башкирского яруса среднего карбона.

Литература

1. Айрапетян С.А., Истратов И.В. Новые направления поисков скоплений жидких углеводородов с позиций рудной геологии. Отечественная геология №1, 2003. – с. 28-30
2. Гзовский М.В.Основы тектонофизики – М.: Недра, 1975
3. Ежов Б.В., Худяков Г.И. Морфоструктуры центрального типа и глубинные геофизические разделы. Доклад АН СССР 1982, №265, №3. – с.667-669
4. Гаврилов В.П. и др. О миксгенетических условиях образования углеводородов в тектонически активных областях // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. – М.: ГЕОС, 2004, – с.103-105
5. Клушин И.Г. Интерпретация Урало-Африканской аномалии геопотенциала в геодинамическом аспекте // Международный геологический конгресс

XXVI сессия / Доклады советских геологов. – М. Наука, 1980, – с.57-64
6. Лаверова А.И., Пронин А.П., Собисевич А.Л. Ставропольская глубинная кольцевая структура (Северный Кавказ), геодинамическая позиция, флюидная активность, природные риски // Современные методы геолого-геофизического мониторинга на территории Северного Кавказа. – Москва-Нальчик, 2005, – с.174-192
7. Смирнова М.Н. Нефтегазоносные кольцевые структуры и научно-методические аспекты их изучения. Геология нефти и газа, №9, 1997, – с.1-6
8. Харченко В.М. Природа структур центрального типа и закономерности распространения залежей углеводородов, локальных и региональных очагов землетрясений // Вестник Северо-Кавказского технического университета, 2006, №2(6) – с.48-53

ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОДИНАМИКА – НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ

Харькина М.А.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д.1 (kharkina@mail.ru)

В науках геологического цикла существует три геодинамики, изучающих геологические процессы [2]: *«большая геодинамика»*, исследующая причины, движения и деформации земной коры, мантии и ядра, *инженерная геодинамика*, являющаяся научным направлением инженерной геологии и исследующая современные и прогнозируемые геологические процессы в верхних горизонтах земной коры в связи с инженерно-хозяйственной деятельностью и, наконец, *экологическая геодинамика*, призванная оценить влияние на живое геологических процессов как с позиции возникновения возможных кризисов и катастроф, так и комфортности проживания человека и существования всего живого.

Экологическая геодинамика как научный раздел экологической геологии наряду с экологическим ресурсоведением, экологической геохимией и экологической геофизикой была выделена в 1997 г. [1]. Она опирается на знания геологических наук о природных и антропогенных геологических процессов с учетом их влияния на условия существования биоценозов, включая человеческое сообщество. Экологическая геодинамика исследует морфологические, ретроспективные и прогнозные задачи, связанные с изучением воздействия природных и антропогенных геологических процессов на биоту как с позиций оценки возможных катастроф, так и комфортности ее проживания.

Объектом экологической геодинамики выступает комплекс природных и антропогенных геологических процессов, определяющих современную динамику литосферы, особенности формирования ее экологической геодинамической функции и влияющих на условия существования и развития биоты.

Предметом экологической геодинамики являются знания (система данных) о закономерностях развития природных и антропогенных геологических процессов, определяющих геодинамическую экологическую функцию литосферы. При этом рассматриваются особенности ее проявления в системе "литосфера - биота (включая человека)" или "литотехническая система - биота (включая человека)".

Под геодинамической экологической функцией литосферы понимают функцию, отражающую свойства литосферы влиять на состояние биоты, безопасность и комфортность проживания человека через природные и антропогенные геологические процессы. Эта функция формируется комплексом катастрофических, опасных, неблагоприятных и благоприятных геологических процессов разного генезиса и разной интенсивности (рис. 1).

Катастрофические геологические процессы представляют непосредственную угрозу жизни и характеризуются неопределенностью момента возникновения и высокой интенсивностью проявления [3]. К ним относят землетрясения, извержения вулканов, цунами, нагоны, наводнения, оползни, сели, обвалы, провалы и др. Непосредственная угроза жизни человека возникает только при максимальной интенсивности проявления процесса (скорости, амплитуде, высоте подъема, радиусе действия и др.). *Опасные* процессы (засуха, опустынивание, эрозия, карст и другие) также угрожают жизни, но их проявление растянуто во времени. Это процессы длительного действия, с продолжительным периодом подготовки,

как правило, с отдаленными и опосредованными экологическими последствиями как для человека, так и всего живого. При полномасштабном их проявлении ранее существовавшие почвенные биоценозы постепенно погибают и на смену им приходят другие, в ряде случаев более примитивные виды мезо- и микробиоты. *Неблагоприятные* геологические процессы (заболачивание, суффозия, пучение, наледеобразование, морозобойное растрескивание и др.), не представляющие непосредственной угрозы для жизни, негативно воздействуют на условия жизнедеятельности человека через деформацию и осложнение эксплуатации инженерных сооружений, а на существование биоты влияют через деградацию почв. *Благоприятные* процессы позитивно влияют на условия существования биоты и, как правило, опосредовано на комфортность проживания человека. Представителями этого типа процессов являются выветривание (без которого невозможно формирование почв), аккумуляция (расширяющая ресурс геологического пространства за счет увеличения площади суши), увлажнение и осушение.

Эколого-геодинамические условия определяют уровень воздействия геологических и других природных процессов на живые организмы. Их оценка требует дифференцированного подхода к состоянию отдельных представителей биоты [4]. Существуют различия в пространственном распространении и списочном составе природных процессов, угрожающих жизни человека и растений. *Антропоцентрический подход* к оценке эколого-геологических условий позволил установить, что массовая гибель людей на территории России возможна при полномасштабном проявлении наводнений, землетрясений, цунами и селей (рис. 2). Список природных процессов и явлений, приводящих к единичным человеческим жертвам и большим материальным потерям существенно длиннее и включает, помимо вышеупомянутых явлений, еще и смерчи, нагоны, оползни, карстовые провалы и экстремально низкие температуры (рис. 3). *Фитоцентрический подход* выявил другой перечень природных процессов, угрожающих массовой гибели растений. В него входят засухи, смерчи, интенсивные дожди, пыльные бури, градобития, пожары на торфяниках, сели и смерчи (рис. 4).

Различия в тяжести экологических последствий обусловлены реакцией растений и человека на длительность воздействия геологических процессов. Для растений опасность убывает с уменьшением времени воздействия процессов: длительное затопление или засоление земель опаснее, чем кратковременное проявление землетрясений, даже большой интенсивности. Для человека же эта зависимость часто обратная: длительно действующие процессы могут не представлять непосредственной опасности, так как используя достижения научно-технического прогресса, их пагубных последствий можно избежать с помощью природоохранных мероприятий, либо путем предупреждения и эвакуации населения.

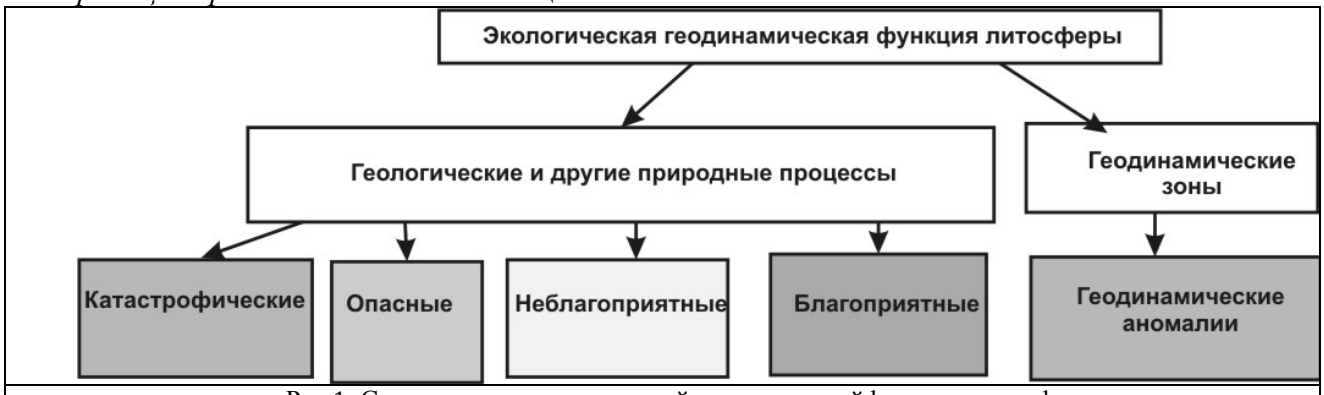


Рис.1. Структура геодинамической экологической функции литосферы

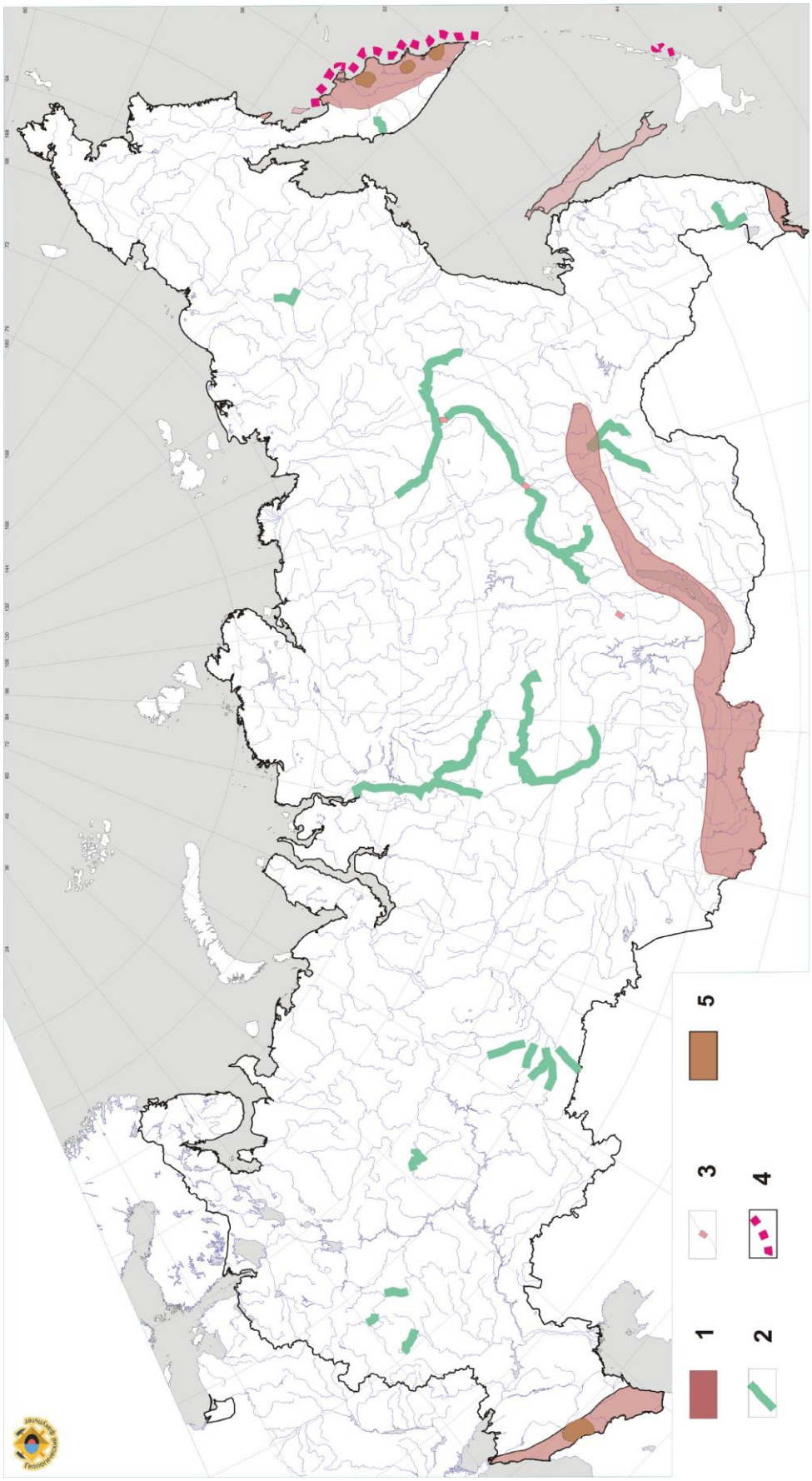


Рис.2. Районы с возможными массовыми человеческими жертвами при проявлении: 1 —землетрясений свыше 9 баллов MSK-64, 2 – наводнений с площадью затопления до 90 % и амплитудой колебания уровня воды больше 5 м, 3 – ледовых заторов в населенных пунктах высотой более 5 м, 4 – цунами с высотой заплеска выше 4 м и дальностью проникновения волны на сушу до 2 км, 5 – селей с объемом выноса до 1 млн м^3.

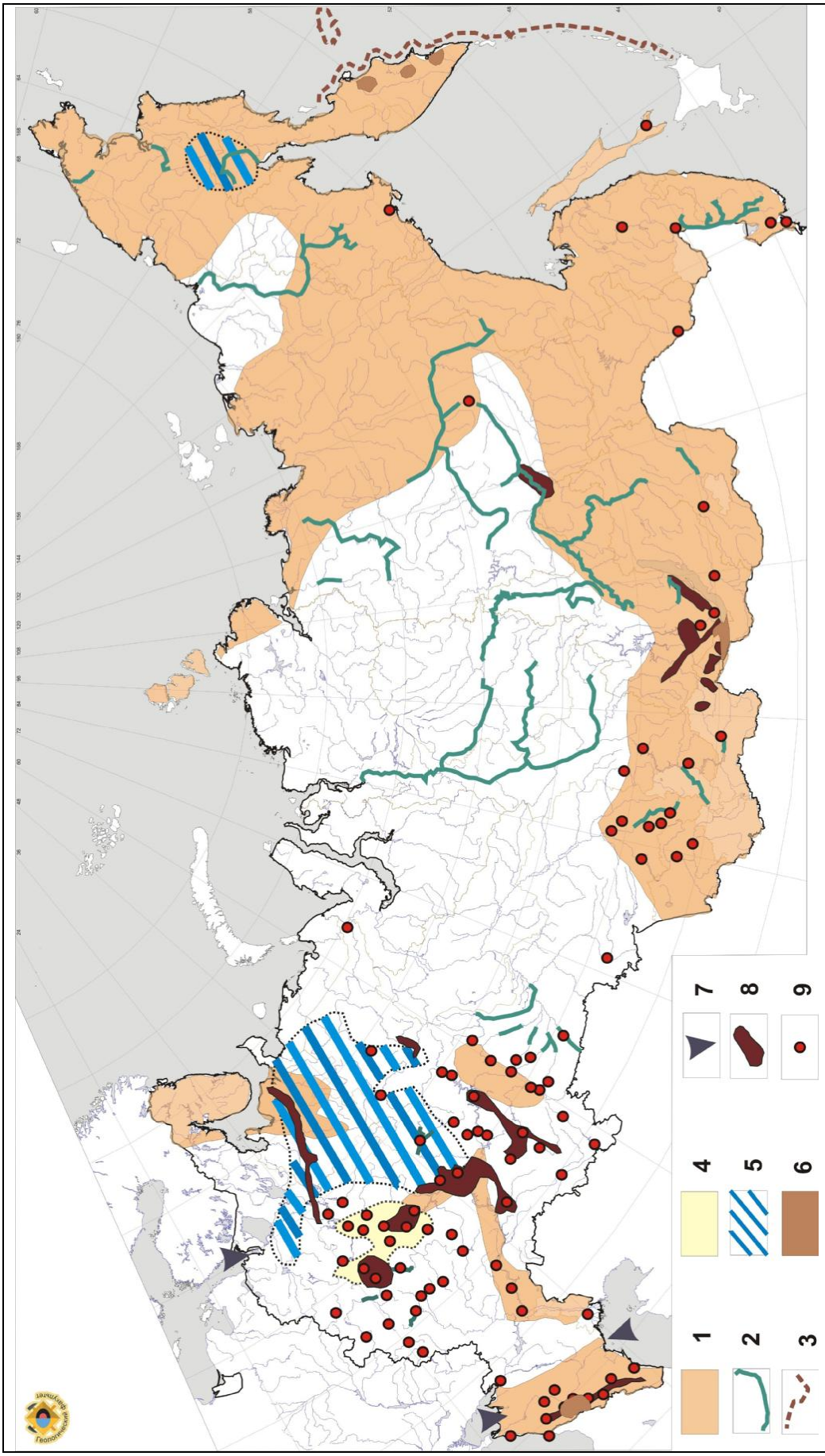


Рис. 3. Районы России с возможными человеческими жертвами при проявлении: 1 — землетрясений 6-8 баллов MSK-64, 2 – наводнений с площадью затопления поймы 75-90% и амплитудой колебания уровня воды до 5 м, 3 – цунами с высотой заплеска до 4 м и дальностью проникновения волны на сушу до 1 км, 4 – смерчей со скоростью до 50 м/с, 5 – экстремально низких температур ниже среднеянварской на 20 ^{0}С продолжительностью более суток, 6 – селей с объемом выноса до 1 млн м^3, 7 – нагонов с подъемом уровня воды более 3 м, 8 – карстовых провалов диаметром до 3 м, 9 – оползней в городах с населением 100

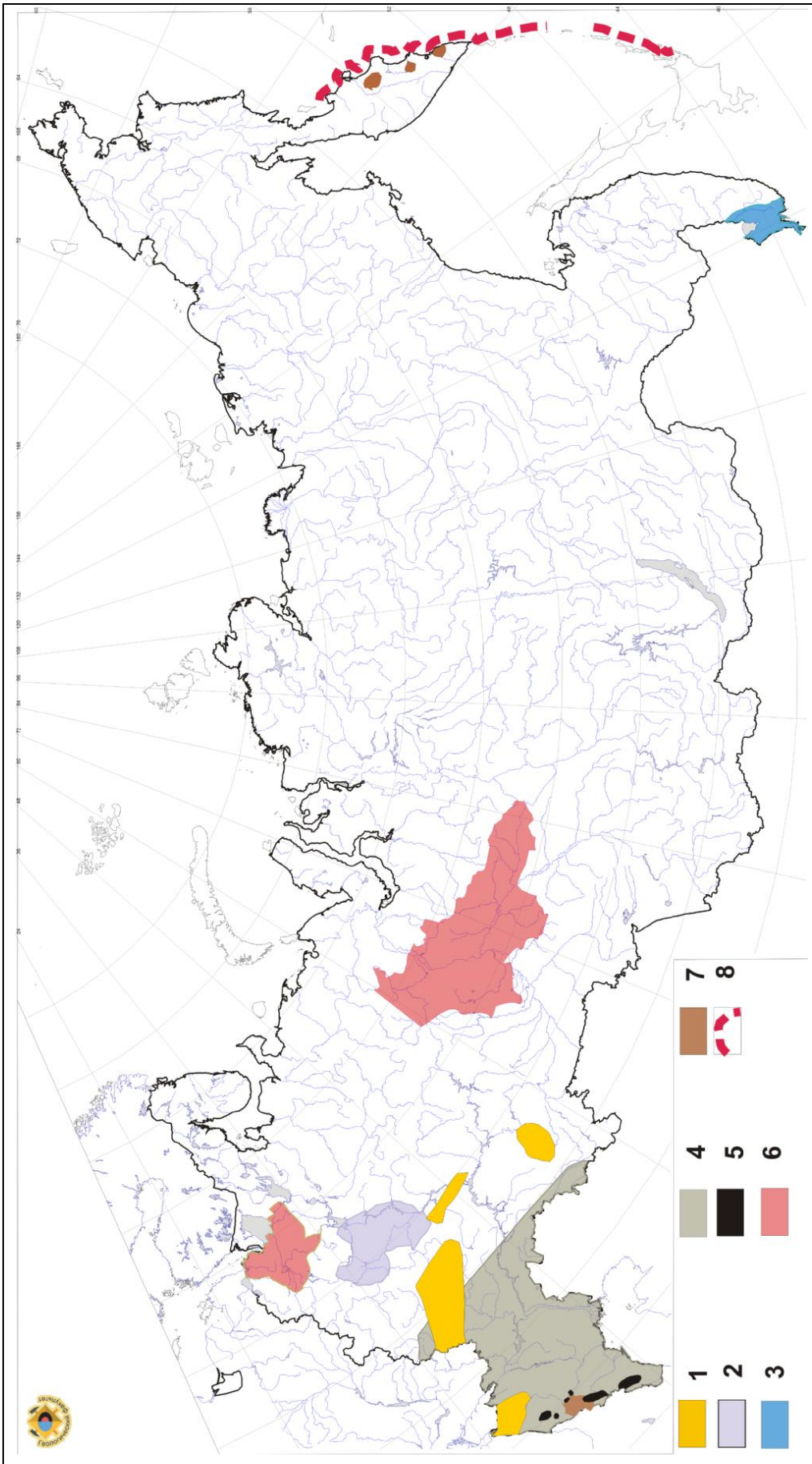


Рис. 4. Районы России с возможной массовой гибелью растений при проявлении: 1—засух с температурой на 20 ^{0}C выше среднеиюльской в течение 1 дня, 2 – смерчей со скоростью ветра больше 50 м/с, 3 – дождей интенсивностью больше 178 мм в сутки, 4 – пыльных бурь со скоростью больше 1 м/с и продолжительностью больше 6 час., 5 – градобитий с площадью поражения 1 тыс.га и размером градин больше 20 мм, 6 – пожаров на торфяниках при заторфованности больше 30%, 7 – селей с объемом выноса больше 1 млн м^3, 8 – цунами с дальностью проникновения волны на сушу до 1 км.

В заключении подчеркнем, что дисциплина «Экологическая геодинамика» входит в Государственный образовательный стандарт высшего профессионального образования специальности «Экологическая геология». Она читается студентам и магистрантам специальности «Экологическая геология», а также всем студентам геологам в классических университетах страны как раздел дисциплины «Экологическая геология».

Литература

1. Теория и методология экологической геологии / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во МГУ. 368 с.
2. Трофимов В.Т. О трех геодинамиках в геологии // Проблемы инженерной и экологической геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 2006. С.7-10.
3. Трофимов В.Т., Харькина М.А., Григорьева И.Ю. Экологическая геодинамика: учебник. М.:КДУ, 2008. 473 с.
4. Харькина М.А. Современные геологические и другие природные процессы как причина чрезвычайных и катастрофических событий в России // ГеоРиск, № 2, 2009. С.44-49.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗАПАДНОЙ ЭПИБАЙКАЛЬСКОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В РИФЕЕ-НИЖНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Хераскова Т.Н.[а], Каплан С.А. [б], Галуев В.И. [б]

[а] Геологический институт Российской академии наук, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7
[б] ВНИИ Геосистем, 113105, Москва, Варшавское шоссе, 4 (kheraskova@ginras.ru)

Новые данные получены в ходе геологической интерпретации региональных сейсмических разрезов (СБ-1, Востоки 10, 12, 15, 16), которые пересекли в субширотном и субмеридиональном направлении эпибайкальский Касский блок Западно-Сибирской плиты и зону его сочленения с эпипалеозойскими структурами.

Касский блок расположен непосредственно западнее Енисейского кряжа. Предполагается, что под осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты эта структура прослеживается далеко на север, вплоть до Таймыра и полуострова Ямал. Большинство исследователей относит эту территорию к Сибирской платформе с архейско-протерозойским эпикарельским фундаментом, не учитывая того, что она располагается западнее Приенисейской (Исаковской) офиолитовой сутуры. Это объясняется тем, что в пределы Касского блока прослеживаются эвапоритовые поздневендско-раннекембрийские отложения столь характерные для Сибирской платформы. Анализ региональных сейсмических разрезов позволяет говорить о гораздо более сложной картине.

Более вероятно, что фундамент Касского блока представляет собой погруженный в венде–палеозое автохтонный или параавтохтонный фрагмент энсиматической Приенисейской островной дуги и её аккреционной призмы, представляющей собой южное продолжение Игаркской и Таймырской островных дуг позднерифейской активной окраины Сибирского кратона [Хаин, 1984, Верниковский, 1996, Хераскова и др., 2010]. Аллохтонные фрагменты этой дуги хорошо известны в Енисейском кряже в составе Исаковского аллохтона, восточнее Левобережного разлома. Возраст габбро Борисихинского офиолитового массива Енисейского кряжа 682±13 (U-Pb), вулканитов островодужного комплекса 630-700 млн. лет,. Возраст метаморфизма этого комплекса оценивается в 685-655; 640-600 млн. лет [Верниковский и др.,2001, 2006 Кузмичев, 2008].

В пользу точки зрения о байкальском (рифейском) возрасте фундамента Касского блока свидетельствуют то, что Вороговский прогиб Енисейского кряжа, выполненный эпибайкальскими молассами конца рифея–раннего венда, в волновой картине профиля СБ-1 продолжается в пределы Касского блока в виде восточной бортовой части более обширного прогиба, осевая часть которого располагается уже на площади Касского блока, где образует нижнюю доплитную и допоздневендскую часть его чехла. Если это так, то по аналогии с Вороговским прогибом, формирование осадочного чехла в Касском блоке началось после коллизии Приенисейской (Исаковской) островной дуги и Палеосибири. Исследования А.А. Постникова с соавторами [2005] также показывают, что возраст эпибайкальских моласс Вороговского прогиба составляет около **675 млн. лет**.

На профиле СБ-1 (пикеты) видно, что восточнее Левобережного разлома, где развит Исаковский аллохтон, залегающий на эпикарельской части Сибирской платформы, в сейсмической записи фундамент выглядит иначе, гораздо более однородно, чем западнее Левобережного разлома, где предполагается эпибайкальский возраст фундамента.

Судя по разрезу Исаковского аллохтона, в строении фундамента Касского блока должны участвовать метаморфизованные позднерифейские офиолиты,

островодужные комплексы, островодужные и орогенные граниты, а также разнообразные вулканогенно-осадочные образования преддугового и задугового прогибов. Кроме того, в западной части Касского блока в составе фундамента можно предполагать участие более древних офиолитов и более древних блоков континентальной коры, причленившиеся к Таймырско-Приенисейской островной дуге в процессе субдукции и формирования её аккреционной призмы. Неоднородным строением фундамента Касского блока объясняются значительные колебания скоростей прохождения сейсмических волн (5300 - 7300 м/сек).

В составе нижней допоздневендской части осадочного чехла Касского блока выделяется структурный комплекс, подразделяющийся на два сейсмостратиграфических комплекса, разделенных поверхностью несогласия. Мы сопоставляем их, по аналогии с Вороговским прогибом, с вороговской (чингасанской) (R3-V1) и чапской сериями (V1) [Рифей и венд…, 2005, Струнин, 2005]. Этот структурный комплекс представляет собой неоавтохтон и доплитный комплекс осадочного чехла Сибирской платформы, увеличившей свою площадь после эпохи байкалского орогенеза.

Стратиграфически выше залегает верхневендско-нижнепалеозойский плитный структурный комплекс или подъэтаж общий с остальной частью Сибирской платформы. Мощность плитного комплекса уменьшается с востока на запад. Он характеризует осадочный чехол эпибайкальского Сибирского континента, накопившийся в процессе формирования раннепалеозойской (каледонской) континентальной окраины Сибири в тыловой части Кузнецко-Алатауской островной дуги.

В западной части Касского блока развит еще один сейсмический комплекс, который залегает с резким эрозионным контактом и характеризуется хаотическим характером сейсмической записи и деформированностью. Скважиной Вездеходная –4, расположенной в поле его развития, вскрыты базальты, андезиты, а также туфогенные породы и известняки, залегающие с размывом на плагиогранитах. Для пород характерна эпидотизация, метасоматоз, а также тектоническая раздробленность и катаклазированность [Исаев и др., 1998]. Возраст базальтов 552 млн. лет, [Конторович и др., 2008]. Группа Э.А.Конторовича предполагает здесь рифтовую структуру.

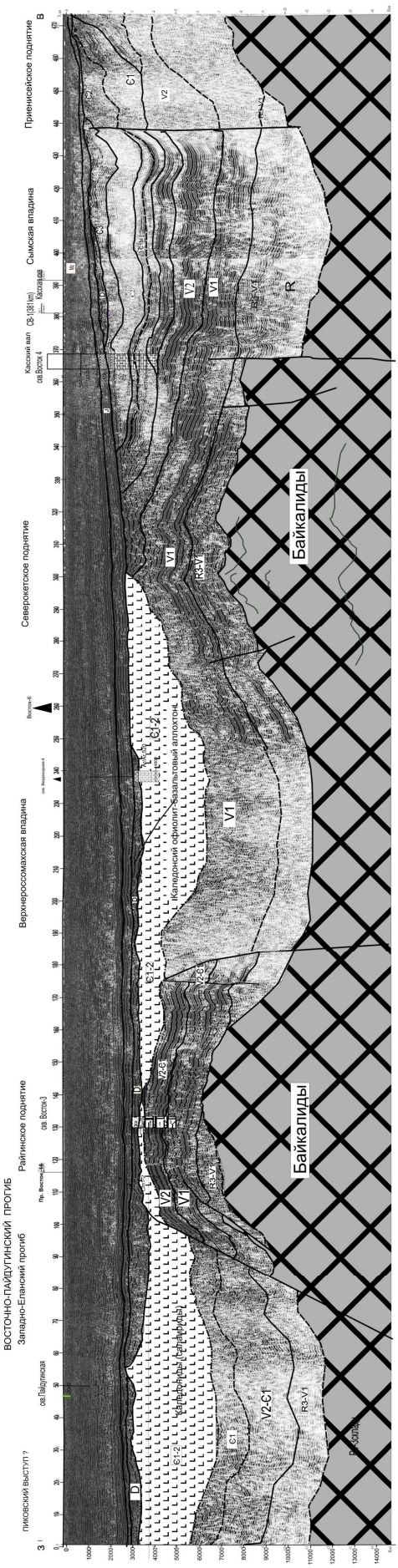
По данным сейсмопрофилирования, этот комплекс имеет пластообразную форму и не выполняет каких-либо грабеноообразных структур. Изменения его мощности обусловлены его деформированностью и различной степенью эрозии в предевонское время. К этому необходимо добавить, что на геологической карте доверхнедевонской поверхности [Нагорский, 1977] на рассматриваемой территории показано ряд «интрузий» офиолитов кембрийского возраста. По современным представлениям, это, скорее всего, не интрузии, а тектонические останцы офиолитов, залегающие в основании аллохтонного тектонического покрова, надвинутого на чехол байкалид из расположенной южнее Алтае-Саянской складчатой области. В Кузнецком Алатау, Батеневском кряже широко распространены офиолиты и базальты надсубдукционного типа (570-530 млн. лет возраст плагиогранитов и габброидов из офиолитов островодужного типа в Кузнецком Алатау и Западном Саяне [Изох, 2005, Руднев и др.,2010]). Из сказанного можно предполагать, что сейсмическими разрезами пересечены структуры сочленения байкалид и каледонид (салаирид). Наиболее четко аллохтонное залегание вулканогенного комплекса видно на профиле Восток10 (рис).

Таким образом, в осадочном чехле Касского блока нами реконструирован запечатанный офиолит-базальтовый аллохтон, надвинутый на шельф Сибирского континента скорее всего в эпоху салаирского орогенеза. Нами составлена схема строения допоздендевонской поверхности Касского блока с использованием данных

сейсмопрофилирования, карты магнитных аномалий и геологической карты Алтае-Саянской области. На этой схеме показан сдвиг вдоль Кузнецкого Алатау и оходящие от него в виде структур конского хвоста надвиги, в частности наиболее хорошо изученные по поверхностным обнажениям Овский, Томский и Усманский. Они обособили два тектонических покрова. Офиолит-базальтовый покров, реконструированный нами на территории Касского блока хорошо вписывается в эту структуру. Эти данные позволяют утверждать, что зона сочленения байкалид западного обрамления Сибирской платформы и салаирид имеет сложное покровное строение. О времени покровообразования можно судить предположительно по косвенным данным. Так О.М. Туркина с соавторами датирует коллизионные события в Канском блоке Енисейского кряжа, Азырбейском и Дербинском террейнах концом кембрия-началом ордовика - 520—480 млн. лет (Ar-Ar) [Туркина и др. 2007]. Это эпоха салаирского орогенеза. Кроме того, в разрезе скважины Восток-1 в пайдугинской свите нижнего-среднего кембрия присутствуют градационно-слоистые тефроиды кислого состава, а в разрезе скважины Восток-3, в составе пуджелгинской свиты среднего кембрия в обломочном материале песчаников присутствуют базальты, силициты, туфы и кремнекислые вулканиты [Конторович и др., 2007]. По всей вероятности, эти факты могут свидетельствовать о последовательном сближении, затем коллизии Касской континентальной окраины и вендско-среднекембрийской Кузнецкоалатауской островной дуги и о последующем размыве в среднем кембрии аллохтонного офиолит-базальтового комплекса.

Литература

Хаин В.Е., Волобуев М.И., Хаин Е.В. Рифейский офиолитовый пояс западной периферии Сибирского кратона //Вестник Московского университиета. Геология. 1993. №4. С.22-28


ВОСТОЧНО-ПАЙДУГИНСКИЙ ПРОГИБ
Западно-Еланский прогиб
Райинское поднятие
Верхнеросскомахская впадина
Северокетское поднятие
Сымская впадина
Приенисейское поднятие
пиковский выступ ?
Байкалиды
Байкалиды
Каледонский офиолит-базальтовый аллохтон
D
C1
V2
V1
R3-V1
V2-C1
R

ЭОЦЕНОВЫЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ: ИСТОЧНИКИ СНОСА, ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Хисамутдинова А.И., **Соловьев А.В.**, **Кущева Ю.В.**

Геологический Институт Российской Академии Наук, Москва, Россия
(geoaisulu@gmail.com)

Введение

Изучению различных аспектов геологического строения Западной Камчатки посвящено множество публикаций [например, 1-9 и др.]. Интерес к региону вызван в первую очередь его потенциальной нефтегазоносностью, а также возможностью расшифровки геодинамических условий формирования Охотского моря в кайнозойское время, после коллизии меловой островной дуги с Евроазиатской континентальной окраиной [8]. Характеристика источников сноса для эоценовых отложений Западной Камчатки важна как для понимания ранних стадий эволюции Охотоморского бассейна, так и для оценки перспектив его нефтегазоносности.

Объектом исследований является среднеэоценовая снатольская свита, широко распространённая в пределах Западной Камчатки и обнажённая в береговых разрезах и по берегам крупных рек (рис 1).Свита имеет двучленное строение (базальные конгломераты, выше по разрезу сменяющиеся песчаниками) и залегает несогласно на меловых породах в пределах Майначского и Увучинского разрезов [3]. В Точилинском разрезе обнажена лишь верхняя песчанистая часть свиты [3], псаммитовая часть свиты обнажена и по рекам Белоголовая, Правая Россошина и др.

Конгломераты

Майначский разрез. В этом разрезе на сильнодислоцированных песчаниках и алевролитах верхнемеловой майначской свиты с угловым несогласием залегают базальные конгломераты среднеэоценовой снатольской свиты [3, 8]. Конгломераты плохосортированные, мощностью 300 м, содержат гальки разной степени окатанности, цемент конгломератов песчано-гравийный, полимиктовый. Форма галек разнообразна, преимущественно неправильная, степень окатанности обратно пропорциональна размеру гальки, $К_{удл}$ –1,5-2. Из обнажения размером 3х3 м было отобрано 70 галек, среди которых после петрографического изучения были выделены к 7 типов пород (рис. 2).

Кроме конгломератов были отобраны пробы из крупных глыб, до 1,5-2 м, андезитов, обнажённых на контакте меловых и среднеэоценовых пород. Размер глыб и локальность распространения говорят о безусловной близости источника.

Монофракции биотита и амфибола, выделенные из галек андезитов и риолитов, а также из крупных глыб андезитов, были датированы K-Ar методом (табл. 1). Данные указывают на раннеэоценовый возраст размываемых в источниках сноса вулканитов.

Увучинский разрез. На дислоцированных меловых песчаниках и аргиллитах майначской свиты с угловым несогласием залегает конгломерат-песчаная толща [3]. Мощность прослоев конгломератов и конглобрекчий - 2-6 м, прослои песчаников достигают 30 м. Из нижнего прослоя конглобрекчий, мощностью 6 м, с площади 3х3 м было отобрано 65 галек, петрографическое изучение (рис. 2) показало, что в этом прослое среди галек доминируют песчаники по составу схожие с песчаниками верхнемеловой майначской свиты. В меньшем количестве встречаются гальки риодацитов. Состав конгломератов значительно меняется через 26 м выше по разрезу (рис. 2). Из 23 отобранных здесь галек лишь одна сложена песчаником, остальные гальки представлены риодацитом.

По результатам K-Ar датирования риодациты (табл. 1) имеют танет-ипрский возраст (палеоцен-эоцен).

Вероятно, одним из источников сноса обломочного материала в среднеэоценовое время был вулканический пояс, ныне обнажённый в пределах Утхолокского полуострова, возраст вулканитов, слагающих его по [2] 60±4; 61±5;.56±4; 63±4; 64±4 млн. лет.

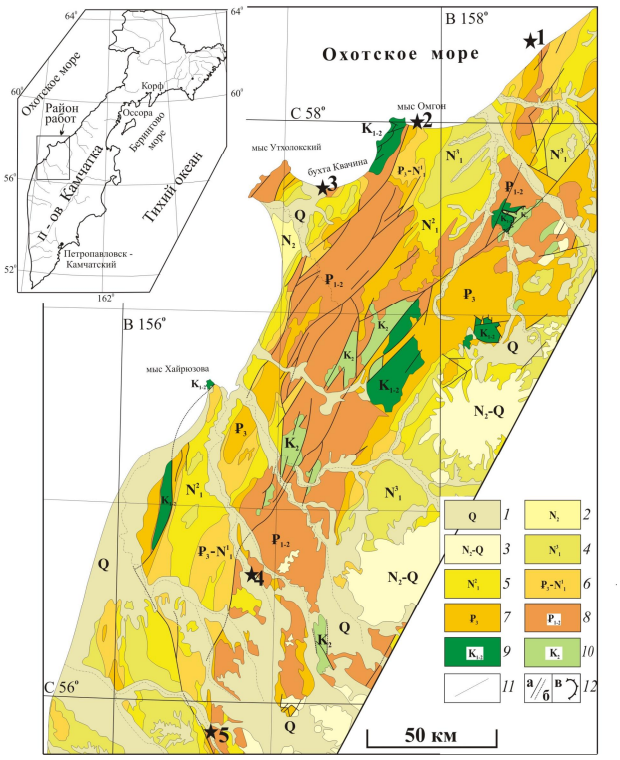


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Западной Камчатки, с изменениями по [6].
Примечание: местоположения разрезов 1-Точилинский, 2-Майначский, 3-Увучинский, 4,5-по р. Белоголовой и Пр. Рассошине.

Таблица 1. Результаты K-Ar датирования галек из конгломератов снатольской свиты

№ образца	Разрез, порода	Ан. Мин.	K, %	$^{40}Ar_{рад}$(нг/г), *мм^3/г	Возраст, млн. лет ± 2 σ
М-17	Майначский, андезит из конгломерата	Биотит	0,55	1,99	51,5±3,5
М-30	Майначский, андезит из конгломерата	Биотит	0,73	2,64	51,2±2,0
М-31	Майначский, риолит из конгломерата	Амфибол	0,18	0,459	35,5±6,5
ХА-08-82/23	Увучинский, риодацит из конгломерата	Биотит	6,42	0,0145*	57,3±1,7
ХА-08-7а	Майначский, глыба андезита	Биотит	1,42	0,00279*	50±1,5
ХА-08-15	Майначский, глыба андезита	Биотит	4,3	0,0149*	87±3,5

Примечание: при расчёте возраста использованы константы: $\lambda_к$=0,581*10^{-10}год$^{-1}$, λ_β=4,962*10^{-10}год$^{-1}$, ^{40}K=0,01167(ат.%)

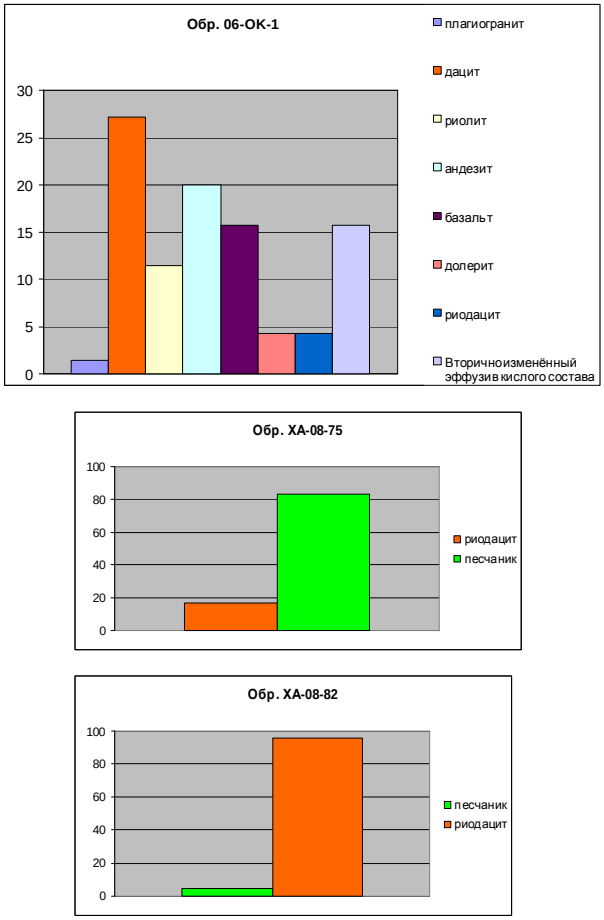


Рис. 2. Процентное соотношение галек в конгломератах Майначского и Увучинского разрезов.
Примечание: 06-ОК-1 – конгломераты Майначского разреза, ХА-08-75, 82 – нижняя и верхняя конгломератовая пачка Увучинского разреза.

Песчаники

Северная часть. *Точилинский разрез* располагается в береговых обрывах залива Шелихова севернее устья р. Тигиль. В ядре антиклинали обнажается верхняя часть снатольской свиты [3]. Породы залегают субгоризонтально или под небольшим углом (5-7°). В разрезе преобладают песчаники, в верхних прослоях косолосистые, переслаивающиеся с маломощными прослоями глинистых алевролитов, аргиллитов. Видимая мощность снатольской свиты в ядре Точилинской антиклинали - 130 м.

На классификационной диаграмме В.Д. Шутова [10] песчаники относятся к полевошпатово-кварцевым и кварц-полевошпатовым грауваккам, грауваккковым аркозам и мезомикто-кварцевым песчаникам (рис. 3). Состав песчаников: кварц, полевой шпат, обломки пород, меньшую долю слагают глауконит, слюда,

хлорит. Кварц доминирует, встречаются от хорошо окатанных до совершенно остроугольных обломков, полевые шпаты представлены не окатанными зёрнами свежих и вторично изменённых основных плагиоклазов, реже микроклином. Обломки пород представлены основными и кислыми вулканитами с лейстовой и фельзитовой структурами, вулканическим стеклом, осадочные породы слагают менее 5%. Все обломки пород плохо окатаны. Цемент песчаников глинистый, базальный и неполно поровый.

Согласно замерам косой слоистости (рис. 4) в песчаниках Точилинского разреза снос в среднеэоценовое время шёл с севера, северо-востока.

Центральная часть. *Майначский разрез.* На базальных конгломератах залегает мощная, преимущественно песчаниковая толща с редкими прослоями алевролитов, аргиллитов, линзами конгломератов, общая мощность свиты в этом разрезе составляет 650 м. На диаграмме В.Д. Шутова [10] все проанализированные песчаники попадают в поле кварц-полевошпатовых граувакк (рис. 3). Среди обломочных зёрен преобладают полевые шпаты, обломки горных пород, кварц, редкие листочки хлорита, слюды, зёрна глауконита, циркона. Зёрна породообразующих минералов слабо или вовсе не окатаны, полевые шпаты представлены кислыми и средними слабо вторично изменёнными плагиоклазами (Pl_{25-40}), редкими зёрнами микроклина; встречаются сростки плагиоклаза и кварца, кварц свежий, с редкими включениями, часто волнисто угасающий. Обломки пород представлены фрагментами гранитоидов, основных вулканитов с лейстовой структурой, вулканическим стеклом, кварцитами, редкими хлоритовыми сланцами. Цементирует зёрна матрикс, состоящий из мелких обломков кварца и полевых шпатов, местами с примесью гидрослюдистого материала.

Согласно замерам косой слоистости, снос обломочного материала шёл с северо-востока и востока.

Увучинский разрез. Между двух прослоев конгломератов лежит пачка переслаивания песчаников и конгломератов с преобладанием последних. Песчаники в средней части косослоистые. В пачке встречаются известковистые конкреции. Мощность пачки – около 90 м.

По составу на диаграмме В.Д. Шутова [10] песчаники отвечают кварцевым грауваккам и полевошпат-кварцевым грауваккам (рис. 3). Среди обломочных зёрен преобладает кварц как хорошо окатанной, так и совершенно остроугольной формы, зёрна трещиноватые, без включений. Полевые шпаты представлены обломками неизменённых, сдвойникованных, порой зональных плагиоклазов среднего и кислого составов, в меньшем количестве встречаются обломки микроклинов. Из пород доминируют обломки вулканических стёкол и кварцитов. Обломки стёкол преимущественно бурой окраски, хорошо окатаны, имеют овальную форму. Кварциты, кремни, вулканиты с фельзитовой и лейстовой структурами слабо окатаны. Карбонатный цемент песчаников открытый поровый, сплошной, по характеру контакте с обломочными зёрнами – проникновения.

Согласно замерам косой слоистости, снос обломочного материала шёл с северо-востока, востока.

Южная часть. *Разрез по р. Белоголовой.* В южной части Западной Камчатки крутой морской береговой обрыв сменяется пологим берегом с частыми лиманами и болотами, параллельным простиранию основных геологических структур. Здесь обнажены лишь маломощные (до 20 м) фрагменты центральных частей снатольской свиты. Песчаники, обнажённые в левом берегу р. Белоголовой, слабо литифицированы, разнозернистые, косослоистые с «плавающей» галькой вулканитов. По составу песчаники по [10] отвечают полевошпат–кварцевым грауваккам (рис. 3). Они сложены в равном соотношении зёрнами кварца и полевых шпатов, среди которых преобладают плагиоклазы. Кварц чистый, без включений, плохо окатан, часто

обломки имеют треугольную форму, плагиоклаз табличатой формы, нередко сдвойникован, встречаются фрагменты зональных кристаллов. Литокласты представлены кремнями, кварцитами, гранитоидами, вулканитами с лейстовой структурой. Цемент песчаников карбонатный, неполный поровый, местами сплошной кристаллический. По замерам косой слоистости снос обломков происходил с востока, северо-востока.

Разрез по р. Правой Рассошине расположен выше слияния с р. Рассошиной (рис. 1). Здесь обнажена маломощная толща чёрных вулканомиктовых средне-крупнозернистых песков, практически не литифицированных, сильно ожелезнённых на выветрелой поверхности. Они на 75% сложены кристаллами орто- и клинопироксенов, встречаются редкие зёрна кварца и кристаллы плагиоклаза. Вероятно, накопление кристаллокластики происходило в относительной близости к вулканической постройке, влияние иных источников сноса выражено слабо.

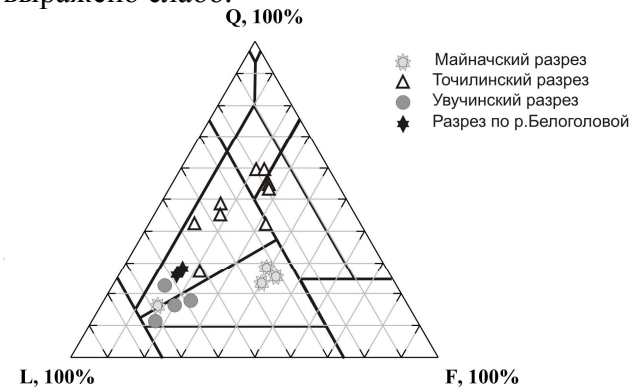


Рис. 3. Состав песчаников снатольской свиты, отражённый на диаграмме Шутова В.Д. [10]

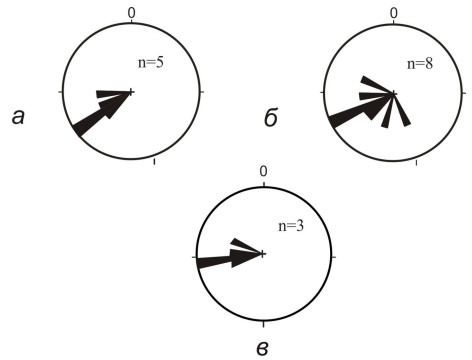


Рис. 4. Косая слоистость в песчаниках, диаграмма азимутов падения

Примечание: разрезы а–Майначский, б–Точилинский, в–Увучинскийn – количество замеров

Источники сноса.

1. Главное направление сноса обломочного материала происходило с северо-востока, востока. Но ввиду отсутствия чёткого тренда вызревания песчаников с севера на юг и их значительной латеральной изменчивости, мы предполагаем наличие нескольких эродируемых областей. Одной из них являлся Кинкильский вулканический пояс, поставлявший обломки вулканического стекла, второй по [9], возможно, являлись гранитоиды п-ова Тайгонос, откуда шёл снос обломков кислых интрузивных пород.

2. Накопление базальных горизонтов снатольской свиты происходило при активной денудации палеоценовых вулканитов Утхолокского комплекса [3] и меловой Олюторской островной дуги, реликты которой обнажены в Паланском разрезе [8]. Размеры меловых андезитов свидетельствуют о близости источников сноса.

Перспективы нефтегазоносности

По [7] в регионе проявлено 3 этапа структурообразования, эоценовые породы деформированы в полях сжатия и последующего растяжения. На сейсмических профилях отчётливо прослеживаются сбросовые и взбросовые дислокации. Доминирование терригенных пород в разрезе, глинистая покрышка, наличие органического вещества, битуминозность, деформированность толщи – всё это является предпосылками для поисков углеводородов, которые начались в 30-х годах 20 века и продолжаются поныне. Самыми масштабные работы были осуществлены ВНИГРИ, «Сахалингеологией» и камчатской партией МГУ. В [4, 5] отражены результаты параметрического бурения и изучения керна скважин, однако ни в одной из скважин не получен значительный приток углеводородов.

Результаты наших исследований также ставят под сомнение коллекторские свойства песчаников и конгломератов снатольской свиты. Песчаники обладают низкой пористостью и степенью зрелости. Конгломераты сцементированы матриксом

и не выдержаны по мощности. Для дальнейшего проектирования поисково-буровых работ необходимо детальное изучение состава и пористости возможных коллекторов, изучение термохронологии бассейна.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов Президента РФ МД-1053.2010.5 и НШ-7091.2010.5, гранта молодых учёных ГИН РАН 2007-2009 гг. (А.И.Хисамутдинова).

Литература

1. *Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В., Палечек Т.Н., Ландер А.В., Гарвер Дж.И., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В.* Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка)// Геотектоника 2003. №4. С. 64−76.
2. *Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др*. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС. 1997. 367 с.
3. *Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др.* Эоцен Западной Камчатки. (Труды ГИН РАН, Вып., 467). М.: Наука, 1991. 194 с.
4. *Гома Л.М., Беликова А.М., Воронков Ю.С., Завьялова Е.Б. и др.* Отчёт по теме «Обработка материалов бурения параметрических скважин Тигильского района Западной Камчатки». 7 томов. Ленинград − Южно–Сахалинск, 1986 (ф). 1147 с.
5. Кайнозой Дальнего Востока СССР (сборник трудов), Л.:ВНИГРИ,1981. 240 с.
6. Карта полезных ископаемых Камчатской области. М-б 1 500 000. (Гл. ред. –Литвинов А.Ф., Патока М.Г., Марковский Б.А.). Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ. Камчатприродресурс. 1999.
7. *Моисеев А.В., Соловьев А.В.* Новые данные о деформациях третичных отложений Западной Камчатки (Тигильский район) // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 2010, № 1, С.13-18.
8. *Соловьев А.В.* Тектоника Западной Камчатки по данным трекового датирования и структурного анализа // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир, 2005. С. 163-194.
9. *Соловьев А.В., Рожкова Д.В., Акинин В.В, Хисамутдинова А.И.* Источники сноса терригенного материала эоценовых отложений Западной Камчатки по данным изучения обломочных цирконов // Современное состояние наук о Земле. 2011. (данный сборник).
10. *Шутов В.Д.* Минеральные парагенезисы граувакковых комплексов. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 278) М.: Наука 1975. 112 с.

ПЕТРОТЕРМАЛЬНАЯ ЭНЕРГИЯ, МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Хмелевской В.К.

Московский государственный Университет имени М.В.Ломоносова
Москва, Россия

Введение

Среди нетрадиционных, возобновляемых геоэнергетических источников для обеспечения отдельных горно-промышленных объектов, городов и крупных поселений теплом и электроэнергией весьма перспективные петротермальные. В отличии от гидротермальной энергии, в которой энергегоносителем являются горячие подземные воды и пар, в петротермальной – им служат перегретые до 150^0С (для использования тепла) или до 300^0С (для выработки электроэнергии) кристаллические породы фундамента. Они залегают соответственно на глубинах, не превышающие 6 или 10 км. Для строительства петротермальных, тепловых (ПетроТС) и электрических (ПетроТЭС) станций необходимы 2-3 глубокие скважины. В одну из них закачивается поверхностная вода, которая нагревается в горячих горных породах и по эксплуатационным скважинам откачивается на поверхность для теплоснабжения или выработки электричества.

Современные дорогие способы бурения глубоких (больше 6 км) скважин делают петротермальную геоэнергетику нерентабельной по сравнению с углеводородной и ядерной геоэнергетикой. Во многих странах мира и в России ведутся работы по обоснованию петротермальных станций, созданию ускоренных способов бурения скважин, изготовлению обсадных труб в них, способных работать при температурах до 300^0С. Однако за счет детальных геолого-геофизических исследований кристаллического фундамента в районах проектируемых станций можно выявить в нем «тепловые котлы», в которых перегретые до 150-300^0С породы находятся на наименьших глубинах от поверхности. Это поможет решению отмеченных выше технических проблем и удешевить стоимость энергии петротермальных станций. Методом изучения и использования «тепловых котлов» с привлечением глубинных геофизических методов посвящен настоящий доклад.

Об одной из Российских разработок петротемальных станций

В России одна из групп по разработке петротермальных станций создано в геологическом институте РАН РФ [1,2,5]. Общее научное руководство этими работами осуществляет Председатель научного Совета РАН по проблемам геотермии проф. М.Д. Хуторской, а руководителем проекта является проф. Н.А. Гнатусь. Возглавляемые ими ученые-разработчики много сделали для обоснования строительства петротермальных станций.

На основе оригинальной отечественной технологии ими создан буровой снаряд (БС) для высокоскоростного бурения, обеспечивающий проходку скважин на порядок быстрее традиционных способов (со скоростью свыше 30 м/час) [3].

При современной технике бурения скважин энергия, получаемая на ПетроТС и ПетроТЭС, не конкурентна по сравнению с энергией тепловых и ядерных станций. Если же бурить с помощью БС, то можно получить теплопроизводительность ПЦС до Гкал/ч, что обеспечит мощность ПетроТЭС до 25 МВт. Стоимость ее сооружений порядка 800 млн руб. при эксплуатации станций до 30 лет [4]. Кроме буровых станций в

комплектацию петротермальных станций входит петротермально циркулирующие системы (ПЦС) для извлечения тепла из горячих сухих пород, получившая название в зарубежной литературе Hot Dry Rack (HDR-технология). Повышение теплоотдачи горячих горных пород может быть достигнуто горизонтально-наклонным бурением скважин по трещиноватым зонам в фундаменте или путем повышения трещиноватости с помощью гидроразрывов. Они известны в нефтегазовой промышленности и служат для повышения отдачи сырья из скважин. Отработанный конденсат (теплоноситель) очищается в специальных сепараторах и вновь закачивается в скважину. Это должно не только обеспечить экологическую чистоту, т.е. не допустить загрязнения окружающей среды отходами производства, но и может служить для получения ценного химического сырья, растворенного в горячей воде. Петротермальные станции станут мощной поддержкой для традиционной углеводородной и ядерной геоэнергетики.

Геолого-геофизические исследования для решения задач петротермальной энергетики

Создание и внедрение петротермальных станций потребует не только нового уровня техники и оборудования ПТЦ, но и высокого качества изучения земной коры на глубинах свыше 10-15 км и выявления «тепловых котлов». Земная кора крайне неоднородна в геолого-тектоническом и геотермическом отношении в плане и по глубине, поэтому «тепловые котлы» должны быть приурочены к квазивертикальным зонам энерго-массопереноса из ядра и мантии Земли в земную кору и выше. Особое значение при этом имеет создание петротермальной геофизики, т.е. комплекса глубинных методов геофизики (гравиразведки, магниторазведки, магнитотеллурических исследований, сейсморазведки и др.) для изучения земной коры с целью выделения «тепловых котлов». Методология и теория этой прикладной научной дисциплины должны опираться на достижения геологии, геотектоники, геодинамики, геотермики. К ним можно отнести современные гипотезы и теории создания и мониторинга разного рода зон субвертикальных деструкций (ЗСД) горных пород [4]. Это могут быть глубинные разломы и их пересечения; столбообразные тела разрушенных пород, идущие из мантии (их иногда называют геосолитонами); кольцевые структуры, энергоактивные флюидонасыщенные и газонасыщенные зоны; геодинамические аномалии в литосфере и мантии; диапиризм; плюмы и др.

Теория петротермальной геофизики должна строится на использовании наиболее вероятных ЗСД в районе проектируемой станции (в радиусе до 10-15 км). Их выбор начинается с переинтерпретации имеющихся геологических, аэрокосмических и геофизических материалов. Далее строятся априорные физико-геологические модели (ФГМ) выбранных ЗСД и проводится математическое моделирование прямых задач ряда методов геофизики для наиболее вероятных геометрических и физических параметров ожидаемых термически аномальных зон.

Самые перспективные из них доразведуются крупномасштабными геофизическими съемками с трехмерной интерпретацией данных каждого метода. С помощью разных комплексных геолого-геофизических данных строятся трехмерные термические модели. С учетом геолого-геофизической, экологической и экономической информации задаются места заложения скважин, ведется проектирование и строительство всех объектов станции.

Заключение

Петротермальные геоэнергетика и геофизика – это новое направление в энергетике и прикладной геофизике. Петротермальные станции могут строиться практически везде на суше и шельфе. Они будут работать на ресурсах тепла глубоких недр Земли,

без подвоза топлива, дальней передачи тепла и электричества, обеспечивая чистоту окружающей среды, работая самостоятельно, или как резервное снабжение теплом и электричеством в практически любых районах страны. Таким образом, петротермальные станции являются существенным дополнением к традиционным, работающим на нефти, газе и ядерном сырье.

Литература

1.Н.А.Гнатусь и др. Тепло Земли согреет малые города. Журнал «Мировая энергетика», 2009; информация Интернета, 2010.

2 .Н.А.Гнатусь, А.С.Некрасов. Социально-экономическая эффективность использования глубинного тепла Земли в России // Новости Теплоснабжения. №10. 2008.С.16-21.

3.Н.Е.Гнатусь. Буровой снаряд, не имеющий аналогов в мировой энергетике. // Электро-тво. №6.2007.С.24-27.

4. Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды: нефть и газ; углеводороды и жизнь. Материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 100-летию со дня рождения академика П.Н.Кропоткина, 18-22 октября 2010 г. – М.: ГЕОС, 2010. 712с.

5. Л.В.Подгорных, М.Д.Хуторской Планетарный тепловой поток. Карта м-ба 1:30 000 000 (7л. + объясн.записка). М.: Оргсервис. 1997.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ И ТЕКТОНИКА ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ В МЕЗОЗОЕ

Цеховский Ю.Г.

Геологический институт РАН, г. Москва. (tsekhovsky@mail.ru)

Гобийский Алтай является одной из структур Центрально-Азиатского подвижного пояса и расположен на юге Монголии. Здесь горные хребты разделены системой впадин, заполненных мезозойскими и, реже, кайнозойскими толщами вулканогенно-осадочных пород. Наиболее полные сведения о строении, составе и условиях образования мезозойских отложений этого региона содержатся в публикациях Н.А. Логачева, М.С. Нагибиной, В.С. Шувалова, С.М. Синицы.

В строении мезозоя этого региона обычно в том или ином объеме участвуют вулканиты. По данным В.С. Самойлова, М.М. Аракелянца, В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюка на рассматриваемой территории мезозойские эффузивы, как и толщи осадочных пород, часто заполняют грабены или грабенсинклинали в пределах внутриконтинентальной Северо-Гобийской рифтовой зоны. Последняя являлась частью Центрально-Азиатской рифтовой системы с многоэтапным проявлением рифтогенеза на протяжении позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя и его усилением в позднеюрскую и раннемеловую эпохи. Сформированные в это время удлиненные грабены или грабенсинклинали имеют преимущественно субширотную ориентировку и приурочены к приразломным зонам. Их ширина, как правило, не превышает 30-40 км, а протяженность может достигать 100 и более км.

Мезозойские вулканогенно-осадочные формации. В строении мезозоя на территории Гобийского Алтая участвуют юрские и меловые отложения. Их накопление происходило преимущественно в условиях аридного климата. И лишь в ранней и средней юре на рассматриваемой территории отмечается наличие теплого гумидного климата. При изучении разновозрастных отложений мезозоя установлено, что среди них широко развиты мощные толщи грубообломочных пород. Это послужило основанием включать их в группу молассовых формаций орогенной стадии развития [1].

Однако для ряда регионов Центрально-Азиатского подвижного пояса установлено, что мощные толщи мезозойских грубообломочных пород в условиях гумидного климата нередко формировались в грабенах среди равнинных ландшафтов (за счет эрозии прибортовых уступов в фациях коллювия и делювия). По направлению к осевым частям грабенов эти грубообломочные толщи быстро фациально замещаются озерными тонкообломочными угленосными отложениями. Подобные парагенезы грубообломочных и тонкообломочных пород, отличающиеся от орогенных моласс литологическим и фациальным составом, а также и геодинамическим режимом во время их образования, был выделены в группу равнинных фэновых формаций [2, 3].

До настоящего времени оставалось неясным, какое мтроение и состав имеют равнинные фэновые формаций в регионах с аридным климатом? Решение вопроса проводилось на примере изучения мезозойских отложений Гобийского Алтая, где были выявлены следующие формации.

1. Ранне-среднеюрская сероцветная гумидная орогенная моласса. Представлена отложениями бахарской свиты, залегающими с размывом и угловым несогласием на породах палеозоя. В строении свиты преобладают песчаники и конгломераты (местами валунные конгломераты), содержащие

прослои алевролитов и глин (нередко углистых), а также изредка – линзы углей. В разрезах осадочных толщ доминируют русловые фации горного аллювия, иногда пролювия; присутствуют также озерные отложения. Обломочный материал пород свиты обычно хорошо окатан и сортирован. Эффузивы играют подчиненную роль и представлены базальтами, трахибазальтами, трахиадезибазальтами и долеритами. Мощность бахарской свиты достигает 2500 м.

2. Верхнеюрская красноцветная (аридная) орогенная моласса. С размывом и угловым несогласием залегает на породах палеозоя и представлена отложениями шарылинского горизонта (датируемого оксфордом и кимериджем). Имеет в основном красно-бурую окраску пород и, местами, в ней наблюдаются линзы или пачки сероцветных отложений. Слагается преимущественно конгломератами, конгломерато-брекчиями и песчаниками; содержит линзы и прослои песчанистых глин (нередко известковистых). В строении горизонта широко представлены фации пересыхающего горного аллювия и полювия; реже отмечаются делювиальные отложения. Грубообломочный материал в разной степени окатан (наряду с окатанными обломками наблюдаются полуокатанные и неокатанные их разности). В составе вулканитов, участвующих в строении малассы отмечаются трахибазальты и трахиандезибазальты. Ее мощность достигает 900 м.

3. Верхнеюрско-нижнемеловая красноцветно-пестроцветная (аридная) равнинная вулканогенно-осадочная фэновая формация. Включает отложения цаганцабского горизонта и датируется титоном, берриасом и валанжином. Она залегает с размывом на более древних юрских отложениях или на породах фундамента. Более половины объема этой формации слагают вулканиты, наиболее крупные пластовые тела которых приурочены к верхней ее части. В их составе установлены базальты, трахибазальты, трахиандезибазальты, долериты, туфы и вулканические брекчии. Осадочная составляющая формации представлена двумя контрастными толщами: грубообломочной (красноцветной) и тонкообломочной (терригенно-известковистой, окрашенной в зеленовато-серые и белые тона).

В строении красноцветной грубообломочной толщи доминируют брекчии (иногда с глыбами, достигающими 1 – 1,5 м в поперечнике) конгломерато-брекчии и дресвяники; отмечаются также прослои или линзы песчанистых глин и песчаников. Для толщи характерно наличие преимущественно неокатанных или плохо окатанных обломков, плохая их сортировка или ее отсутствие и, нередко, хаотическое распределение в породах. В ее строении участвуют фациями коллювия и делювия и, реже, пролювия, которые были развиты у подножий крутых и высоких бортовых уступов грабенов.

Терригенно-известковистая толща представлена преимущественно озерными отложениями: белыми мергелями или известняками и серо-зелеными глинами. Последние иногда содержат линзы песчаников, алевролитов, гравелитов или дресвяников. Максимальная мощность характеризуемой формации составляет 700 м.

4. Нижнемеловая (преимущественно осадочная включающая эффузивы), красноцветно-пестроцветная аридная равнинная фэновая формация. Она представлена отложениями нижнемеловой дзунбаинской серией, датируемой в диапазоне от готерива до альба. С подстилающим цаганцабским горизонтом контактирует через размыв или (в отдельных разрезах) связана постепенным переходом. В большинстве регионов Гобийского Алтая серия подразделяется на нижний – шинхудукский горизонт (готерив-баррем) и верхний – хухтыкский горизонт (апт-альб). В строении дзунбаинской серии, как и в подстилающем цаганцабском горизонте, участвуют две контрастные толщи: грубообломочная (красноцветная)

и – тонкообломочная (терригенно-известковистая), в которой, наряду с зеленовато-серыми окрасками, отмечаются и темно-серые цвета пород.

Строение и литолого-фациальный состав нижнемеловой грубообломочной (красноцветной) толщи аналогичны охарактеризованному выше цаганцабскому горизонту. В районе хр. Арц-Богдо эта толща коллювильно-делювиальных (с линзами пролювия) отложений опоясывает прибортовые уступы грабенов и выделяется в составе манлайской свиты. Последняя, согласно последним данным, в осевых частях впадин фациально замещается озерными отложениями хехшийрской свиты (известняками, мергелями и зеленовато-серыми глинами с редкими линзами песчаников или алевролитов). В остальных районах Гобийского Алтая, где дзунбаинскую серию подразделяют на шинхудукский и хухтыкский горизонты, литолого-фациальный состав слагающих ее тонкообломочных терригенно-известковистых пород аналогичен хехшийрской свите. Однако в нижнем (шинхудукском) горизонте, наряду с озерными мергелями, известняками и глинами, появляются пачки зеленовато-серых листоватых глин (нердко гумусированных или битуминозных, называемых «бумажными сланцами»), а также углистые глины (изредка содержащие маломощные линзы углей). В прибортовых разрезах грабенов в строении дзунбаинской серии обычно появляются толщи грубообломочных пород, аналогичных манлайской свите.

В разрезах дзунбаинской серии вулканиты (трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, долериты и туфы), сравнительно с осадочными породами, играют подчиненную роль. Установлены следующие максимальные мощности стратиграфических подразделений дзунбаинской серии: шинхудукский горизонт – 400 м, хухтыкский горизонт – 630 м; хехшийрская свита – 500 м, манлайская свита – 650 м.

5. Верхнемеловая аридная красноцветная орогенная моласса. Представлена отложениями сайшандинской свиты (датируемой сеноманом) и залегает с размывом и угловым несогласием на нижнемеловых отложениях дзунбаинской серии. В ее строении участвуют, главным образом, красноцветные конгломераты, конгломерато-брекчии и песчаники с линзами или прослоями известковистых песчанистых глин. В разрезах молассы доминируют фации пролювия и пересыхающего горного аллювия; встречаются также делювиальные отложения. Грубообломочный материал в разной степени окатан и подобен охарактеризованному ранее – для верхнеюрской красноцветной орогенной молассы. Присутствующие в ряде разрезов эффузивы представлены трахибазальтами. Мощность молассы не превышает 100 м.

Из приведенных данных следует, что выявленные на территории Гобийского Алтая в диапазоне времени от второй половины поздней юры до начала позднего мела отложения орогенных моласс и равнинных фэновых формаций накапливались в условиях аридного климата.

Особенности строения аридных орогенных моласс. На территории Гобийского Алтая во время формирования верхнеюрской и верхнемеловой орогенных красноцветных моласс в пределах горных областей денудации широкое развитие получали маломощные аридные красноцветные (гидрослюдисто-смектитовые) коры выветривания. Последние служили поставщиком красноцветного материла в прилегающие впадины. В прибортовых участках впадин накапливались грубообломочные, преимущественно делювиальные или делювиально-пролювиальные отложения, в которых по направлению к осевым участкам возрастала роль песчанистых глин. В центральных (осевых) участках впадин господствовали водотоки с высокой гидродинамикой потоков (русловые фации сезонно пересыхающего

горного аллювия, а также – пролювия). Здесь же встречались постоянные водотоки (фации горного аллювия и полупроточных озер).

В разрезах осевых участков впадин широко преобладают конгломераты и конгломерато-брекчии, которые обычно переслаиваются с песчаниками, алевролитами или глинами. При этом, в местах существования постоянных водотоков или водоемов красноцветный материал (поступавший из аридных кор выветривания) после осаждения и захоронения, под воздействием субаквального диагенеза приобретал зеленовато-серые окраски. Однако доминирование субаэральных обстановок в областях осадконакопления способствовала сохранению первично красных окрасок отложений. Высокая динамика постоянных или временных (сезонно пересыхающих) водотоков, характерная для горных ландшафтов, приводила к тому, что поступающие на дно впадин неокатанные обломки (с фациями делювия или прибортового овражно-балочного пролювия) часто перемывались и переносились (нередко на значительное расстояние) и становились окатанными.

В непересыхающих полупроточных озерах (изредка встречавшихся на дне впадин в эпохи орогенеза) не происходило образование известняков или мергелей. В это время процессы осаждения органогенно-хемогенных карбонатов в озерах подавлялись поступлением больших объемов терригенного материала из окружающих горных областей.

Встречающиеся пластовые карбонаты в красноцветной молассе представлены маломощными (до 1-2,5 м) известняками травертинового типа (часто с включениями обломков), а также горизонтами известковистых каличе.

Особенности строения аридных равнинных фэновых формаций. В пределах характеризуемой территории образование аридных (верхнеюрско-нижненеокомовой и вышележащей нижнемеловой) красноцветно-пестроцветных фэновых формаций (соответственно цаганцабского горизонта и дзунбаинской серии) происходило в грабенах среди равнинных ландшафтов. При этом, процессы осадконакопления местами сопровождались вулканической деятельностью, которая резко активизировалась в позднеюрско-ранненеокомовую эпоху. В строении характеризуемых формации принимают участие две контрастные толщи: а) грубообломочная (преимущественно красноцветная) и б) тонкообломочная терригенно-известковистая (зеленовато-серая и белые цвета с прослоями красноцветов).

Грубообломочная красноцветная толща обычно развита в прибортовых разрезах грабенов. Она представлена продуктами разрушения аридных красноцветных кор выветривания: преимущественно брекчиями (нередко содержащими включения глыб), а также конгломерато-брекчиями, дресвяниками и песчаниками. Обломки пород в основном неокатаны или слабо окатаны. Породы обычно неслоистые, часто с хаотичным распределением обломков; нередко в них отмечается наклонное напластование. Среди грубообломочных пород встречаются линзы красноцветных глин (иногда с прослойками , о зеленовато-серого цвета. Характеризуемая толща слагается присклоновыми фациями коллювия и делювия. Наблюдаются также небольшие пролювиальные конуса выноса, формировавшихся в низовьях оврагов прорезавших уступы грабенов.

Терригенно-известковистая толща приурочена к осевым участкам грабенов. Ее породы окрашены преимущественно в белые и зеленовато- серые тона, и лишь местами в ней присутствуют линзы красноцветов. В разрезах толщи наибольшее распространение получают мергели, известняки и глины. Отмечаются также прослои и линзы песчаников, алевролитов и, изредка, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В нижней части формации (в составе шинхудукского горизонта) появляются листоватые глины, бумажные сланцы, и

редкие линзы углей. Накопление осадков толщи происходило в небольших озерах (полупроточных, иногда с болотистыми побережьями). В пересыхающих озерах формировались красноцветные глины.

Характерной чертой фэновых формаций является широкое участие в их строении толщ озерных (органогенно-хемогенных) известняков или мергелей. Эти карбонатные породы переслаиваются с глинами или, нередко, с базальтами, а также иногда образуют маломощные линзы или пачки внутри эффузивов. В строении рассматриваемых формаций участвуют различные генетические типы карбонатов. Как и в ранее охарактеризованных молассах, в них присутствуют известняки травертинового типа (обычно среди обломочных пород), а также – известковистые каличе. Последние приурочены к красноцветным глинам, а их максимальная мощность достигает 0,5 м.

Отличительные признаки аридных фэновых формаций и моласс. К числу главных признаков, позволяющих различать характеризуемые аридные парагенезы пород, относятся следующие.

1. В разрезах аридных равнинных фэновых фомаций не встречаются фации горного аллювия (характерные для орогенных моласс). В осевых участках грабенов здесь формировались озерные тонкообломочные отложения и органогенно-хемогенные карбонаты (известняки и мергели), типичные для аридных равнинных ландшафтов. Этим они отличаются от орогенных моласс в которых грубообломочные отложения широко развиты как в прбортовых, так и осевых участков впадин.

2. Крупнообломочные породы, широко развитые в разрезах аридной фэновой формации, слагаются неокатанными или плохо окатанными обломками, свидетельствующими о небольших путях их транспортировки. Большая часть этих обломков, формировавшихся за счет разрушения бортовых разрезов грабенов, имеет остроугольную форму. Они накапливалась в фациях коллювия, делювия или небольших конусах выноса овражного пролювия. Поступая на дно впадин, где отсутствовали водотоки с высокой гидродинамикой, эти обломки не испытывали дальнейшей транспортировки и поэтому оставались неокатанными. Их скопления образуют сравнительно узкий шлейф, который по направлению к осевым частям грабенов быстро фациально замещается толщей тонкообломочных терригенных или известковистых пород.

3. В озерах равнинной фэновой формации при аридном климате (в отличие от орогенных моласс) в больших масштабах осуществлялось осаждение органогенно-хемогенных известковистых илов. Известно, что подобные осадки формируются при небольшом привносе в озера терригенного материала. Последний, в случае его обильного поступления, подавляет осаждение карбонатов (как это имеет место в эпохи образования моласс). Для фэновых формаций причина транспортировки малых объемов терригенного материала в осевые участки впадин связана: 1) с наличием выровненных областей денудации, окружавших впадины, и, как следствие этого, слабой их эрозии; 2) с осаждением подавляющей массы терригенного материала вдоль прибортовых уступов грабенов у их подножий в фациях коллювия и делювия. Этот терригенный материал не перемещался в осевые участки грабенов из-за отсутствия водотоков с высокой гидродинамикой.

Отмеченные выше различия в строении и литолого-фациальном составе аридных моласс и фэновых формаций на территории Гобийского Алтая контролировались особенностями геодинамического режима, менявшегося на протяжении мезозоя. При этом в условиях аридного климата на характеризуемой территории в начале поздней юры и в первой половине позднего мела были развиты горные ландшафты, а в межгорных впадинах накапливались отложения орогенных моласс (в обстановках преобладающего сжатия земной коры). В конце поздней юры и раннем мелу произошло

выравнивание рельефа, активизация базальтового вулканизма, а также образование рифтогенных грабенов и их заполнение отложениями аридной равнинной фэновой формации. Перечисленные выше факторы свидетельствует в пользу доминирования обстановок растяжения земной коры.

Таким образом, на примере мезозойских отложений Гобийского Алтая впервые детально охарактеризованы строение, состав и условия образования аридных равнинных фэновых формаций и приведены признаки, позволяющие отличать их от аридных орогенных моласс. Показано, что идентификация на характеризуемой территории в разрезах осадочного чехла аридных равнинных фэновых формаций (которые предшественники включают здесь в состав орогенных моласс) позволяет значительно уточнить существующие представления о палеоландшафтах, условиях осадконакопления и геодинамических режимах в мезозойской геологической истории данного региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 10-05-00852) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 9 (проект: « Структуры и тектоническая эволюция платформ и подвижных поясов на стадиях формирования чехла и внутриплитной активизации»).

Литература

1. Нагибина М.С. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации орогенной (континентальной) стадии развтия. Группа молассовых формаций // Геологические формации Монголии. Москва: Шаг. 1995 С. 39-63.
2. Цеховский Ю.Г., Япаскурт О.В., Гусев И.М. Равнинные фэновые формации в юрско-меловых грабенах Западного Забайкалья. //Литология и полез. ископаемые. 2005. № 6. С. 620-636.
3. Цеховский Ю.Г., Япаскурт. О.В. , Леонов М.Г. Фэновые и молассовые формации как индикаторы ландшафтных обстановок и геодинамических режимов // Осадочные процессы, седиментация, литогенез, рудогенез. Т.1. М.: ГЕОС. 2006. С. 213-223.

ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПАЛЕОДУГ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Цуканов Н.В. [а], **Сколотнев С.Г.** [б]

[а] *Институт океанологии Российской Академии наук, Москва, Россия (nvts_ov@rambler.ru)*
[б] *Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия (sgskol@gimras.ru)*

Введение

Изучены магматические комплексы, характеризующие фрагменты Озерновско – Валагинской (ОВД) и Кроноцкой (КД) палеодуг в Камчатской аккреционной области (рис. 1).

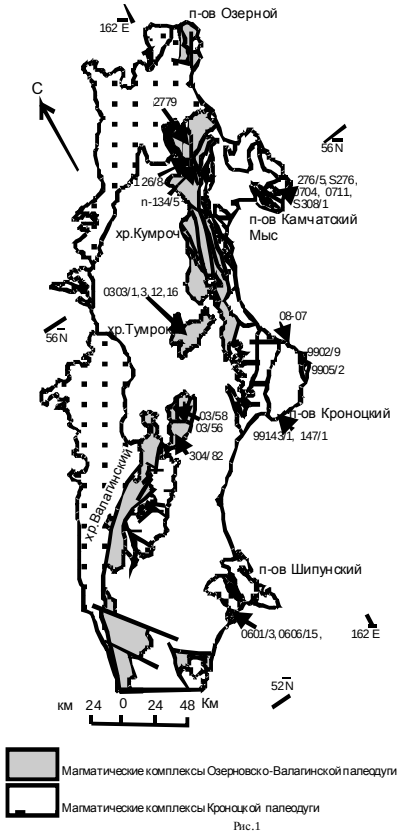


Рис. 1. Схема выходов фрагментов палеодуг Восточной Камчатки. Цифрами и стрелками показаны номера и места отбора изученных образцов.

В пределах ОВД выделяется один этап вулканизма в позднемеловое - раннепалеогеновое время, а для КД характерны два этапа вулканической активности: в позднемеловое - раннепалеоценовое время и в эоцене. Образцы для исследования были отобраны из различных сегментов палеоостроводужных систем; на п-овах Камчатский Мыс, Кроноцкий, Шипунский (КД), а также в хребтах Кумроч, Тумрок, Валагинский (ОВД).

Результаты исследований.

Исследования показали, что изученные образцы верхнемеловых - нижнепалеогеновых и эоценовых магматических комплексов палеодуг Восточной Камчатки по изотопному составу неодима, свинца и стронция в целом близки друг другу. По εNd(t) пикриты хребтов Валагинский и Тумрок заметно отличаются от остальных пород. Проанализированные нами породы не несут существенных различий в изотопном составе верхнемеловых - палеогеновых магматических пород, представляющих как две различные палеодуги (ОВД и КД), так и различные сегменты этих палеодуг Восточной Камчатки. Большая часть фигуративных точек изотопных составов изученных пород на вариационных диаграммах отношений изотопов $^{143}Nd/^{144}Nd$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 2, 3, 4) попадают в поле составов базальтов океанических хребтов, а на диаграмме $^{87}Sr/^{86}Sr$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$. - в поле Гавайских вулканитов (см. рис. 4).

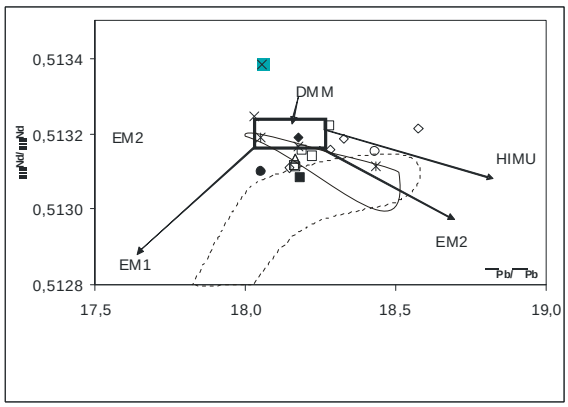


Рис. 1. Диаграммы соотношения изотопов $^{143}Nd/^{144}Nd$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$. Пунктирной линией показано поле вулканитов Гавайских о-ов, сплошной линией – базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия по [2].

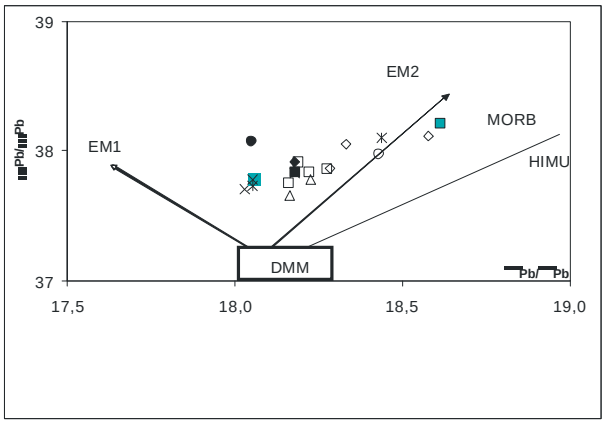


Рис. 2. Диаграммы соотношения изотопов $^{208}Pb/^{204}$ Pb - $^{206}Pb/^{204}$ Pb. Условные обозначения см. рис. 1

Наблюдаются определенные вариации изотопных параметров. Для пространственно разобщенных комплексов п-ва Камчатский Мыс (толща р. Непропусковая, и тарховская свита) изотопный состав свинца эффузивов близок, а значения отношения изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$ более высокие (0.704012 против 0.703188 – 0.70389), а $^{143}Nd/^{144}Nd$ – более низкие (0.51308 – 0.51311 против 0.51314 – 0.5132) в базальтах тарховской свиты. Обогащенный базальт тарховской свиты (обр. 276/5) смещается от основного поля образцов в сторону обогащенных мантийных источников EM1 и EM2, попадая в поле вулканитов островных дуг Малой Антильской (ее северной части), Марианской и Южно-Сандвичевой и Гавайского архипелага. Эти данные находятся в хорошем соответствии с результатами изучения содержания редких и рассеянных элементов в этом образце (Ba\La = 21,1; Ba\Nb = 157,7), свидетельствующими о его происхождении из расплава, генерированного в химически гетерогенной мантии [1].

К наиболее обогащенному базальту тарховской свиты близок образец 2779 с хребта Кумроч: $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70374) и $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.513102), который характеризуется также высокими значениями $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.576).

Одни из наиболее высоких значений $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.575 и 15.556,) также имеют два базальта эоценового возраста с Кроноцкого полуострова (9905/2, 99143/1). По другим параметрам они мало отличаются от основной части образцов. На диаграмме $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ эти два образца располагаются вблизи поля вулканитов Японской, Марианской и Филипинской островных дуг.

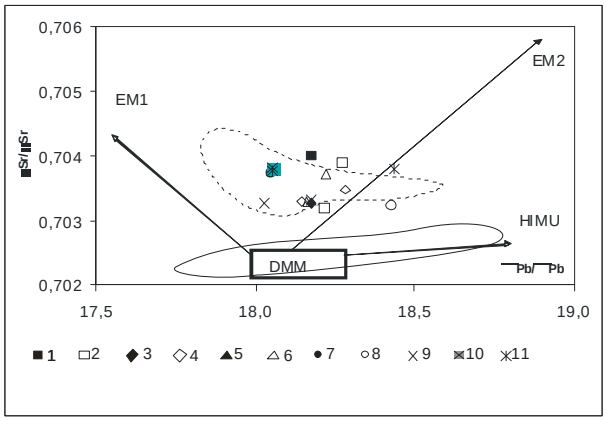


Рис. 3. Диаграммы соотношения изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$ - $^{206}Pb/^{204}$ Pb. Условные обозначения см. рис. 1

От остальной части образцов наиболее резко отличаются пикриты хребтов Валагинского и Тумрок. Для них изучена только изотопия неодима, но по низким значениям отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.513059 - 0.512992) они явно смещены от основной части в сторону обогащенного источника EM1. В тоже время данные по изотопии неодима ($^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,513383) ультраосновные породы силла хр. Тумрок резко отличаются от лав пикритов. По этому показателю пикрит силла более близок к габбро Адриановского массива хр. Тумрок ($^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,513166, 0,513249).

Заключение

Изучение изотопного состава магматических комплексов палеодуг Восточной Камчатки позволило выделить четыре группы пород, различающиеся по своим изотопным характеристикам. Первичные расплавы пород первой группы генерировались в надсубдукционном клине деплетированной верхней мантии (DMM). Вулканиты второй группы, вероятно, формировались из деплетированной мантии, зараженной обогащенным веществом, которое, по-видимому, для пород п-ова Камчатский Мыс является производным Гавайского плюма. Изотопная специфика образцов третьей группы обусловлена флюидным привносом

экстрагированного вещества океанической коры из зоны субдукции. Четвертую группу образуют пикриты хребтов Тумрок и Валагинский. Их резко обогащенный состав, вероятно, связан с внутриплитным проявлением вулканизма.

Подтвержден ранее сделанный вывод о влиянии вещества Гавайского плюма на процессы плавления верхнемеловых островодужных базальтов камчатскомысского сегмента Кроноцкой палеодуги.

Особенности изотопного состава эоценовых комплексов Кроноцкой палеодуги в отличие от меловых вулканитов показывают, что на эоценовой стадии в процесс магмогенерации вовлекалось вещество измененных базальтов субдуцирующейсяокеанической коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 05-08-00017).

Литература

1. С.Г. Сколотнев, Н.В. Цуканов, А.В. Федорчук, Д.П. Савельев // ДАН. 2008, Т.418, № 2, С. 232–236.
2. M. Tatsumoto, E. Henger, and D.M. Unruh // Volcanism in Hawai. 1987, Vol. 1. US Geol. Survey Prof. Paper, pp. 723-743.

МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АРКТИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ ПО ДАННЫМ МАРКОВСКОЙ ГИПСОТОМОГРАФИИ

Черников А.Г. [а], **Либина Н.В.** [б].

[а] *ООО «Газпром ВНИИ ГАЗ», пос. Развилка, Московская обл., Россия.*
[б] *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия,*
(A_Cheernikov@vniigaz.gazprom.ru)

Марковская гипсотомография представляет собой новый способ обработки результатов дистанционных измерений рельефа земной поверхности с целью построения модели внутреннего строения массива горных пород. Способ опирается на теорию Марковских процессов, возникшую в 1907 как результат исследований математика А. А. Маркова. Одна из форм марковского процесса, представляющая последовательность дискретных состояний, называется цепью Маркова. Геологические объекты и процессы, представленные в виде марковской цепи, можно описывать и моделировать с помощью матриц переходных вероятностей, при условии, что они должны обладать марковским свойством. Под термином «марковское свойство» или просто «марковость» - понимают наличие зависимости вероятности конкретного состояния от непосредственно предшествующего, или предшествующих - для цепей высоких порядков [1]. Способ изучения глубинного строения массива горных пород базируется на предположении о наследовании марковских свойств рельефа подстилающих горизонтов в марковских свойствах поверхности перекрывающих наслоений. В этом случае, согласно теории марковских процессов, предыдущее состояние (марковость подстилающего слоя) вероятностно определяет состояние последующее - марковость покрывающего слоя. Следовательно, изучая определенным образом марковские свойства рельефа на дневной поверхности, представляется возможным решить обратную задачу - извлечь информацию о изменении марковских свойств с глубиной, а следовательно, и о глубинном строении массива. Для реализации этой идеи используются результаты регистрации измерениий рельефа поверхности Земли, преобразованные в дискретную числовую последовательность, и система обработки, позволяющая выполнять прогноз (зондирование) строения массива путем марковского преобразования измеренных свойств, как по профилям, так и по площадям наблюдений [2].

Основой для опробования методики прогноза глубинного строения в условиях сложно расчлененного рельефа дна океана и прилегающих территорий послужила цифровая 2,5 километровая батиметрическая карта района Арктики в прямоугольной проекции [3]. Площадь, определенная для гипсометрического зондирования, представлена прямоугольником размером 1500х3000 км, с расстоянием между узлами 2 км. (Рис. 1а). Выбранная частота зондирования (число марковских состояний в последовательности) обеспечила расчетную глубину прогноза порядка 8000 метров. Для выбранной области была рассчитана 3-D модель изменчивости марковских характеристик, которые изоморфно, трансформировались в значения кажущихся скоростей продольных волн. По рассчитанному кубу свойств были построены глубинные разрезы по 9 профилям проложенным вкрест простирания основной морфологической структуры - хребта Гаккеля (Рис. 1б).

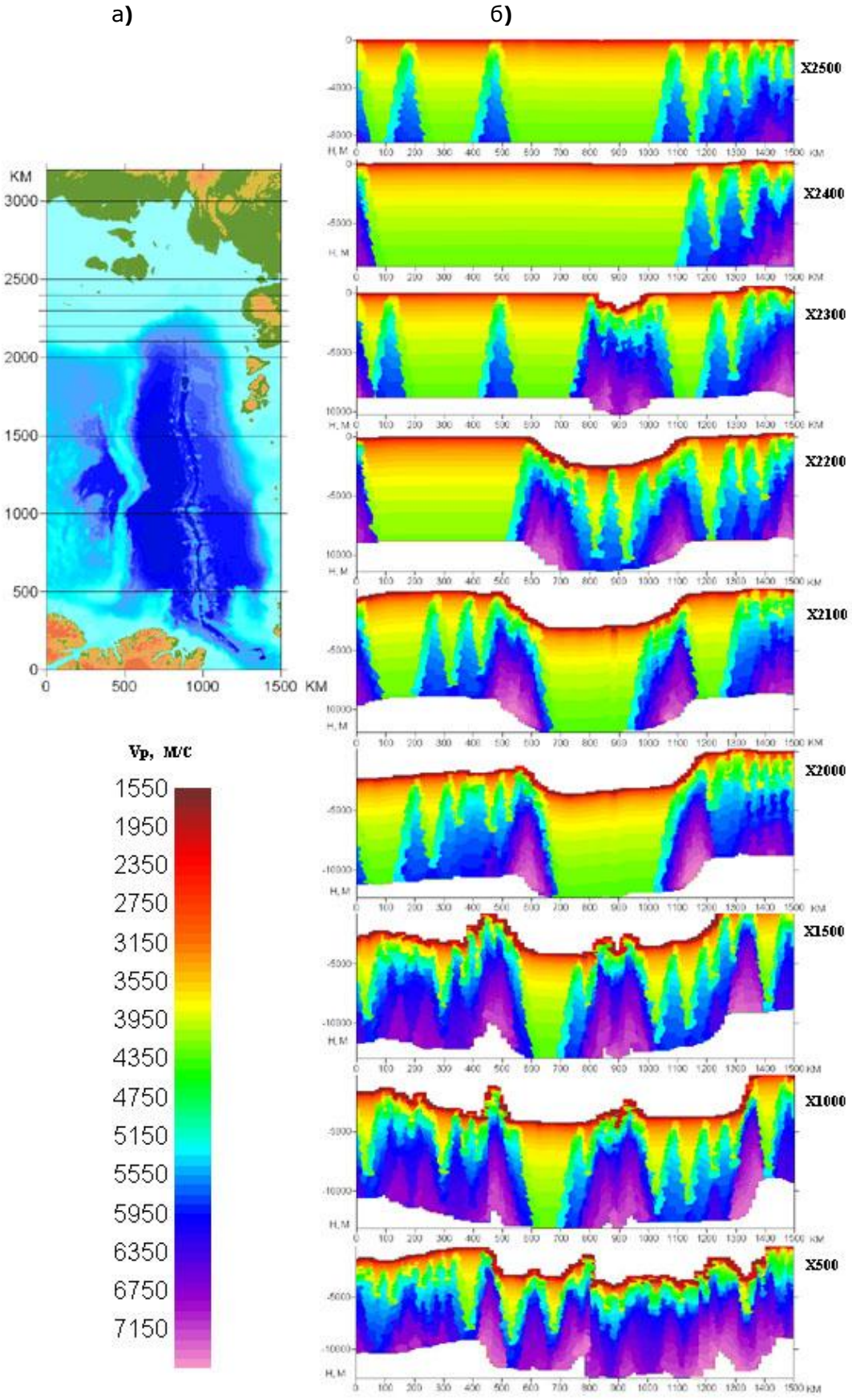


Рис. 1. Прогнозная скоростная 3-D модель геологического пространства в районе хребта Гаккеля по данным марковской гипсотомографии

Для приведения полученных томограмм к сопоставимому виду, рассчитывалась степень изменчивости марковских характеристик, которая способом марковской инверсии, пересчитывалась изоморфно в значения кажущейся скорости (Vp^{K}).

На рисунке 2 приведена детализация прогнозного разреза сопоставленного с рельефом земной поверхности.

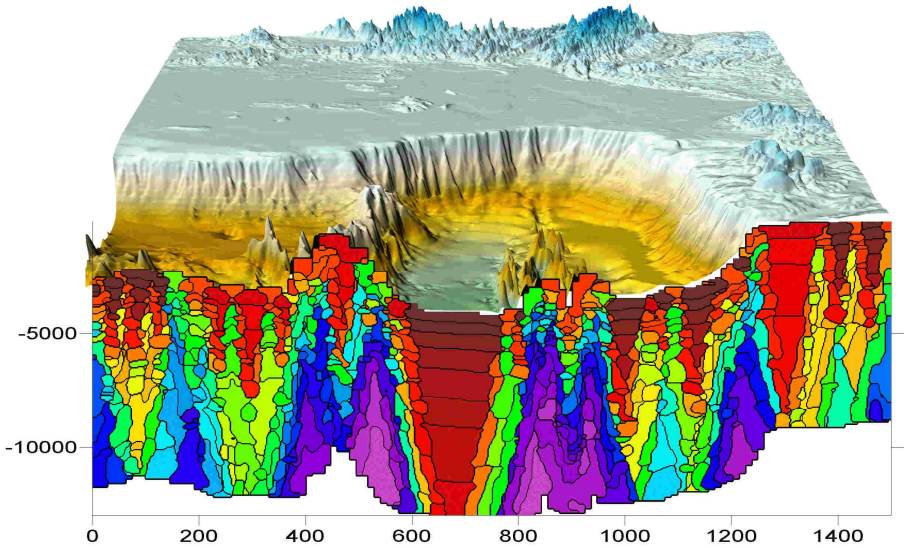


Рис. 2. Пример томографического разреза территории Арктики, рассчитанный по профилю X=1500 и сопоставленный с рельефом.

Аналогичные приведенным, расчеты были выполнены для большего сегмента арктического бассейна в квадрате размером 4000x2000 км., с центром на Северном Полюсе.

На основании проведенных исследований можно сделать вывод, подтверждающий наличие сложных и существенно нелинейных связей между составом, строением подземного пространства и рельефом дневной поверхности. Дальнейшее развитие метода предполагает осуществить переход от выявления пространственной изменчивости марковских свойств массива к прогнозированию пространственного распределения стратиграфических комплексов, их тектонического строения и свойств. Априорные данные о строении, полученные дистанционно, позволят с большей уверенностью осуществлять проектирование разведочных работ. Также они могут служить основой для интерполяции фрагментированных на площади наблюдений и интеграции разнохарактерных данных в обобщенную физико-геологическую модель.

Литература

1. Вистелиус А.Б. Основы математической геологии.Л.Наука,1980.
2. Черников А.Г., Матушкин М.Б., Либина Н.В. Изучение внутреннего строения Земли на основе марковского анализа гипсометрии ее поверхности. М., «Разведка и охрана недр» №2, 2001, с. 57-59.
3. IOC/IASC/IHO Editorial Board for the International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (EB-IBCAO) Report of Meeting: Dartmouth, Canada; 1999.

К ПРОБЛЕМЕ ТИПИЗАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

Чехов А.Д.[а], **Сидоров А.А.**[б]

[а]*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия (Chekhov@neisri.ru)*

[б]*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия (tma2105@ya.ru)*

Виктор Ефимович Хаин – человек поразительного таланта, яркая незаурядная, разносторонняя и многогранная личность. Он оставил неизгладимый след в памяти тех, кому удавалось с ним соприкасаться, и, тем более, кому повезло каждодневно в течение многих десятилетий с ним общаться, или даже, как автору, участвовать в совместных полевых исследованиях (Корякское нагорье, 1973 г.). В оставленном нам огромнейшем творческом наследии Виктора Ефимовича определенное место занимает и указанная в названии доклада проблема типизации земных недр. К ней он обращался дважды – в начале 60-х годов прошлого столетия, когда явился одним из инициаторов создания трехчленной типизации земной коры, и потом в начале 80-х, с переходом на плейттектонические позиции, отказавшись от такого ее деления, посчитав этот путь тупиковым. Именно так было сформулировано его мнение относительно новаций автора о целесообразности и необходимости выделения в качестве третьего вполне самостоятельного типа коры так называемой окраинноморской ее разновидности [1, 2].

Тем не менее, свои исследования в этом направлении автор продолжил, завершив их известной монографией [3], в которой, в частности, утверждалось, что вопреки бытующим представлениям, вопросы типизации земных недр, как на коровом, так и на более глубинном – литосферном уровнях, далеко не сняты с повестки дня, и несомненно требуют для однозначного их решения дальнейшего изучения и обсуждения.

Зарождение проблемы типизации коры относится к далеким тридцатым годам прошлого столетия, бурным не только в геополитическом плане (шел очередной передел Мира), но и в области геотектоники, где происходила очередная смена парадигм. Вегенеровский мобилизм резко терял свою былую популярность, и уступал свое место фиксистским представлениям, напрочь отрицавшим возможность сколько-нибудь крупномасштабных латеральных перемещений на поверхности Земли. Не исключено, что именно такой коренной перелом во взглядах геологов и открыл путь в тектонику целой плеяде выдающихся личностей: Г. Штилле, А.Д. Архангельского, Н.С. Шатского, и среди них – В.Е. Хаина, впервые в это время выступившего с общими геотектоническими построениями – отстаивая пульсационную гипотезу развития Земли [4]; что, кстати, не потеряло своей актуальности вплоть до настоящего времени (именно таких взглядов придерживается его давний соратник и коллега Е.Е. Милановский, да и не только он).

Но перед тем как уйти в небытие (как потом выяснится на долгое тридцатилетие) сторонниками мобилизма были сформулированы два принципиально важных положения. Во-первых, что окраинные моря, вытянувшиеся цепочкой вдоль восточной оконечности Евразийского континента, совместно с ограничивающими их со стороны Тихого океана островными вулканическими гирляндами и тесно сопряженными с последними глубоководными желобами, скорее всего и представляют собой гомологи геосинклинальных областей

прошлого. А стало быть, изучив субстрат этих бассейнов, можно получить ответ на актуальный вопрос, что же представляло собой в тектоническом отношении так называемое «донышко» геосинклиналей (образное выражение Н.С. Шатского). И второе. Протекающие здесь, в окраинных морях, процессы трансформации океанической литосферы в континентальную, обусловлены, скорее всего, пододвиганием массивного базит-перидотитового субстрата Тихого океана под край Азиатского континента [5, 6]. Как видим, из краеугольных понятий будущей плитовой тектоники, таких как спрединг и субдукция, раньше было распознано (или гениально предугадано) наиболее сложное из них – пододвигание литосферных плит. Кстати, многими не воспринимавшееся как реально существующее до последнего времени.

Приступить же к непосредственному изучению дна дальневосточных морей, в первую очередь Охотского, удалось лишь в пятидесятые годы, когда появилось крупное океанографическое судно «Витязь», а позднее НИС «Пегас». С помощью драгирования коренных пород дна, дночерпателей, бурения и т.п., а главное, использования всех средств и возможностей геофизических методов (ГСЗ, гравиметрия, магнитометрия, сейсморазведка МОВ ОГТ, НСП и др.) удалось получить обширнейшую информацию как о морфологии морского дна, составе и мощностях осадочного чехла, так и внутренней структуре консолидированной коры и, отчасти, верхней мантии. Эти данные постоянно обобщались в многочисленных публикациях и крупных монографиях, наиболее известной из которых, пожалуй, является «Строение дна Охотского моря» (1981), вышедшая под редакцией член-корр. АН В.В. Белоусова и Г.Б. Удинцева

Однако в главном вопросе – выяснение истинного характера (типа) субстрата окраинных морей – результат оказался, как известно, крайне неоднозначным. Одними, как в вышеупомянутой монографии, субстрат интерпретировался как типично континентальный, но разрушающийся (в процессе базификации) и трансформируемый в кору океанического типа (уже возникшую, в частности, в Курильской котловине). Свидетельством этого, якобы, является существование между двумя крайними типами коры, неких переходных (или промежуточных) разностей, названных субконтинентальным и субокеаническим типами [7]. Надо сказать, что такая четырехчленная классификация земной коры широко бытует и в настоящее время, чаще с заменой приставок «суб» на соответственно «утоненная» или «растянутая» континентальная кора и утолщенная (или «умощненная») океаническая. Хотя принципиально от этого суть таких, «ленивых», по меткому выражению Б.В. Петрушевского, терминов не меняется – они не заключают в себе точных и конкретных параметров и характеристик, подобных таковым в двух других так называемых главных типах коры и потому остаются расплывчатыми и неопределенными.

Возможно понимая это, на II Всесоюзном совещании по проблемам тектоники в докладах сразу трех ведущих тектонистов страны (Е.Е. Милановский, В.Е. Хаин и П.Н. Кропоткин) и геофизика И.В. Померанцевой (вот он советский коллективизм!) были высказаны и всесторонне обосновывались представления о правомерности выделения, наряду с общепринятыми континентальным и океаническим типами земной коры, также третьей («геосинклинальной») ее разновидности (Строение и развитие земной коры, 1964).

Предложенное новшество, как известно, в дальнейшем не укоренилось (возможно, в том числе, и из-за неудачного наименования), хотя позднее было неоднократно поддержано и другими видными исследователями. В частности, Ю.М. Пущаровский [8] рекомендовал выделение областей с так называемым мозаичным распределением разных типов коры, отвечающим современным геосинклиналям (западная периферия Тихого океана, районы Индонезии,

Карибского моря и др.), подчеркивая, что это «имеет принципиальное значение для структурного районирования земной поверхности, ибо позволяет обсуждать особенности разрастания материковых окраин, формирование «гранитного» слоя и коры континентального типа в целом; распространение таких мозаичных зон в геологическом прошлом».

Ю.М. Шейнманн [9] в еще более категоричной форме указывал, что «собственно океаническая кора характерна только для открытых океанов и отсутствует в окраинных морях». «Глубинные процессы здесь в области тектоносферов (островные дуги) близки или идентичны процессам, создавшим кору континентов». «Континентализация» в окраинных морях захватывает все новые участки и влечет изменение коры от океанической к новому типу». «Литосфера под окраинными морями близка литосфере внутренних морей (типа Средиземного) и сильно отличается от литосферы собственно океана».

Своеобразие и неповторимость земной коры окраинноморских областей отмечалась и геофизиком Р.М. Деменицкой [10], указывавшей, что по характеру протекавших здесь тектонических процессов, ее следовало бы выделять под названием «деструктивно-конструктивной».

В ходе работы над составлением «Тектонической карты Востока СССР и сопредельных областей» (1979) автор, анализируя обширные геолого-геофизические материалы по этому притихоокеанскому региону, приходит к оригинальному выводу о развитии мезозоид Северо-Востока на особом, специфическом субстрате, отличном как от океанического, так и от континентального, и тем самым напоминающем таковой, развитый в современных окраинных морях, потому и названный палеоокраинноморским [2]. В дальнейших публикациях автора получили последовательное развитие представления о целесообразности и правомерности использования в тектонических целях, в частности, в палеогеодинамических построениях не двух- или четырех-, как принято, а трехчленной типизации земной коры [3]. Помимо общеизвестных – океанического и континентального его типов, в качестве равнозначной с ними предлагалось узаконить выделение так называемой окраинноморской разновидности земной коры. Аргументация в пользу реального существования таковой приводилась самая разнообразная: тектоническая, петрологическая, геофизическая, морфологическая. Но хотя предлагаемая новация имела определенный научный резонанс и была положительно воспринята – использовалась в построениях ряда исследователей как отечественных (В.Т. Съедин, А.А. Пейве, М.Н. Косько, Н.И. Филатова и др.), так и иностранных (К. Тамаки), однако полного признания она так и не получила.

Главный аргумент скептиков при этом был всегда одинаков: зачем, мол, вводить новый термин «окраинноморская» кора, когда существуют такие, как утоненная континентальная и утолщенная океаническая, вполне отражающие промежуточную или переходную (а стало быть, второстепенную) сущность земной коры краевых задуговых бассейнов. И такой довод было достаточно трудно опровергнуть, вплоть до тех пор, пока с помощью сейсмотомографических наблюдений не удалось со всей определенностью показать, что практически все окраинноморские бассейны имеют отчетливые глубинные вплоть до литосферных границы. Последние, совпадая с древними, либо с современными сейсмофокальными зонами, отчетливо очерчивают вполне самостоятельные литосферные микроплиты; причем, что крайне важно подчеркнуть, плиты с внутренним глубинным устройством, принципиально отличным и от океанических, и от континентальных площадей.

Так, по данным сейсмотомографии Охотоморская плита (явившаяся, кстати, тектонотипической для выделения автором окраинноморской разновидности коры), как оказалось, имеет по всему своему

периметру весьма глубинные (вплоть до 400 – 600 км) границы, трассируемые либо сейсмофокальными палеозонами (на севере и западе), либо современными (на юго-востоке) зонами субдукции [11, 12]. Ни о каком предполагавшемся многими исследователями постепенном переходе этой плиты к северу в континентальные Евразийскую или Североамериканскую в свете современных геофизических данных не может быть и речи. Охотоморская плита является вполне самостоятельной и автономной тектонической единицей (точно так же, как таковыми являются, согласно тем же сейсмотомографическим наблюдениям, смежные с нею Япономорская и Беринговоморская).

Но наиболее эффектно, ярко и выразительно своеобразный микроплитный характер и специфическое глубинное устройство (со стагнантными слэбами в основании, водообогащенной мантией, малоглубинными диапирами, разнонаправленными полого- и крутонаклоненными субдукционными зонами) удалось показать на примере детально и всесторонне изученной современной сложной системы задуговых бассейнов в регионе Юго-Восточной Азии [13].

Число приведенных примеров своеобразия глубинного строения окраинных морей можно было бы приумножить, в частности, за счет Карибского межокеанического региона. Однако и изложенного вполне достаточно, чтобы убедиться, что давние авторские представления именно о трехчленной типизации земных недр не только не потеряли свою правомерность, но все более подтверждаясь новыми геологическими наблюдениями, существенно углубились, причем как в прямом, так и в переносном смысле этого слова. Действительно, если ранее типизация проводилась лишь на относительно малоглубинном коровом уровне (а потому, возможно, и оказалась недостаточно убедительной), то теперь с появлением сейсмотомографических методик просвечивания Земли этот уровень существенно, во много крат углубился, достигая обычно подошвы литосферного слоя, а нередко и мантийно-ядерной границы.

Таким образом, на смену традиционному оперированию при тектонических построениях разновидностями земной коры приходит деление литосферной оболочки Земли на три крупные составные части, или литосферные типы – океанический, окраинноморский и континентальный, каждому из которых соответствуют свои собственные параметры и характеристики. Так, все они обладают четко выраженными глубинными сейсмическими границами, ясным, неповторимым морфологическим обликом (океанические впадины, окраинноморские бассейны, континенты); существенным своеобразием магматических и металлогенических проявлений; наконец, специфическими особенностями протекающих в них тектонических процессов (или режимов). В совокупности же, как представляется, эти типы литосферы и составляют главную геотектоническую, или геодинамическую триаду Земли, отражающую направленность ее глубинного развития. При этом крайне важным, можно сказать, ключевым и наиболее сложным звеном этой единой эволюционной цепочки является именно окраинноморская разновидность литосферы, представляющая собой своеобразную фабрику по производству новых порций ювенильной континентальной коры.

Что же касается происхождения окраинных морей (и одноименной литосферы), то из всех предложенных способов (базификация и обрушение континентальной коры; отчленение, или траппинг океанических пространств; раздвиговые процессы) наиболее приемлемым представляется вариант, берущий свое начало от П.Н. Кропоткина, впервые указавшего, что «лишенные гранитной части впадины Охотского и Берингова морей выглядят, как прорехи в сиалическом слое, возникшие при дрейфе островной дуги в сторону Тихого океана». Ныне этот чрезвычайно популярный у зарубежных геологов вариант объяснения

образования островных дуг и краевых бассейнов называется откатом («rollback») желоба в сторону океана вследствие последовательного погружения в мантию толстого и холодного океанического слэба (с отрицательной плавучестью) и последующего его выполаживания и стагнации.

Веское подтверждение существования упомянутой геотектонической триады (океаническая – окраинноморская – континентальная литосфера) мы находим в металлогенических построениях как отечественных, так и зарубежных исследователей. Как было показано недавно [14], металлогения с ее тремя характерными «линиями» или «полихронными формационными рядами» замечательно укладывается в представления о существовании трех главных типов литосферы Земли: двух общепринятых «классических» (океанического и континентального) и третьего, с так называемым модифицированным типом оруденения – окраинноморского, по нашему твердому убеждению, в полной мере недооцененного. А между тем, такая считавшаяся промежуточной или переходной разновидность литосферы является едва ли не определяющей в эволюции Земли как в тектоническом отношении - рождение новых порций ювенильной континентальной коры и формирование суперконтинентов, так и в металлогеническом плане - разнообразный и высокий промышленный потенциал рудных проявлений.

В заключении подчеркнем, что выдающийся тектонист современности Виктор Ефимович Хаин («НеоЗюсс») всю свою долгую творческую жизнь посвятил решению поставленной перед собой сложнейшей научной задачи – созданию новой всеобъемлющей геотектонической концепции или общей теории глубинного тектогенеза Земли. Все его многочисленные научные творения ([15-17] и многие другие) – это и есть последовательные шаги и ступени на пути покорения этой величественной научной вершины. Сделано многое, но, увы, далеко не все. Видимо, решение подобного рода грандиозных, глобального уровня задач и проблем по силам лишь отдельным, обязательно прекрасно технически оснащенным, интернациональным коллективам и содружествам высокопрофессиональных специалистов самого разного геологического и геофизического профиля, причем с обязательным усвоением и использованием всего того лучшего, что выработано геологической наукой прошлого. Хочется надеяться, что изложенная выше авторская концепция геодинамической триады в развитии литосферы Земли, также может оказаться востребованной при этом.

Литература

1. *А.Д. Чехов.* Модель тектонической эволюции Северо-Востока СССР // Доклады. АН СССР. Т. 285. № 6. 1985. С.1428-1432.
2. *А.Д. Чехов.* Об "эпиокраинноморской" тектонической природе дорифейского субстрата мезозоид Северо-Востока СССР // Доклады АН СССР. 1986. Т. 289. № 5. С. 1209-1214.
3. *А.Д. Чехов.* Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окраинноморская модель). М.: Научный мир, 2000. 204 с.
4. *В.Е. Хаин.* Осцилляционный ритм земной коры // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1939. Вып. 1. С. 56-82.
5. *Lawson A.C.* Insular arcs, foredeeps and geosiynclinal seas of the Asiatic Coast // Bulletin Geological Society of America. 1932. V. 43. P. 353-382.
6. *А.Н. Мазарович.* Основы геологии СССР. М.: ОНТИ, 1938. 544 с.
7. *И.П. Косминская, С.М. Зверев, П.С. Вейцман и др.* Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 1. С. 20-41.
8. *Ю.М. Пущаровский.* Принципы тектонического районирования океанов // Геотектоника 1972. № 6. С.18-28.
9. *Ю.М. Шейнманн.* Различие материковой и океанической литосферы и дифференциация Земли // Геотектоника 1972. № 6. С. 29-44.

10. Р.М. Деменицкая. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975. 255 с.
11. *Bijwaard H., Spakman W.* Closing the gap between regional and global travel time tomography. // Journ. of Geoph. Research. 1998. V. 103. No. B 12. P. 30055-30078.
12. *Е.А. Константиновская, А.В. Горбатов, Г.М. Иванов.* Зона палеосубдукции в Охотском море: геологические и геофизические данные // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2003. Т. 1. С. 278-282.
13. *Maruyama S., Santosh M., Zhao D.* Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary // Gondwana Research. 2007. V. 11. P. 7-37.
14. *А.А. Сидоров, А.Д. Чехов.* О трех главных типах литосферы Земли и их металлогенической специализации // Доклады РАН. 2009. Т. 427. № 2. С. 229-232.
15. *В.Е. Хаин.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1995. 190 с.
16. *В.Е. Хаин.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 519 с.
17. *В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе.* Геотектоника с основами геодинамики. Учебник (2-е изд., испр. и доп.). М.: КДУ, 2005. 560 с.

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ОХОТОМОРСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МИКРОПЛИТЫ

Чехов А.Д.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия (Chekhov@neisri.ru)

Проблема происхождения окраинных морей с самого начала имела несколько вариантов ее решения. Во-первых, что это опущенные разрушаемые части континентальной окраины; во-вторых, что моря представляют собой результат смещения в сторону океана островных вулканических дуг; наконец, что это области перерождения симатической коры океанов в континентальную литосферу. Все они бытуют до наших дней в виде известных альтернативных тектонических концепций – деструкции (базификации) континентальной коры и, наоборот, «конструктивного тектогенеза»; а также некой промежуточной между ними рифтогенно-раздвиговой разновидности представлений, используемых в построениях и тех, и других.

В наисовременнейшем, регулярно подновляемом учебном пособии «Геотектоника с основами геодинамики» (2005), подготовленным академиком В.Е. Хаином в содружестве с М.Г. Ломизе, окраинные моря определяются как составные элементы активной окраины западнотихоокеанского типа, развивающиеся над зонами субдукции. Они подразделены на задуговые (тыльнодуговые), внутри- и преддуговые бассейны, образовавшиеся как в ходе деструкции континентальной коры, так и в процессе раскола и раздвижения островных дуг. Механизмом образования окраинных морей считается либо «фрикционная» модель Д. Карига, либо, более модный ныне вариант так называемого «отката» желобов (или шарниров субдуцируемых плит) в сторону океана (rollback). Допускается существование и иного типа задуговых бассейнов – «отгороженных», возникших при перескоке зоны субдукции в сторону океана; а также своеобразной группы окраинных и внутренних морей на пассивных окраинах и во внутренних частях континентов, без видимой связи с зонами субдукции (Красное, Черное и др.).

Систематизация, в целом, достаточно всеобъемлющая, но не достаточно глубинная – выполнена лишь на коровом уровне, отчего в ней много неясностей. Например, чем руководствоваться при проведении внешних границ окраинноморских областей, или какова все-таки сущность тектонических процессов протекающих в них – разрушение или созидание земной коры. Пролить свет на эти и другие актуальные вопросы может лишь более глубокое проникновение в земные недра – переход на литосферный уровень районирования зон перехода континент-океан.

Это стало возможным в связи с появлением сейсмотомографических способов просвечивания Земли. Первые же профили показали, что в окраинноморских бассейнах не только земная кора, но и вся литосфера в целом имеет крайне своеобразное строение, принципиально отличное и от океанических, и от континентальных площадей. Практически все они, к тому же, имеют весьма глубинные, вплоть до литосферных границы, маркируемые либо древними, либо современными зонами субдукции, уверенно очерчивающими вполне самостоятельные литосферные микроплиты.

На примере всесторонне изученной современной системы задуговых бассейнов в регионе юго-восточной Азии это удалось лучше всего показать в работе [1]. Детальной сейсмотомографией здесь выявлено своеобразное микроплитное общее строение и специфическое глубинное устройство – со стагнантными слэбами в основании плит,

водообогащенной мантией, из которой зарождаются малоглубинные диапиры; разнонаправленными полого- и крутонаклоненными субдукционными зонами, погружающимися под смежные с ними островные вулканические дуги.

Такие же характерные элементы – повсеместно глубинные ограничения по древним и современным зонам субдукции, астеносферные диапиры, развивающиеся под глубоководными впадинами (иногда спрединговыми), выполаживающиеся на глубине зоны субдукции – выявляются по данным сейсмотомографии и в прилежащих к Северо-Востоку окраинных морях – Охотском и Беринговом (рис. 1).

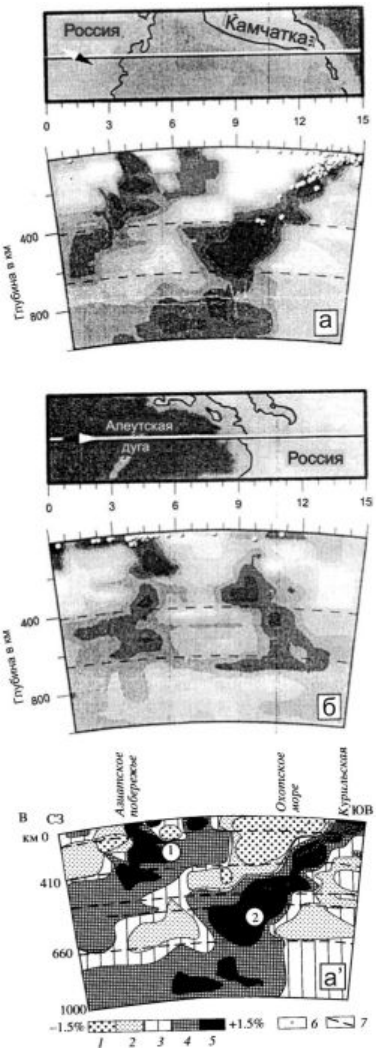


Рис. 1. Глубинные сейсмотомографические разрезы через северо-восточную часть Охотоморского бассейна (а) и (б) вкрест Алеутской дуги и Командорской впадины Берингова моря [2]; а' – глубинная структура палеозоны (1) и современной зоны субдукции Курильской островной дуги (2) в адаптации по [3].

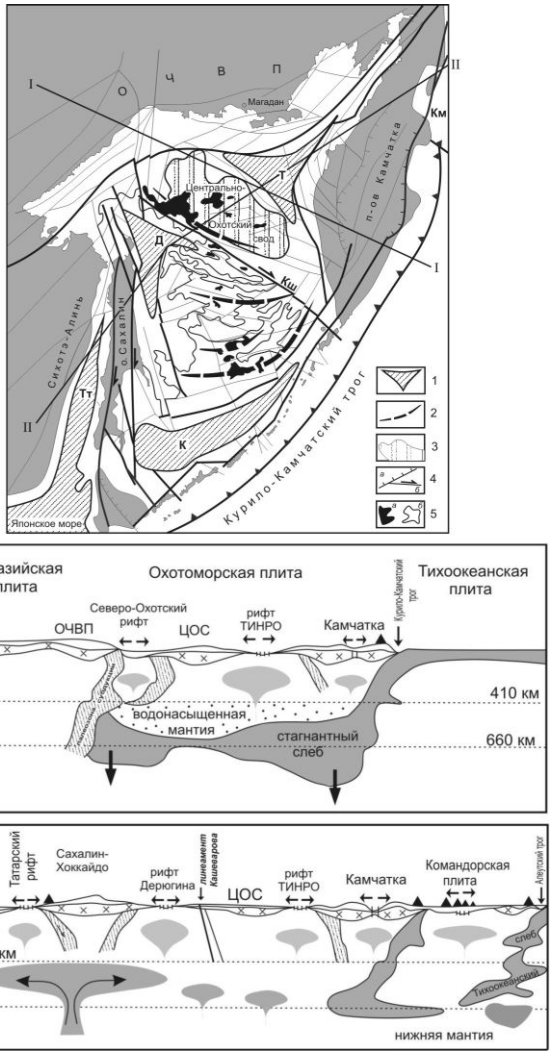


Рис. 2. Схема строения и геодинамики Охотоморской плиты и гипотетические литосферные разрезы. 1 - впадины (Т - ТИНРО, Д - Дерюгина, К - Курильская); 2 - реликты палеоостровных дуг; 3 - Центрально-Охотский свод (ЦОС); 4 - разломы (а - надвиги, б - сдвиги), Кш - Кашеваровская линеаментная зона; 5 - коренные выходы дна моря.

Составленная автором схема строения и геодинамики Охотской плиты (рис. 2), является результатом анализа материалов, главным образом, отечественных геологов (Г.С. Гнибиденко, И.К. Туезова, В.В. Харахинова и др., Тектонической карты составленной О.П. Дундо, а также публикаций известных коллективов Ю.М. Пущаровского, Н.А. Богданова и В.Е. Хаина, Е.В. Вержбицкого и др.). Вместе с тем была учтена и вся доступная автору информация иностранных специалистов, в первую очередь, японских (Kimura J., Takeuchi T., Otofuji Y., Tamaki K., Maeda J.

и др.), но не только. Весьма полная сводка по рассматриваемому Охотоморскому региону выполнена австралийцем У. Шеллартом [4], тщательно проанализировавшего и прокомментировавшего не только все основные взгляды иностранных ученых на природу Охотской плиты, но также использовавшего в своих построениях и некоторые из материалов отечественных геологов, правда, опубликованных только в англоязычных изданиях. Именно языковым барьером, по нашему мнению, и обусловлено существование целого ряда просчетов и недостатков в составленной им сводной схеме. Укажем некоторые наиболее существенные из них.

Во-первых, Охотоморская плита не заходит острым углом далеко к северу вглубь материка, как это принято изображать в иностранных публикациях, и показано на схеме У. Шелларта. Северная граница плиты проходит примерно вдоль северного побережья Охотского моря и в современной структуре выражена протяженной цепочкой глубоких кайнозойских грабенов – рифтов или прогибов (с мощностью осадков достигающих 7-8 км), а местами системой левосторонних сдвигов [5]. На глубине ей отвечают по сейсмотомографическим наблюдениям (см. рис. 1) отчетливые высокоскоростные мантийные аномалии, погружающиеся на север-северо-запад до глубин 400-600 км и затем выполаживающиеся, таким образом, подтверждая давно известное [6] предположение о существовании здесь Монголо-Чукотской палеосейсмофокальной зоны Беньоффа, заложение которой возможно относится к раннему – среднему палеозою.

Во-вторых, внутренняя структура Охотоморского региона определяется не только одной Курильской (или Южно-Охотской) глубоководной котловиной, как чаще всего и считается, в том числе и У. Шеллартом. Помимо нее, здесь существуют сходные между собой две другие относительно глубоководные впадины – Дерюгина и ТИНРО. Обе характеризуются отчетливой треугольной конфигурацией в плане (тройное сочленение рифтов), заполнены осадками (до 12 км), и отличаются заметно сокращенной мощностью консолидированной коры (особенно «гранитного» слоя до 2-7 км), повышенным тепловым потоком и разуплотненным по данным сейсмотомографии мантийным субстратом. Несколько более сложно устроена впадина Дерюгина. Она состоит из двух частей – западной, с мощностью осадков до 10 км, и восточной – некомпенсированной, глубоководной (до 2 км) со всеми признаками существования в ней океанического субстрата – гидротермальным просачиванием металлоносных осадков, наличием баритовых скал, высоким тепловым потоком и др. Учитывая развитие на смежной с ней территории Сахалина островодужного вулканизма (в период от 28 до 17 млн лет), можно полагать, что субстрат впадины в это время был типично океаническим, субдуцирующим к западу, но позднее (15-16 млн лет) она было отчленена от океана Курильской островной дугой (в ходе раскола и отката последней к юго-востоку в современное положение).

Недавно появились дополнительные свидетельства родства этих впадин не только между собой, но также и с Курильской «океанической» котловиной. На дне последней с глубины более 4000 м из образцов андезито-базальтов, взятых с симаунтного вулкана «Геофизик», получены островодужные петрохимические характеристики, указывающие на наличие здесь утоненного континентального субстрата, а не океанического, как всегда предполагалось [7]. Кроме того, выявляющееся по данным сейсмической томографии под впадиной ТИНРО значительное разуплотнение мантии (см. рис. 1), возможно свидетельствует о существовании здесь малоглубинного астеносферного диапира, которым и обусловлено протекание процессов рифтинга как в этой, так и двух других впадинах. Именно так и проинтерпретирована их глубинная

структура на составленных автором по данным сейсмотомографии гипотетических литосферных разрезах, помещенных в нижней части рис. 2.

Поднятия в пределах дна Охотского моря на авторской схеме ее внутреннего строения и геодинамики подразделены на две группы – предполагаемых реликтов палеоостровных дуг и загадочный Центрально-Охотский свод. Последний, расположенный между впадинами Дерюгина и ТИНРО, ограничен с юга крупнейшим Кашеваровским линеаментом и, предположительно, рассматривается нами, вслед за [8], как фрагмент «шантарид», что косвенно подтверждается отдельными древними датировками вулканических пород (313,4; 218,1 и 179,1 млн лет), а также обнаружением здесь своеобразных метаморфитов с «уникальными футлярообразными гранатами» сходными с таковыми из Срединнокамчатского метаморфического блока [9, 10].

Цепочки узких, вытянутых в широтном направлении остаточных островодужных поднятий в южной части моря, возможно, представляет собой след эпизодически отступающей в сторону океана Пракурильской островной дуги, в связи с неоднократным ее расщеплением, как это доказывается для самого последнего эпизода, связанного с образованием Курильской впадины [11].

Наконец, рис. 3 иллюстрирует сценарий зарождения и эволюции всех трех дальневосточных окраинных морей в соответствии с моделью отката желобов (или шарниров субдуцируемых океанических плит) в сторону океана (rollback), считавшейся в настоящее время универсальной. Под названием «модель раскрывающейся салунной двери (одно- и двухстворчатой)» она подтверждена палеомагнитными данными на конкретном примере раскрытия Японского моря, а также всесторонним рассмотрением с числовым и аналоговым моделированием серии клиновидных задуговых бассейнов (Лау, Сев. Фиджи), включая и Курильскую впадину Охотского моря [4].

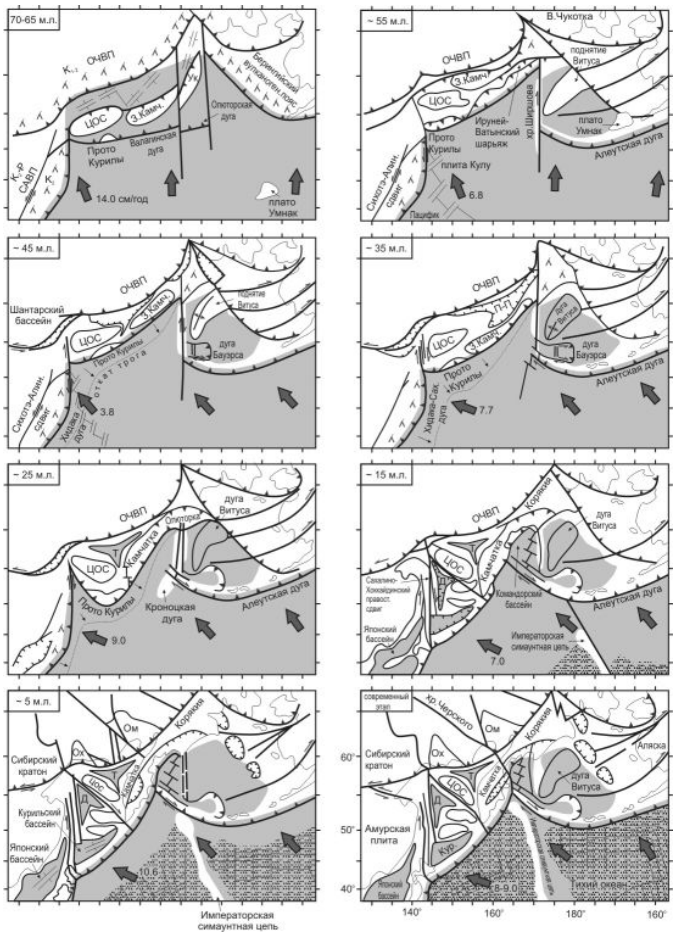


Рис. 3. Принципиальная схема эволюции континентальных окраин северо-запада Тихого океана в позднем мелу–кайнозое. Синтез концептуального сценария эволюции Алеутско-Беринговоморского региона с моделью отступающего трога (по [4] с изменениями и дополнениями автора).

Предложенная схема выполнена на основе построений У. Шелларта, но с учетом всех выше упомянутых авторских дополнений и изменений. Из нее следует, что сценарий раскрытия Охотоморской литосферной микроплиты принципиально мало отличался от такового, разработанного для двух смежных с ним окраинноморских бассейнов – Берингова и Японского. Во всех трех случаях начальным моментом раскрытия, как указывалось [12], явилось, вероятно, столкновение с молодыми новообразованными окраинноконтинентальными орогенами таких океанических структур как срединноокеанические

хребты, внутриокеанические симаунтные цепи (Императорская) или энсиматические островные дуги. Дальнейшее развитие процесса образования окраинных морей происходило комбинированно, как в ходе отката (или перескока) глубоководных желобов в сторону океана, так и образования над мелкомантийными диапирами глубоководных впадин со становлением в них ювенильной земной коры. Совместно с одновременно формирующимися смежными островодужными сооружениями, они и представляют собой тот особый тип литосферы, названный нами окраинноморским, принципиально отличный от двух других (океанского и континентального), но в тоже время составляющий вместе с ними геодинамическое единство (триаду) в развитии Земли.

Выводы: 1. Окраинные моря, будучи ограниченными со всех сторон и снизу структурами глубинного заложения, представляют собой формирующиеся на наших глазах литосферные микроплиты, в пределах которых в ходе одновременного развития малоглубинных верхнемантийных диапиров, сопряженного с формированием островных вулканических дуг, созидается своеобразная мозаичного типа кора и литосфера, названная нами окраинноморской. Последняя представляет собой характерное сочетание площадей ювенильной, вновь образованной коры с фрагментами континентальной коры более древнего возраста. Среди окраинных морей намечается существование двух главных разновидностей: широкошельфовых окраинноконтинентальных (Охотское, Берингово) и периокеанических (типа Филиппинского).

2. Активные окраины представляют собой мозаику литосферных микроплит со своеобразным субстратом, резко отличным и от океанического и от континентального, а в совокупности с ними составляющим единую геодинамическую триаду в развитии Земли (океанический – окраинноморский – континентальный тектонические режимы).

3. Изложенные материалы, на наш взгляд, являются хорошей иллюстрацией главного тезиса или правила, которого всегда придерживался в своих исследованиях В.Е. Хаин. К решению любого научного вопроса или проблемы следует подходить не прямолинейно и однобоко, а всесторонне, не исключая, казалось бы, противоречащих и даже взаимоисключающих друг друга явлений, как в нашем случае, деструктивных и конструктивных; на самом деле, как выясняется, являющихся взаимодополняющими и взаимодействующими в процессе созидания литосферы особого окраинноморского типа.

Литература

1. *Maruyama S. et al.* Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary // Gondwana Research, 2007. V. 11. P. 7-37.
2. *Bijwaard H. et al.* Closing the gap between regional and global travel time tomography. // Journ. of Geoph. Research. 1998. V. 103. No. B 12. P. 30055-30078.
3. *Е.Н. Меланхолина.* Активные зоны перехода континент-океан // Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Геотектоника и геодинамика». СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. С. 274-283.
4. *Schellart W.P. et al.* Asymmetric deformation in the backarc region of the Kuril arc, northwest Pacific: New insights from analogue modeling // Tectonics. 2003. V. 22. No. 5. P. 2-1-2-17.
5. *Worrall D.M. et al.* Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: far-field effects of the India-Eurasia collision // Tectonics. 1996. V. 15. No 4. P. 813-826.
6. *Н.А.Шило, Р.Б. Умитбаев.* Монголо-Чукотская система глубинных разломов – древняя сейсмофокальная зона // Геология и геофизика. 1977. № 5. С. 158-165.
7. *Tararin I.A. et al.* Petrology and geochemistry of the volcanic rocks dredged from the Geophysicist seamount in the Kurile Basin: evidence for the existence of thinned continental crust // Gondwana Research. 2003. V. 6. No 4. P. 757-765.

8. *Л.И. Красный*. Геолого-структурные черты Охотоморского региона // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. № 2. С. 3-8.
9. *Т.А. Емельянова и др*. Геология и особенности вулканизма дна Охотского моря // Тихоокеанская геология, 2003. Т. 22. № 4. С. 3-18.
10. *Г.И. Говоров*. Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского геоблока. Владивосток: Дальнаука, 2002.
11. *B.V. Baranov et al.* Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // Tectonophysics. 2002. V. 350. P. 63–97.
12. *А.Д. Чехов*. Когда и как образовалось Охотское море (к механизму формирования окраинноморских бассейнов) // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Матер. XLI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. С. 433-435.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДВОДНОГО ХРЕБТА ШИРШОВА (БЕРИНГОВО МОРЕ)

Чехович В.Д., Сухов А.Н., Шеремет О.Г.

Геологический институт РАН, г.Москва (vadim@ilran.ru)

Подводный хребет Ширшова, разделяющий Командорскую и Алеутскую глубоководные котловины Берингова моря, является ключевой структурой без выяснения геодинамики формирования которой невозможно подойти к расшифровке возникновения и развития не только этого окраинного бассейна, но и аккреционных структур складчатого обрамления. Однако отсутствие данных, характеризующих возраст фундамента хребта Ширшова, позволяло выдвигать различные предположения относительно геодинамической природы хребта [2,4,6,8,11,14,15,18,21]. В соответствии с этими предположениями проводились и геодинамические реконструкции [13,14,15,21]. Так хребет Ширшова интерпретировался как экзотическое вулканическое поднятие [15], экзотическая меловая островная дуга [7,18], палеогеновая островная дуга in situ [21], поднятие, возникшее за счет раскрытия Командорской океанической котловины [1,7,9].

Вытянутый в меридиональном направлении хребет Ширшова отделяет Командорскую котловину от Алеутской. Осадочный чехол, перекрывающий акустический фундамент маломощен и на некоторых участках западного склона выходит на поверхность. У подножья западного и восточного склонов хребта нет увеличения мощности осадочного чехла, которое могло бы свидетельствовать о существовании засыпанного глубоководного желоба [18,19]. Возраст коры Командорской котловины определен как миоценовый на основании изотопного датирования базальтов, вскрытых 191 скважиной глубоководного бурения [16], и интерпретации полосовых магнитных аномалий [14]. Кора Алеутской океанической котловины рассматривается как раннемеловая в соответствии с интерпретацией выявленных линейных магнитных аномалий М-1 - М-13 [18]. Однако существует мнение о возможности интерпретации этих аномалий как позднемеловых [21]. Существование линейных магнитных аномалий лишь исключает предположение о среднемеловом возрасте коры Алеутской котловины, поскольку период 112-83 млн. лет характеризовался спокойным магнитным полем. Возраст океанического фундамента хребта Ширшова оставался не известным. С целью его определения были использованы отобранные А.Н. Суховым образцы амфиболитов (за счет габброидов), драгированных с коренных уступов (высота до 900 м) в северной части хребта в 29 рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» (1982 г.). Из этих образцов в Геологическом институте РАН были выделены цирконы, проанализированные U/Pb методом SHRIMP в лаборатории ВСЕГЕИ. В результате исследования 18 кристаллов была получена изохрона 73+-1,4 млн. лет (поздний мел, кампан). Однако два кристалла показали среднее значение 121,7 +-4,9 млн. лет. Этот факт, вероятно, свидетельствует о том, что в составе фундамента присутствуют и нижнемеловые породы.

Проведенный анализ всех имеющихся геолого-геофизических данных по строению хребта Ширшова позволяет сделать некоторые заключения. 1) Важной характеристикой хребта является его структурная целостность, отраженная в гравиметрическом и магнитном полях. 2) Протолит фундамента хребта по составу отвечает океаническим комплексам (N-MORB) [8,9] и формировался в **меловое время**. 3) Строение хребта характеризуется западной вергентностью блоков фундамента и чешуйчатой структурой, как верхних частей фундамента, так и перекрывавших

фундамент верхнемеловых и палеоценовых кремнистых отложений [3,6]. 4) Время проявления максимального горизонтального сжатия отвечает возрасту метаморфизма протолита фундамента (средний эоцен – 47+-5 млн. лет) [10]. 5) Мелководный характер олигоценовых отложений, драгированных на хребте Ширшова [5], свидетельствует, что в олигоцене эта зона уже представляла собой подводное поднятие, в основном сформированное в эоцене. 6) Усложнение строения западного склона хребта Ширшова обязано процессу раскрытия Командорской океанической впадины в миоценовое время [14]. 7) Сочленение подводного хребта Ширшова с шельфом Олюторского полуострова является тектоническим и, вероятно, обязано сдвигу, поскольку признаков коллизионного взаимодействия не обнаруживается. 8) Установленный позднемеловой возраст океанического протолита амфиболитов хребта Ширшова позволяет косвенно датировать возраст океанической коры современной Алеутской котловины и подтвердить ее принадлежность западной части плиты Кула, граничившей на востоке с плитой Ресуррекшн [19,21].

Проведен анализ формирования Корякского шельфа и континентального склона Алеутской котловины Берингова моря. На основании результатов обработки шести профилей, пересекающих шельф и континентальный склон Алеутской котловины, с расчетом трансформанты (коэффициента связи) гравитационного (Δg) и магнитного (ΔT) полей (D-функции) выявлены аномалии D-функции. Эти аномалии позволили протрассировать два почти параллельных разлома в акустическом фундаменте под осадочными толщами. Первый разлом прослеживается от «Наваринского угла», отмечающего поворот к структурам Беринговского шельфа, вдоль подножья Корякского континентального склона и далее на запад-юго-запад до седловины, разделяющей выровненный участок шельфа Олюторского полуострова от расчлененного рельефа подводного хребта Ширшова. Положение второго разлома близко к изобате 500 м и отмечает резкий перегиб к значительно более крутому континентальному склону. Рассмотрение тектоники прибрежной зоны Корякии и отсутствие коллизионных структур между северной частью подводного хребта Ширшова и южной береговой частью Олюторского полуострова позволяют предполагать, что разрывные нарушения представляют собой крупные региональные сдвиги. Видимо, именно эти структуры способствовали формированию осадочного бассейна типа пулл-апарт вдоль континентального склона Алеутской котловины, где мощность осадочного чехла превышает 9 км. Прежнее представление о том, что мощные осадочные толщи могут являться следствием выполнения глубоководного желоба, сопровождавшего эоценовую зону субдукции под Корякскую окраину, не подтверждаются геологическими данными на суше [13]. Начало осадконакопления в этом бассейне относится, видимо, ко второй половине эоцена.

Все имеющиеся материалы позволяют представить непротиворечивую геодинамическую модель формирования подводного хребта Ширшова за счет сгруживания океанической коры плиты Кула вдоль трансформного разлома, ограничивавшего в позднем мелу Олюторскую островную дугу и располагавшегося восточнее (около 270 км) современного положения хребта. Время максимальных тектонических напряжений (47 млн. лет по возрасту метаморфизма океанических габброидов) соответствует времени поворота плит Пацифики, при постоянном давлении Северо-Американской литосферной плиты в юго-западном направлении. Палеотектонические реконструкции позволяют оценить величину перемещения Аляски относительно Чукотки. С раннего палеоцена (63-61 млн. лет) по настоящее время эта величина составила около 800 км, а с середины эоцена (47 млн. лет) до конца раннего олигоцена (28 млн. лет, время оформления хребта Ширшова как морфологического поднятия) более 200

км. Таким образом, эта цифра близка к той, которая предполагается на основании учета «сгребания» Алеутской консолидированной коры, обладавшей мощностью порядка 10-11 км, для формирования за этот счет коры хребта Ширшова, мощность которой по данным ГСЗ составляет 18-19 км [6]. Однако граница, по которой могла перемещаться Аляска относительно азиатского блока (Чукотка), в районе Беринговского шельфа не известна. Возможно, она проходила через пролив Беринга, где с мелового по настоящее время по косвенным геологическим данным предполагается существование зоны растяжения [17]. Вдоль подножья корякского континентального склона на севере перемещение тектонических пластин океанической коры ограничивалось установленными сдвигами и известными структурами растяжения поднятия Витус на юге. Перемещение сгруженных пластин океанической коры по сдвигам происходило одновременно с разворотом восточной части Олюторского мелового островодужного терейны по часовой стрелке [12]. В результате такого разворота произошло заклинивание зоны субдукции палеогеновой Говенской дуги [13]. Контрфорсом для сгруживающихся пластин океанической коры служило восточное ограничение раскрывавшегося в палеогене Ильпинско-Пахачинского междугового бассейна. Около 24-22 млн. лет тому назад [7] формируется Командорский трансформный разлом, который вызвал разрыв субдуцирующей под Алеутскую дугу океанической плиты. Следствием этого явилось образование спрединговых центров в пространстве между хребтом Ширшова и трансформным разломом, что привело к открытию Командорской океанической впадины. Основная компенсация разрастания океанической коры этой впадины происходила за счет ее поглощения под северо-камчатскую и южно-корякскую континентальные окраины с формированием пояса неогеновых вулканитов [4,7]. Процесс раскрытия Командорской впадины лишь осложнил строение западного склона хребта Ширшова с формированием серии листрических сбросов, по которым отдельные блоки были оторваны от хребта и перемещены в западном направлении.

Литература

1. Богданов Н.А., Вишневская В.С.,Сухов А.Н. Верхнемеловые образования подводного хребта Ширшова (Берингово море)// ДАН СССР. 1983. Т.273. № 5. С.1183-1187
2. Богданов Н.А., Кепежинскас В.В., Федорчук А.В. и др. Магматические и метаморфические породы подводного хребта Ширшова // Петрология и геохимия магматизма островных дуг и окраинных морей. М.: Наука. 1988. С. 231-245
3. Вишневская В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России// М.: ГЕОС. 2001. 376 с.

Геология западной части Беринговоморья. М.:Наука, 1990. 158 с.

4. Гладенков А.Ю. Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям) // М.: ГЕОС, 2007. 294 с. (Тр. ГИН РАН, Вып.571).
5. Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Мерклин Л.Р. и др. Тектоническое строение хребта Ширшова (Берингово море) // Геотектоника 1985. №3 С. 21-37
6. Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000 . Ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: ИЛОВМ РАН. 2000. 193 с.
7. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука. 1987. 333 с. Ред. Колл. О.А.Богатиков, Л.П. Дмитриев, А.А.Цветков
8. Силантьев С.А., Баранов Б.В., Колесов Г.М. Геохимия и петрология амфиболитов хребта Ширшова (Берингово море)// Геохимия. 1985. № 12. С. 1694-1704.
8. Сухов А.Н., Ляпунов С.М., Друбецкой Е.Р. Новые данные по геохимии и абсолютному возрасту магматических и метаморфических пород хребта Ширшова // Тез. Докл. III Всесоюз.съезда океанологов. Л.: Наука.1987. С. 36-37
9. Хаин В.Е.Тектоника континентов и океанов (год 2000) М: Научный мир, 2001. 604 с.

10. Чехович В.Д., Коваленко Д.В. Тектоническая интерпретация структурной неоднородности складчатого обрамления Командорской котловины (анализ палеомагнитных и структурных данных)// Докл. РАН. 1999.Т.369. N4. С. 507-510
11. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А. Геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое-раннепалеогеновое время // Геотектоника 2009. № 4. С. 37-62
12. Baranov, B.V., N. I. Seliverstov, A. V., Murav'ev, and E. l. Muzurov, 1991, The Komandorsky Basin as a product of spreading behind a transform plate boundary: Tectonophysics, v. 199. p. 237–269.
13. Ben-Avraham, B. Z., and A. K. Cooper, 1981, Early evolution of the Bering Sea by collision of oceanic rises and north Pacific subduction zones: Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 85– 95.
14. Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W., Stevenson A.J. 1992. Evidence for Cenozoic crustal extension in the Bering Sea basin// Tectonics, v.11.№ 4, p. 719-731.
15. Dumitru T.A., Miller E.L., O"Sullivan P.B. et al. 1995. Cretaceous to Recent extension in the Bering Strait region, Alaska //Tectonics, v.14, № 3, p. 549-563
16. Ewing, M., W. J. Ludwig, and J. Ewing, 1965, Oceanic structural history of the Bering Sea: Journal of Geophysical Research, v. 70.№. 18, p. 593– 600.
17. Haeussler, P. J., D. C. Bradley, R. E. Wells and M. l. Miller, 2003. Life and death of the Resurrection plate: Evidence for its existence and subduction in the northeastern Pacific in Paleocene–Eocene time: Geological Society of America Bulletin, v. 115, No. 7, p 867–880.
18. Rabinowitz, P. D., 1977 , Seismic profiling between Bowers Ridge and Shirshov Ridge in the Bering Sea: Journal of Geophysical Research, v. 79, p. 977– 979.
19. Scholl D.W. 2007. Viewing the Tectonic Evolution of the Kamchatka-Aleutian (KAT) Connection with an Alaska Crustal Extrusion Perspective// Volcanism and Subduction. The Kamchatka Region// Geophisical Monograph Series 172. P. 3-33.

ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ЮРСКОЕ ВРЕМЯ

Чеховский М.И.

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва (thierryhenry1412@list.ru)

Крупнейшей областью развития морских юрских отложений на Сибирской платформе является Лено-Енисейский прогиб. Разрез этих отложений может быть легко расчленен, и на основе его анализа можно выделить основные этапы развития Лено-Енисейского прогиба.

В основу этого расчленения было положено выявление в разрезе крупной седиментационной цикличности. Весь разрез распадается на целый ряд ритмов, построенных преимущественно по регрессивному типу, где нижняя часть ритма начинается по резкой границе после перерыва преимущественно глинистыми отложениями, внутри ритма происходит последовательное опесчанивание и заканчивается ритм в основном песчанистыми отложениями. Выше следует либо перерыв, либо резкая граница и начало следующего ритма, построенного таким же образом.

В разрезе Лено-Енисейского прогиба удалось выделить 10 ритмов. Именно выделение ритмов и свит позволяет охарактеризовать основные этапы историко-геологического развития Северной части Сибирской платформы. Отложения первого ритма имеют локальное распространение – присутствует только в отдельных местах, и представлены отложениями кыстыкюряхской свиты (рис. 1. р4). Видимо трансгрессия проникала какими-нибудь заливами, скорее всего с востока, потому что типичные глинистые отложения кыстыкюряхской свиты, описаны и выделены именно там – в восточной части северного и южного бортов. На западном – они выделяются более условно и не столь чисто глинистые. Это первый этап распространения морских юрских отложений на территории Сибирской платформы.

Второй ритм, представленный зимней свитой (рис. 1. р1, р3; рис. 2. р2, р3), имеет более широкое распространение, так как наблюдается только в осевой части бассейна и сложен исключительно песчанистыми отложениями. В связи можно сделать вывод, что вторая морская трансгрессия распространялась узким заливом или проливом, который был между высокими берегами, и поэтому заполнялся такими грубыми отложениями.

Следующий этап – левинский ритм (рис. 1, рис 2, рис 3) отвечает первой широкой морской трансгрессии, которая наверняка выходила за пределы Лено-Енисейского прогиба. Преимущественно глинистые, глинисто-алевролитовые отложения левинской свиты на бортах прогиба залегают прямо на палеозое, что говорит о том, что этот бассейн был намного шире, чем зимний. Эта трансгрессия происходила в условиях дифференциальных тектонических движений, потому что отложения переполнены глыбами, галькой доюрских образований даже в глинистых, алевритовых породах.

Этот этап завершается первым крупнейшим перерывом в осадконакоплении, который прослеживается повсеместно. Он безусловно связан с падением уровня моря в конце плинсбаха начале тоара (рис. 4).

Четвертый этап – джангодско-лайдинско-вымский начался особо широкой, даже, скорее всего, максимальной за весь мезозой морской трансгрессией на территории Сибирской платформы. Отложения в начале этого этапа представлены тонкими глинистыми осадками - китербютский горизонт, однообразными, в отличие от левинской свиты, во всех выходах и лишенных обломков и глыб. Это говорит о том, что в раннем тоаре бассейн перекрыл большую

часть платформы. Эта морская трансгрессия отмечается не только в Лено-Енисейском прогибе, но и в Приверхоянском и в Вилюйской синеклизе, причем везде китербютский горизонт представлен чистыми глинистыми породами без примеси грубого материала. Это указывает на то, что этот этап связан с максимальным повышением уровня моря в ранней юре, который фиксируется в тоаре (рис. 4). Развитие этой морской трансгрессии в восточной части Лено-Енисейского прогиба продолжалось непрерывно до конца ааленского века (рис. 4). А в западных частях, дальше от источника проявления трансгрессии, выделяется два цикла второго порядка: на протяжении раннего тоара отмечается обмеление бассейна и опесчанивание отложений, а потом начиная с позднего тоара начинается следующий цикл – лайдинско-вымский (рис. 1. р.1). Сначала по резкой границе начинаются глинистые отложения, а дальше они последовательно опесчаниваются.

Следующий этап состоит из двух ритмов – леонтьевско-малышевского и чекуровского. Первый ритм отвечает тоже широчайшей морской трансгрессии везде в Лено-Енисейском прогибе, а также прекрасно прослеживается и в Приверхоянском прогибе. Это трансгрессия имеет непосредственное отношение к поднятию уровня моря в середине байосса. Но тем не менее играл роль и структурный фактор, так как байосские отложения леонтьевской и малышевской свит на бортах более песчанистые, чем в осевой части. Явно это было связано с тектоническим погружением осевой части Лено-Енисейского прогиба. Так же, например, для Малышевской свиты на западе характерны более песчанистые отложения (рис. 1), чем на восточной части, прилегающей к Верхоянью (рис. 1), где разрезы более глинистые. Естественно это связано с тем, что именно оттуда шла эта морская трансгрессия. Другая картина наблюдается для батских отложений, с которых начинается следующий ритм - регрессивный, где отложения западной части платформы существенно глинистые и маломощные, а местами и вообще отсутствуют (рис. 1. р1, р2, р3). А в восточной части Лено-Енисейского прогиба в районе рр. Келимяр и Оленек они резко увеличиваются в мощности и опесчаниваются (рис 1. р4). Это свидетельствует о том, что с востока располагалась не осевая часть бассейна, с которой распространялись трансгрессии до этого времени, а, наоборот, на востоке в это время появились поднятия – источники сноса обломочного материала для формирования мощной песчанистой чекуровской свиты. Это можно связать с проявлением первых фаз мезозойской складчатости в Верхоянской области – скорее всего, возникли первые внутренние поднятия, «зародыши» складчатых сооружений. Вследствие этого мощные песчаные отложения чекуровской свиты и синхронные с ними песчаные, угленосные отложения джаскойской свиты в Приверхоянском прогибе могут свидетельствовать о зарождении в батское время Приверхоянского краевого прогиба.

После накопления чекуровской свиты, там, где она есть, следует повсеместный региональный перерыв в осадконакоплении, величина которого во многих местах очень большая – келловейские отложения залегают на самых разных горизонтах средней юры. И, следовательно, эта регрессия и перерыв в осадконакоплении имеет комплексную причину – с одной стороны перерыв совпадает с падение уровня моря в конце бата (рис .4), и в тоже время влияние эвстатического фактора совпало с влиянием тектонического

После предкелловейского перерыва начинается серия морских трансгрессий в келловее, оксфорде и киммеридже. Они не были столь выдержанными и столь ритмично проявлявшимися на всей территории прогиба, как это было в ранней и средней юре. В это время есть единственный ритм, который отвечает явно одной морской трансгрессии, проявившейся на всей территории прогиба – это точинский. Развитие этой морской

трансгрессии полностью соответствует общему повышению уровня мирового океана, который как раз отмечается на протяжении келловея, оксфорда и киммериджа (рис. 4). И такого развития, которого можно было ожидать, учитывая характер эвстатической кривой, эта трансгрессия уже не получает – оксфордские и киммериджские отложения представления очень фациально-изменчивыми толщами – яновстанская и сиговская свиты, сложенные исключительно глинистым материалом в первом случае (рис. 1. р1, р2, р3; рис. 2. р3), а во втором – явно опесчаниными отложениями (рис. 2. р2, р4; рис 3). Следовательно, четкой ритмичности или следов развития морской трансгрессии не проявляется.

После этого следует резко выраженный предволжский перерыв. Этот перерыв в разных местах был существенно различным по продолжительности. Наибольшим был на востоке, где волжский ярус ложится на самые разные горизонты. Предволжский перерыв максимальным был на северном Таймыре (рис. 2. р1), где волжский ярус с несогласием залегает на палеозой. И поскольку складчатое сооружение Таймыра лежит на продолжении Верхоянского складчатого комплекса, следовательно, в осевой части Верхоянского складчатого сооружения это несогласие должно быть выражено не менее четко. То есть во всех случаях мы видим, что этот перерыв наступил где-то в конце киммериджа и закончился в начале волжского яруса, и явно был связан с проявлением основной фазы мезозойской складчатости в Верхоянской складчатой системе. И именно этим обстоятельством объясняется тот факт, что этот перерыв оказывается там, где по глобальной эвстатической кривой получается момент наивысшего поднятия уровня мирового океана (рис. 4).

Волжская трансгрессия соответствует отрезку эвстатической кривой, где как раз отмечается падение уровня мирового океана. То есть эта трансгрессия никак не могла иметь эвстатическую природу, а совсем наоборот – в условиях падения уровня мирового океана начинается интенсивное формирование Предверхоянского краевого прогиба, и именно туда эта трансгрессия и пошла.

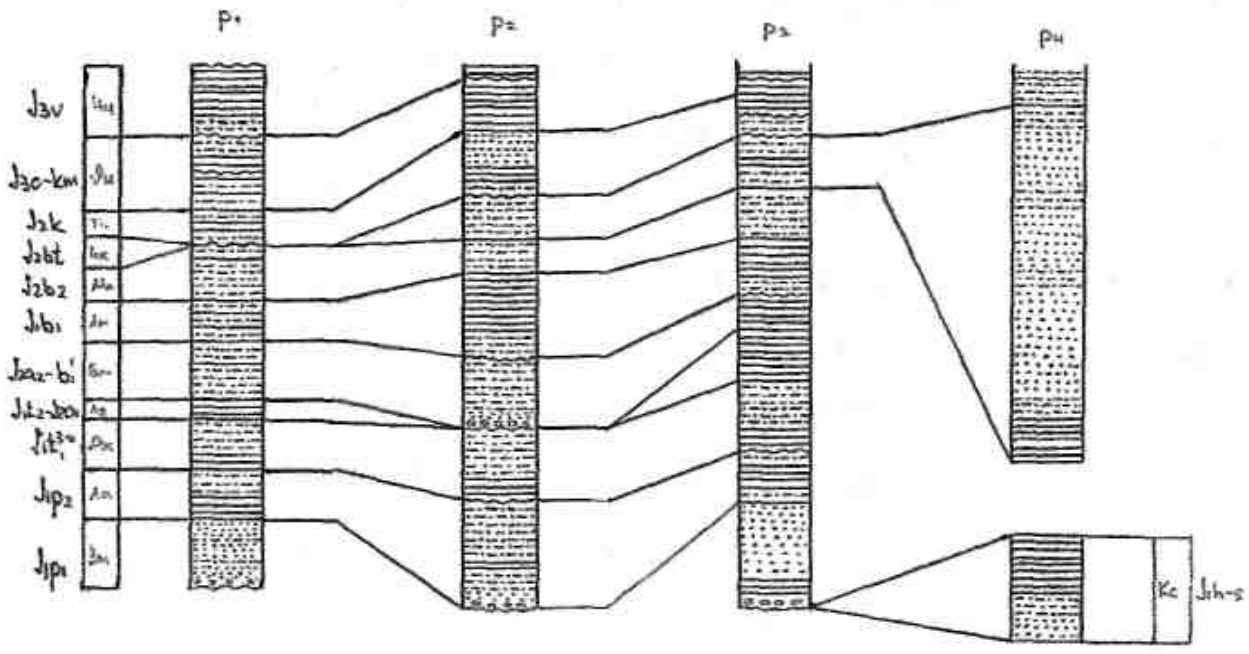


Рис. 1. Сопоставление разрезов Лено-Енисейского прогиба с Запада на Восток

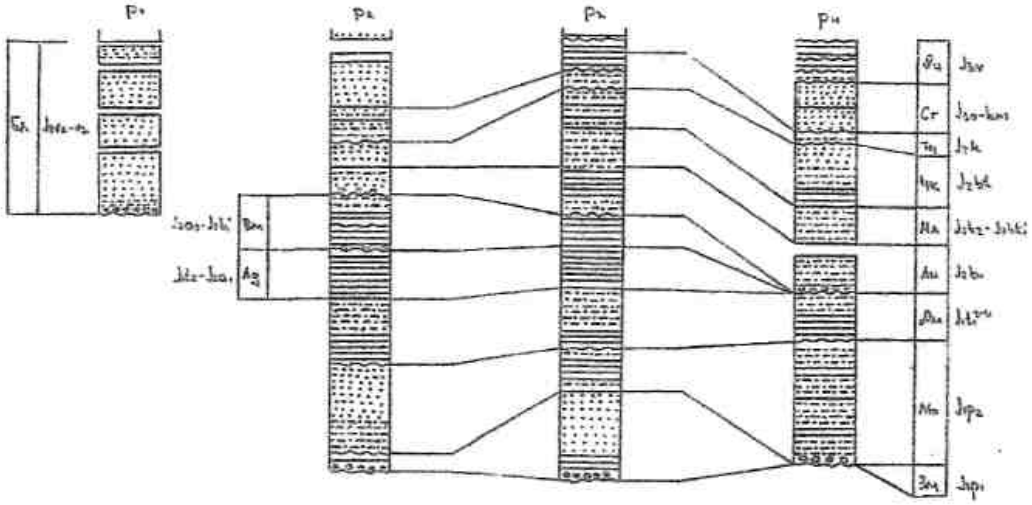


Рис. 2. Сопоставление разрезов Лено-Енисейского прогиба в поперечном сечении и Севера на Юг

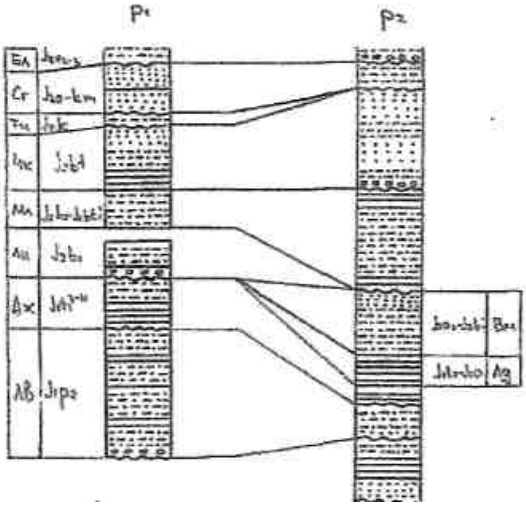


Рис. 3. Сопоставление разрезов южного борта Лено-Енисейского прогиба

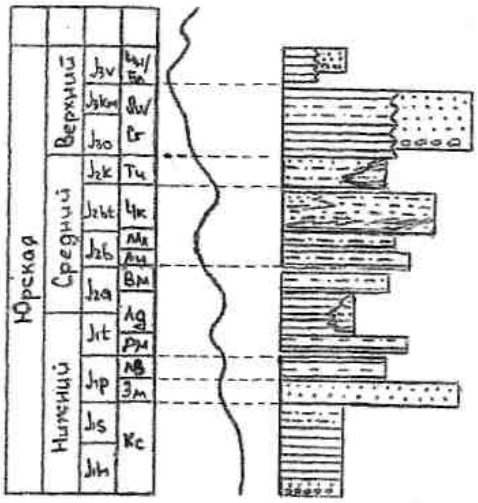


Рис. 4. Сводный хроностратиграфический разрез юрских отложений Лено-Енисейского прогиба
Кс – кыстыкюряхская, Зм – зимняя, Лв – левинская, Дж – джангодская, Лд – лайдинская, Вм – вымская, Лн – леонтьевская, Мл – малышевская, Чк – чекуровская, Тч – точинская, Сг – сиговская, Ян – яновстанская, Чн – чонокская, Бл – буолкахалская

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УЗЛЫ - УЧАСТКИ ПРОТЕКАНИЯ ПРОЦЕССОВ МЕЖГЕОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

Чистова З.Б., Кутинов Ю.Г.

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, Россия
(zchistova@yndex.ru)

Необходимость учета структурно-тектонического фактора при геоэкологических исследованиях на настоящий момент не вызывает сомнения. Это относится не только к тектонически активным горным областям, но и к платформенным территориям, считавшимся раньше пассивными в тектоническом плане. Перенос основного объема геолого-геофизических работ на платформенные территории и необходимость решения новых (геоэкологических) задач геофизическими методами поставили ряд проблем нуждающихся в практическом решении.

Изучение тектонических структур (в первую очередь дизъюнктивных) на территории древних платформ, перекрытых мощным осадочным чехлом, не имеет пока однозначного решения. Это связано как с природными факторами, так и с пробелами в методологических и методических разработках. Основная проблема заключается в оценке форм и интенсивности проявлений активности тектонических структур, в том числе с позиций инженерно-геологических и геоэкологических опасностей, источниками которых они могут быть [4]. При этом наиболее неоднозначным является вопрос: активна ли структура на настоящий момент или нет? Обычно признаком активности считается наличие регистрируемых подвижек по тектонической структуре или миграция очагов землетрясений. Если с позиций инженерной геологии такой классический подход оправдан и понятен, то с позиций геоэкологического и геодинамического анализа он не совсем корректен. Становится не ясно, как оценивать глубинную дегазацию, возникновение наведенных магнитотеллурических токов, акустические явления и многое другое, связанное с функционированием дизъюнктивных структур, какие подвижки считать существенными, а какие нет. Ведь от ответа зависит детальность исследований. Какой временной интервал принимать за основу анализа? Тут мы сталкиваемся с коренным отличием геологических подходов от геоэкологических. Большинство платформенных тектонических структур имеет колебательный характер, и в геологическом масштабе времени вектор направленных подвижек практически равен нулю. Иначе выглядит картина, если оперировать с другими временными интервалами, т.к. при анализе возможных экологических опасностей миллионов (и даже тысяч) лет в запасе уже нет. В этом случае вектор направленного движения уже не равен нулю, т.к. компенсирующее движение еще не наступило, и мы имеем дело не с осредненной кривой, а с одним из отрезков последней. Ссылка на отсутствие прямого наследования структур фундамента, особенно с присущим им размахом тектонических движений, не является достаточным доказательством «пассивности» структуры. Вряд ли следует ожидать полного повторения форм, размеров и амплитуд структур фундамента в осадочном чехле, т.к. они разделены, как правило, длительными временными интервалами, снивелированы эрозионными процессами. Можно говорить о наследовании местоположения и линии простирания, и, не всегда, направленности движений. Таким образом, назрела необходимость пересмотра подходов, принятых в «классической» геофизике, их модернизации и/или создания новых методов. Особенно это касается выделения малоамплитудных тектонических нарушений достаточно широко

распространенных на платформенных территориях [5].

Наименее изученными являются «энергетические» свойства тектонических нарушений, являющихся областями разрядки напряжений в земной коре. Обычно неотектонические и современные подвижки характеризуются пульсирующим режимом с изменениями направления и амплитуды перемещения, сопровождающимися вариациями электромагнитного поля вдоль дислокаций. Наиболее интересными объектами для изучения являются узлы пересечения тектонических дислокаций. Узлы представляют собой сложно построенные объемные тела, простирающиеся на большие глубины. С увеличением числа пересекающихся тектонических зон (как выраженных в верхних частях земной коры, так и скрытых систем нарушений) степень раздробленности, проницаемости и глубинности тектонического узла возрастает. Т.е. возникает и функционирует длительное время вертикальная высокопроницаемая область, которая обеспечивает коро-мантийное взаимодействие и постоянный приток флюидов и глубинных газов. При этом узлы пересечения тектонических нарушений, имея сложную структуру поля проводимости, могут являться источниками наведенных вихревых токов, изменяющих общую картину геомагнитного поля (своего рода природные диполи).

Кристаллический фундамент. Основная сеть разломов Севера Русской плиты была заложена главным образом в позднем архее [6]. В домезозойскую историю разрывных нарушений разными авторами выделяется от четырех до десяти этапов их активизации [6], протекавших в разное время в различных геотектонических режимах. Эти разломы являются долгоживущими и, как правило, характеризуются сложным строением как вкрест, так и вдоль простирания. Они являются границами оформившихся в кеноранскую эпоху геоблоков и входящих в их состав блоков II и III порядка. Современные очертания и особенности внутреннего строения блоков определились в результате их неоднократной перестройки в раннем и, особенно, в позднем протерозое и, частично, палеозое, но в общих чертах они близки к первоначальным. Основные мегаблоки региона показаны на рис. 1 (М – Мурманский; К – Кольский; Б – Беломорский; Кр – Карельский; Л – Ладожский).

В целом можно сделать вывод, что для региона характерно развитие в основном двух разновидностей глубинных структур (линейно-блоковые и блоковые структуры III и IV порядков) - в виде желобов и в виде перевернутых конусов и блоков [5]. Структуры первого типа характеризуются максимальным погружением фундамента до 4-5 км (прогибы или системы прогибов), валообразными поднятиями поверхности Мохо с амплитудой 2-18 км и значительным сокращением мощности коры. Палеорифтогенным структурам отвечают участки земной коры с повышенными значениями граничных скоростей по поверхности Мохо до 8.3-8.6 км/с и плотностью 3.4 -3.45 г/см^3, которые могут быть интерпретированы в качестве реститовых остатков синхронных подкоровых магматических очагов с преобладанием ультраосновного состава. Для структур второго типа в виде блоков характерна приподнятая поверхность кристаллического фундамента (глубина залегания 0-2 км), погружение границы Мохо до 38-42 км. Скоростные и плотностные параметры коры средние. Большинство региональных узлов пересечения тектонических нарушений обусловлено пересечением рифейских грабенов северо-западного простирания и трансблоковых зон меридионального и северо-восточного простирания (рис. 1, I – Ладожско-Баренцевоморская; II – Хибинская; III – Балтийско-Мезенская; IV –Вельско-Цильменская). С трансблоковыми зонами в значительной мере связана высокая блоковая делимость свойственная региону. Те части региона, где отмечаются эти зоны или узлы их сопряжения с разрывными нарушениями

иных направлений характеризуются наиболее высокой блоковой делимостью. Им свойственны также повышенная сейсмичность и аномальные значения теплового поля. Трансблоковые зоны, сформировавшиеся на раннедокембрийской коре в разных геологических обстановках имеют разную генетическую природу. Они приурочены к наиболее проницаемым и восприимчивым частям литосферы в местах сочленения щитов и плит или к областям геодинамических напряжений в трансконтинентальных областях раздвига.

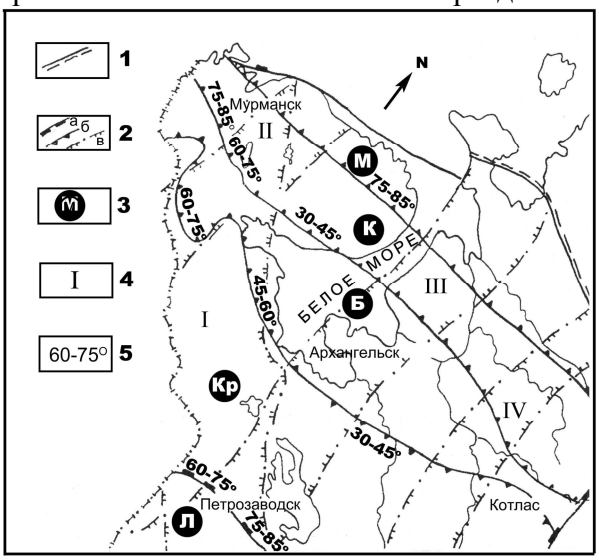


Рис.1. Схема разломно-блоковой тектоники северо-запада Восточно-Европейской платформы [5]
1- граница Тиманского поднятия; 2 – разломы, ограничивающие: а) геоблоки; б) мегаблоки; в) трансблоковые зоны; 3 – мегаблоки; 4 - трансблоковые зоны; 5 – углы падения разломов

Большинство тектонических узлов региона обусловлено пересечением рифейских грабенов северо-западного и трансблоковых зон меридионального и северо-восточного простираний. Тектонические активизации разломов фундамента прослеживаются вплоть до кайнозоя [5]. В местах пересечения рифейских структур и поперечных им зон разломов возникала динамо-пара, работавшая в режиме растяжения-сжатия. Т.е. формировался вертикальный глубинный стволовой канал тепломассопереноса (рис. 2). Формирование узлов занимало длительное время и происходило в несколько этапов (рис. 2, I - зарождения и созревания; II - активного рифтогенеза; III - затухания; IV - палеозойская тектоно-магматическая активизация рифейского палеорифта)

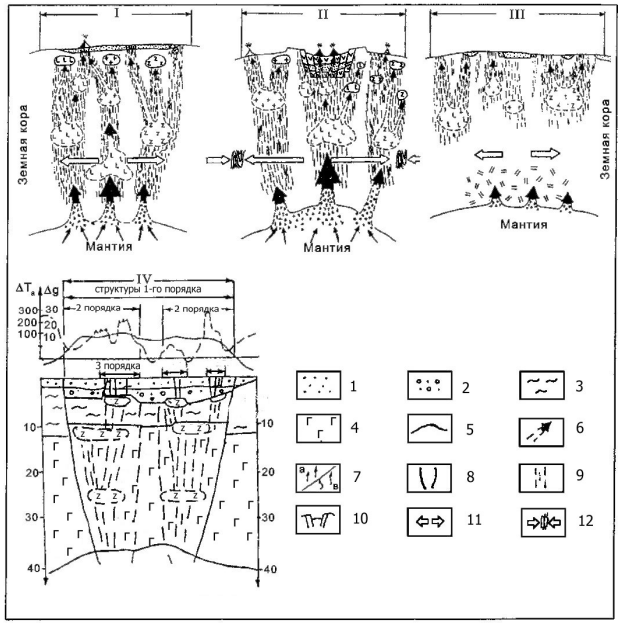


Рис. 2. Модель эволюции тектонических узлов севера Русской плиты [5]
1 – осад. отложения; 2 - R осадочно-вулкан. отложения; 3 – гранит. слой; 4 – базальт. слой; 5 - поверхность М; 6 - проницаемая колонна; 7 - теплопотоки (а), флюиды (в); 8 – конич. разломы; 9 - зоны проницаемости; 10 - грабены; 11 - параметры растяжения; 12 - зоны сжатия

Венд-палеозойский осадочный чехол.

В осадочном чехле разломам обычно соответствуют узкие зоны трещиноватости, флексурообразные перегибы [5]. Иначе дело обстоит с узлами пересечения тектонических дислокаций, которые представляют собой вертикальные высокопроницаемые области, обеспечивающие коро-мантийное взаимодействие и постоянный приток флюидов и глубинных газов, транспортером которых являются подымающиеся глубинные минерализованные воды (рис. 3). Газовое истечение формирующееся в покровных толщах, имеет две секции, расположенные вдоль траектории проявления [2]. В пределах первой (водонасыщенная толща разреза) – это серия поднимающихся по подводящему каналу пузырьков, в пределах второй (зона аэрации) – это пульсирующие струйки газа, вырывающиеся из сопла, сформированного устьем канала на

разделе между водонасыщенной и аэрированной частями подземной среды.

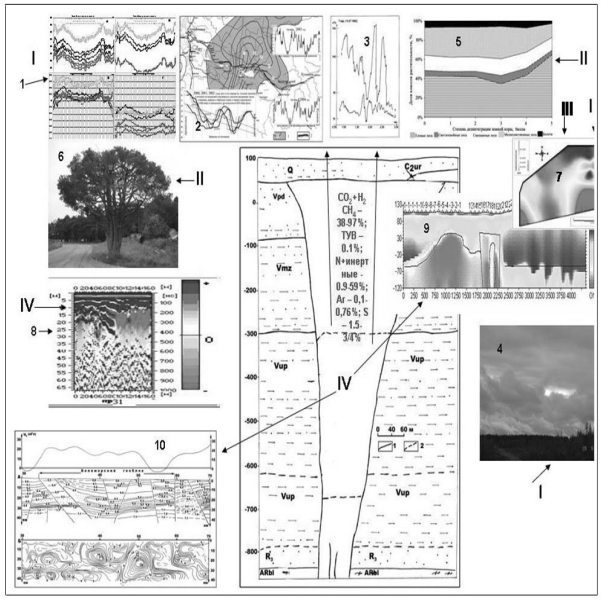


Рис. 3. Модель межгеосферного взаимодействия на площади тектонического узла
I – атмосфера; II – биосфера; III – педосфера; IV – литосфера

Верхняя часть разреза. В верхней части разреза наблюдаются палеодолины сложного строения с глубиной вреза до 200 м, являющиеся «гидрогеологическими окнами» (рис. 3-8). Наблюдается усиленный водообмен между поверхностными и глубинными горизонтами, который характерен не только для палеодолин, но и для зон повышенной трещиноватости. К верхней части разреза приурочены и комплексные геохимические аномалии.

Биота. В узлах тектонических нарушений наблюдается изменении площадной структуры растительного покрова [1] (рис. 3-5). С ними пространственно совпадают места гибели морских звезд и рыб, дихотомии деревьев [5] (рис. 3-6), участки загрязнения почв [7] и повышенного содержания тяжелых металлов в коре деревьев.

Гидросфера. Усиленный водообмен между поверхностными и глубинными горизонтами говорит об ином гидрогеологическом режиме в районах тектонических узлов, чем на прилегающих территориях. Наблюдается также и повторение гидросетью контуров тектонического узла (рис. 3-2).

Атмосфера. В 2001- 2010 нами проводились измерения атмосферного давления над тектоническими узлами, и был установлен факт постоянного «дефицита» атмосферного давления. Минимумы имеют сложное строение с повышением значений в центре и понижением по периферии (рис. 3-2). Измерения, проведенные в разные годы и сезонные периоды, показывают, что выделенные минимумы являются статичными и не претерпевают сезонных изменений. Такое строение барического поля обеспечивает ускоренное выпадение атмосферных осадков и усиленную дегазацию по периферии узлов. Нами установлено, что частота выпадения осадков и их количество в центре и на периферии узлов, которые территориально совпадают со статичными минимумами атмосферного давления, существенно различаются [4]. Осадки в центре тектонических узлов выпадали в полтора раза реже, а их количество на 26 - 38 % меньше, что влияет и на растительные сообщества и подтверждается повышенным содержанием Pb (7.91 мг/кг) во мхах, и в сфагновых мхах (6.81 мг/кг), и Zn (61.17-77.53 мг/кг) в зеленых мхах [7], структурой растительного покрова [1] и распределением калия и фосфора в почвах (горизонты Ao и A2) в районах тектонических узлов (рис. 3-7).

Изменения динамики и амплитуды короткопериодных вариаций в момент магнитных бурь в тектоническом узле [5] (рис. 3-3) и наличие зон повышенной проводимости [3] (рис. 3-9) говорит о возникновение в тектонических структурах наведенных магнитотеллурических токов и, как следствие, ионизации воздуха над узлами разломов. Своеобразная структура облачности над узлами позволяет сделать предположение об изменении электрической проводимости атмосферного воздуха (рис. 3-4). Постоянно наблюдаемый при этом розоватый оттенок можно интерпретировать как проявление эффекта черенковского свечения, возникающего за

счет сжатия горных пород. Над тектоническими узлами наблюдается также изменение содержания кислорода в приземном слое атмосферы, что говорит о наличии глубинной дегазации (CO_2) по ослабленным зонам в земной коре (рис. 3-1).

Т.е., в районе тектонических узлов формируются вертикальные сквозные каналы сложного межгеосферного взаимодействия, захватывающие литосферу, гидросферу, биосферу и атмосферу.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 9 «Межгеосферные взаимодействия», проект «Изучение процессов взаимодействия геосфер в активных геологических структурах на севере Русской плиты»

Литература

1. *Гофаров М. Ю., Кутинов Ю. Г., Болотов И. Н.* Ландшафты Беломорско-Кулойского плато: тектоника, подстилающие породы, рельеф и растительный покров. Екатеринбург: УрО РАН. 2006. 167 с.
2. *Зубарев А.П., Шулейкин В.Н.* Комплексный геофизический и геохимический контроль при эксплуатации подземных газохранилищ. М.: ГАЗПРОМ, 2009. 264 с.
3. Коротков Ю.В., Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Возможности электроразведки при поисках кимберлитовых тел Архангельской алмазоносной провинции //Вестник Поморского Университета. Сер. Естественные и точные науки. 2007. № 2.(12). С. 26-34.
4. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Беляев В.В., Бурлаков П.С. Влияние тектонических нарушений (дегазация, наведенные токи, вариации геомагнитого поля на окружающую среду (на примере Архангельской области) //Вестник КРАУНЦ Науки о Земле, 2009. № 2 (14). С. 77-89.
5. Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ОАО «ИПП «Правда Севера», 2004. 283 с.
6. Савицких А.В., Афанасьева Е.Н., Гукасян Г.О. и др. Разрывные нарушения северо-запада Русской платформы и их металлогеническое значение //Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. С. 39-52.
7. Тарханов С. Н., Прожерина Н. А.. Коновалов В. Н. Лесные экосистемы бассейна Северной Двины в условиях атмосферного загрязнения. Диагностика состояния. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 333 с.

ФОРМИРОВАНИЕ И ДВИЖЕНИЕ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Чупрынин В.И. [а], Изосов Л.А. [б]

[а] *Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток*
[б] *Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток, (izos@poi.dvo.ru)*

В процессе многолетних исследований геологии и тектоники Япономорской зоны перехода континент–океан нами получены представительные данные о блоковой тектонике этой зоны и широком распространении в её пределах разнообразных структур центрального типа [1]. Обычно как тектонические блоки, так и различные кольцевые магматогенные структуры (тектоносферные воронки, кальдеры проседания, вулканогенно-интрузивные купола и т.п.) считались образованиями, обусловленными вертикальными тектоническими движениями. В данной статье рассматривается один из возможных механизмов возникновения и вращения структур центрального типа при взаимодействии литосферных плит.

Этот механизм основан на проявлении тектонического закручивания при сдвиге [3]. Допустим, что существуют две крупные литосферные плиты (например, Азиатская и Тихоокеанская), движущиеся относительно друг друга (рис.1).

Примем, что плита 1 неподвижна, скорость её U_1=0, а плита 2 находится под действием в общем случае распределенной в пространстве силы F. Сила F рассматривается как результирующая сил вызывающих движение плиты и сил сопротивления. На начальной стадии рассматриваемого процесса сила F отлична от нуля, процесс нестационарный: силы вызывающие движение превосходят силы сопротивления. Эту силу в каждой точке можно разложить на две составляющие: одна из них T действует по касательной к границе плиты 1, а другая N по нормали к ней. Сила T вызывает движение плиты в направлении параллельном краю плиты 1 со скоростью U_2. Предполагается, что плиты погружены в менее вязкую среду: в рассматриваемом случае – в мантийное вещество. При перемещении плиты 2, частичном соприкосновении ее с другой плитой и трении об нее, неровные края плит могут обламываться и оставаться в пространстве между ними. Определённое количество обломков (блоков) может сохраниться с предыдущего этапа истории данной механической системы. Крупные обломки, сравнимые по размерам с зазором между плитами, могут сдерживать их более близкое схождение (например, блок Ямато в Япономорской впадине). При этом края таких блоков будут постепенно обламываться и округляться. В результате, плита 2 начинает, как бы катиться на «колесах-роликах» – на этих округлённых обломках. Эту модель в идеальном виде можно представить как объект, движущийся на катках. Очевидно, что описанный механизм действует и при $U_2 \neq U_1 \neq 0$.

Из такой модели вытекают два важных следствия: 1) на стыках тектонических плит могут формироваться локальные вращающиеся блоки, 2) вращающиеся блоки могут поступательно перемещаться в пространстве вдоль границ раздела плит.

Для того, чтобы сделать оценки скоростей вращения и поступательного перемещения блоков предельно упростим модель. Не учитывая скольжение и буксование округлых блоков из-за наличия неровностей, разделим движение блоков на поступательное и вращательное. Введем две скорости: поступательную скорость движения блоков (она равна скорости движения центра «колеса»)

$$U_{\Pi}=(U_2+U_1)/2, \quad (1)$$

и окружную скорость на ободе «колеса» (т.е. скорость вращения на краях блоков)

$$U_B=(U_2-U_1)/2. \quad (2)$$

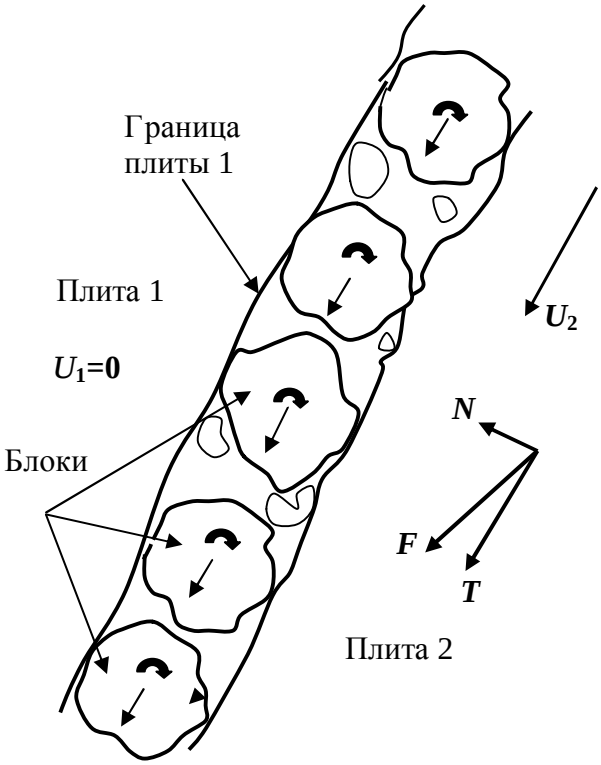


Рис. 1. Возникновение вращающихся блоков между двумя литосферными плитами, движущимися относительно друг друга. Блоки вращаются и перемещаются вдоль плиты 1.

В этих формулах величины U_1 и U_2 - проекции скорости движения плит на ось вдоль направления движения плит. Тогда угловая скорость вращения блоков $\omega=d\varphi/dt$ (t – время, φ - угол поворота блока) определяется так:

$$\omega=(U_2-U_1)/D, \quad (3),$$

где D – диаметр «колеса». Эти простые формулы позволяют сделать оценки скоростей $U_П$, U_B, ω, если известны U_1 и U_2. Допустим, что U_1=0 (Азиатская плита неподвижна). Тогда для оценки величины U_2 примем, что это составляющая скорости движения плиты 2, возникающей при раздвижении океанического дна в районе срединно-океанического хребта. Примем, что скорость формирования раздвига и скорость U_2 имеют один и тот же порядок. Значение этой скорости оценим величиной $U_2\approx$0,05 м/год. На основе этого и формул (1)-(3) получим оценки $U_П=U_B=U_2/2\approx$0,025 м/год. Полагая U_2, U_1 и диаметр D постоянными величинами из формулы (3), интегрируя по периоду обращения «колеса», получим оценку для времени полного оборота блока $\tau=2\pi D/(U_2-U_1)$. Если для диаметра блока принять значения в диапазоне $D=(10^5\text{-}10^6)$ м, то $\tau \approx$ (12,6-126) 10^6 лет. За это время блок поступательно продвинется на расстояние $L=\tau\, U_П=$(0,314 – 3,14) 10^6 м.

Отметим важное следствие такого механизма взаимодействия литосферных плит. После возникновения «катков» и качения по ним плиты 2, сопротивление движению плиты 2 резко уменьшается, так как при взаимодействии боковых поверхностей плит сила трения скольжения сменяется на силу трения качения.

Дополним эти абстрактные выводы соображениями тектонического плана, касающимися Западно-Тихоокеанского региона. 1. Описанные в модели обломки являются, например, блоками докембрийского фундамента, как это имеет место в случае с выступом Ямато в Япономорской впадине. 2. Подложьем крупных литосферных плит является верхняя мантия, которая при их перемещениях должна вовлекаться в движение. При этом неизбежно будут возникать сдвиги [4] и связанные с ними вихревые структуры типа литоциклонов и антилитоциклонов, образующих мантийные ячейки. 3. Первые могут провоцировать формирование депрессионных структур различной иерархии (в том числе, окраинных морей, вулканотектонических впадин и т.п.), а вторые – поднятий (в том числе, плюмов, вулканогенно-интрузивных куполов и т.п.).

В обобщенном смысле здесь действует так называемый сдвиговый механизм, рассматриваемый обычно для гидродинамических сред, который возникает при поперечном градиенте скорости движения жидкости. В результате его действия в зоне максимальных градиентов скорости возникает

закручивание и вихри. Так как скорости мантийного течения вследствие увлечения плитами жидкого вещества могут существенно различаться, то это может порождать вихревые движения мантии между плитами.

Можно предположить, что система Западно-Тихоокеанских окраинных морей (Берингово, Охотское, Японское, Филиппинское) – это своеобразные «колёса», по которым катится Тихоокеанская плита. В данном случае движение также можно разложить на две составляющие, так как она по отношению к границе Азиатского материка движется под некоторым углом $\alpha<90^0$ («косая субдукция», по [5]). Примечательно, что такие «колёса-ролики» прекрасно выделяются в рельефе.

В заключение заметим, что рассмотренный в статье механизм взаимодействия тектонических плит и возникновения структур центрального типа позволяет непротиворечиво совместить некоторые аспекты мобилизма и фиксизма в геотектонике [2].

Литература

1. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А. Проблемы геологии и алмазоносности зоны перехода континент – океан (Япономорский и Желтоморский регионы). Владивосток: Дальнаука, 2000. 326 с.
2. Изосов Л.А. Чупрынин В.И. Фундаментальная проблема геотектоники: соотношение вертикальных и горизонтальных движений: Матер. Международн. конфер.: М.: ГЕОС, 2009. С. 228–232.
3. Ли Сы-гуан. Вихревые и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем Северо-западного Китая. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 129 с.
4. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая система, вулканический пояс и окраинные моря // ДАН СССР, 1978. Т. 240. № 2. С. 400 –403.
5. Xu Jiawei, Tong Weixing, Zhu Guang et al. An outline of the pre-Jurassic tectonic framework of east Asia // Journ. of Southeast Asian Earth Sci. 1989. V. 3. N 1–4. P. 29–45.

Ш-Я

Содержание:

Шаров Н.В., Исанина Э.В.
РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОНЕЖСКОЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ КАРЕЛИИ 2046

Ашурков В.А., Черкасов Г.Н., Шаров Г.Н.
УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ КУЗНЕЦКОЙ КОТЛОВИНЫ 2051

Шаров Г.Н.
ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ 2056

Шахтыров В.Г.
ОТРАЖЕНИЕ В ГЕОМЕТРИИ РАЗЛОМНО-СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ФИЗИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ЛИТОСФЕРЫ 2061

Шацилло А.В., Федюкин И.В.
ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПОЗДНЕГЕРЦИНСКИХ ГРАНИТОИДОВ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА И ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ – ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОД БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ 2064

Шевченко Б.Ф., ГорошкоМ.В., ГурьяновВ.А., Сальников А.С., Соловьев В.М.
МЕЗОЗОЙСКАЯ ПОСТКОЛЛИЗИОННАЯ СТРУКТУРА АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА 2071

Шевырев С.Л., Калашников А.О.
МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ ЗОН ФАНЕРОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ) 2075

Шеин В.А.
ПАЛЕОРИФТОВЫЕ СИСТЕМЫ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО РЕГИОНА И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ 2079

Шеин В.А.
ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПАЛЕОРИФТОВЫХ СИСТЕМ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО РЕГИОНА 2083

Шеин В.С.
ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ РОССИИ И ИХ УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ 2088

Шемпелев А.Г., Компаниец М.А., Письменская Г.А., Шамановская С.П., Гамаса Ю.Н.
ЗАВЕТНЕНСКОЕ ПЕРЕСЕЧЕНИЕ ЗОНЫ СОПРЯЖЕНИЯ КРЯЖА КАРПИНСКОГО И ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ 2093

Шеремет О.Г.
ГРАВИМАГНИТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЛЯ РЕШЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ И НЕФТЕГАЗОПОИСКОВЫХ ЗАДАЧ 2098

Шерман С.И.
ВКЛАД В.Е. ХАИНА В УЧЕНИЕ О РАЗЛОМАХ ЗЕМЛИ И ИХ РОЛИ В СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКЕ ЛИТОСФЕРЫ 2101

Шестопалов И. П., Белов С. В., Харин Е. П., Соловьев А.А., Кузьмин Ю.Д.
ГЕНЕРАЦИЯ НЕЙТРОНОВ И ОСОБЕННОСТИ ВОЗМУЩЕНИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ПЕРИОД, ПРЕДШЕСТВУЮЩИЙ ЧИЛИЙСКОМУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЮ 27 ФЕВРАЛЯ 2010 С МАГНИТУДОЙ Mw=8.8 2105

Шипилов Э.В.
ГЕОДИНАМИКА СУПЕРПЛЮМОВЫХ СОБЫТИЙ В ЭВОЛЮЦИИ АРКТИЧЕСКОГО ОКЕАНА И ЕГО КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН 2110

Шумлянская Л.А., Цветкова Т.А.
СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ 2114

Шустер В.Л., Пунанова С.А., Курышева Н.К.
НОВЫЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОБРАЗОВАНИЙ ФУНДАМЕНТА 2116

Щербакова И.Н., Лазарева Е.В., Густайтис М.А., Жмодик С.М.
ПЕРЕОТЛОЖЕНИЕ AU ИЗ КИСЛОГО ДРЕНАЖНОГО РАСТВОРА НА ТОРФЕ 2119

Юдин В.В.
ГЕОДИНАМИКА КРЫМА 2123

Юдина З. Д.
НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ СТРОНЦИЯ В ПРОЦЕССЕ ГАЛОГЕНЕЗА В НИЖНЕМ КЕМБРИИ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА 2129

Юркова Р.М., Воронин Б.
ПРОИСХОЖДЕНИЕ И МИГРАЦИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ФЛЮИДОВ В ПАЛЕОЗОНАХ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА-ЖЕЛОБ 2132

Юровский Ю. Г.
ИЗУЧЕНИЕ ДИЗЪЮНКТИВНЫХ НАРУШЕНИЙ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ 2137

Яковлев Д.В. Кушнир Д.Г.
ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ 2140

Яковлев Д.В., Кушнир Д.Г.
НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЛУБИННОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ТАЙМЫРСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ 2143

Ямпольский К. П.
ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА КНИПОВИЧА (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА) 2148

Япаскурт О.В.
ПРОБЛЕМЫ СОВРЕМЕННОЙ ЛИТОЛОГИИ 2152

Ярошевский А.А.
К ТЕОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ДИНАМИКА ПОВЕДЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ХОДЕ ФОРМИРОВАНИЯ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ 2156

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОНЕЖСКОЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ КАРЕЛИИ

Шаров Н.В.,[а] Исанина Э.В.[б]

[а]Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия
(sharov@krc.karelia.ru)
[б] ФГУП «ВНИИГеофизика, Москва, Россия
(isanina@rgec.spb.ru)

Введение.

Онежская тектоническая структура, уникальна в геолого-тектоническом и минерагеническом отношении, отчетливо выражена в аномальных физических полях, в современных и палеосейсмических структурах. Изучение глубинного строения Онежской структуры проведено на основе обобщения данных глубинных сейсмических исследований МОВ, ОГТ, ГСЗ, МОВЗ, а также их совместной интерпретации. Обширный сейсмический материал получен в 1975-2002гг. в основном ГП «Невскгеология», ФГУ ГНПП «Спецгеофизика», а также Западным геофизическим трестом (ЗГТ) и ЛГИ. В предлагаемой статье рассматриваются результаты сейсмических (МОВ, ОГТ, ГСЗ, МОВЗ) и других геофизических данных, что при таком комплексном подходе позволяют выявить новые детали глубинного строения земной коры региона.

Сейсмологические исследования МОВЗ и ГСЗ. На Онежской структуре с 1980 по 2002 гг. ГП «Невскгеология» выполнены профильные региональные работы и детальные исследования методом обменных волн от землетрясений (МОВЗ). Общая протяженность профилей более 1500 км (рис. 1), часть профилей (~900 км) переобработана по новым компьютерным технологиям. Методика исследований была стандартной для региональных исследований МОВЗ: в точке наблюдения устанавливались на жестком основании в яме глубиной 1,0-0,7 м три сейсмографа, ориентирование по странам света – NS, EW и один вертикальный. Расстояние между точками регистрацией составляли 3-5 км за исключением участков гидросети, не позволяющих такую расстановку выполнить.

Необходимо отметить, что при проведении сейсморазведочных работ МОВ-ГСЗ (1975) на профиле Ладожское озеро-Питкяранта-Сямозеро-Повенецкий залив-Белое море [5] данных о мощности земной коры не было получено, т.к. годографы были не длиннее 60 км. Сведения о глубинном строении всей земной коры Онежской структуры от 1,2 км до 50 км впервые получены по материалам МОВЗ. Особый интерес исследователей глубинного строения данного структурного блока представляет участок земной коры между Кондопожской и Лижемской зоной, где от глубин 26-27 км до глубин 43-44 км не прослежено ни одной сейсмической границы. Юго-западное ограничение этого участка характеризуется высокой обменоспособностью среды на уровне подошвы земной коры, что, возможно, связано с наличием преобразований земной коры под влиянием близко расположенного мантийного прогретого вещества.

Так как обменные волны от землетрясений проходят снизу вверх, на поверхность волновода, который предполагается под Онежской мульдой, ввиду малой мощности этого слоя (300-500 м) обменные волны от поверхности с H=2,2-3,0 км появляются спародически. Первая устойчивая сейсмическая граница построена на глубинах 5-8 км, число слоев в разрезе изменяется от 2 до 7.

ФГУ «НПЦ Недра» в 2007-2009 годах провело бурение на окраине деревни Улитина Новинка Кондопожского района Республики Карелия Онежской параметрической скважины (ОПС) до глубины 3500 м. В процессе бурения изучался керн, а также выполнена

комплексная интерпретация материалов ГИС и ВСП [2]. В интервале 2751-2944 м была вскрыта толща каменной соли. Обнаружение солей оказалось неожиданным, т.к. находятся они в основании нижнепротерозойской Онежской структуры и перекрывают мигматизированные гранито-гнейсы архейского фундамента. Сейсмический профиль МОВ-ГСЗ Сямозеро-Повенецкий залив (рис. 1) расположен в 17 км к северу от участка бурения скважины. Результаты бурения в основном подтвердили прогнозную геолого-геофизическую модель строения региона [5].

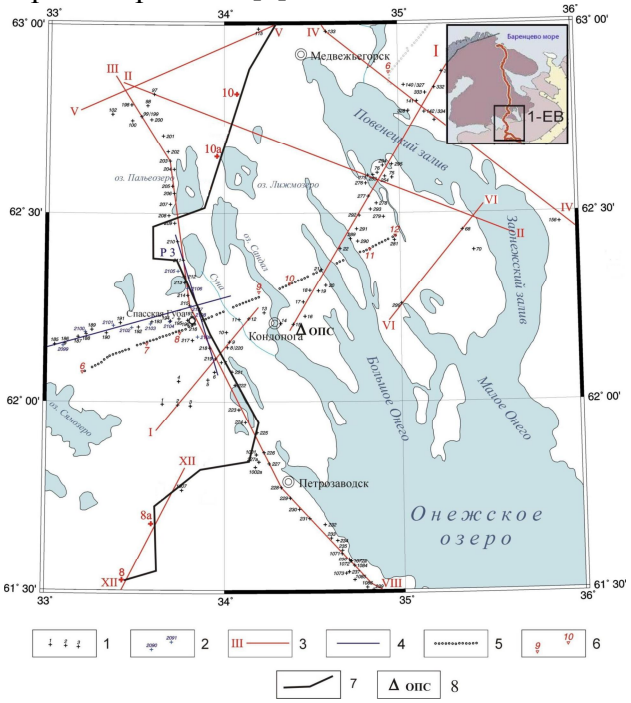


Рис. 1. Схема сейсмической изученности Онежской площади.
На врезке указано расположение северной части геотраверса 1-ЕВ. Квадратом отчерчен район сейсмических работ: 1 – точки наблюдений МОВЗ 1980-1988 гг. и их номера (ГП «Невскгеология»); 2 – точки наблюдений МОВЗ 2000-2002 гг. и их номера (ГП «Невскгеология»); 3 – профили МОВЗ 1998 г. и их номера (ГП «Невскгеология»); 4 – восточная часть профиля МОВЗ Гдов-Спасская Губа 2002 г. (ГП «Невскгеология»); 5 – профили МОВ-ГСЗ 1975 г. (ЗГТ); 6 – пункты взрывов, их номера на профилях МОВ и ГСЗ; 7 - участок геотраверса 1-ЕВ 2000-2001гг. (ФГУ ГНПП «Спецгеофизика»); 8 – Онежская параметрическая скважина (ОПС) 2007-2009гг. (ФГУП «НПЦ Недра»).

На участке профиля Сямозеро-Повенецкий залив была предпринята попытка сейсмотомографической обработки годографов 1975г. Ввиду малой длины годографов и слабого проникания лучей, разрез представляет собой ячеистую структуру с редкими лучевыми трубками. Западная часть сейсмотомографического разреза близка к скоростной модели, полученной по наблюденным годографам. Восточная (собственно Онежская структура) от ПВ9 и до ПВ12 не отражает мнение авторов отчета [3] о наличии высокоскоростного горизонта (и даже двух) в верхней части разреза (от 0,6 м до 2,5 км), т.к. в первых вступлениях не обнаружено волн со скоростями более 5,6-5,7 км/с. Возможно, высокоскоростные волны близко расположены к волнам с этими скоростями, а сам слой маломощный, длина годографа мала. Но это предположения, заставляющие пересмотреть первичный материал МОВ, ГСЗ и вновь вернуться к современной обработке сейсмоматериала. Планируется выполнить площадные сейсмические исследования в районе Онежской параметрической скважины.

Сейсмические исследования ОГТ и ГСЗ. Северный участок геотраверса 1-ЕВ, отработанный УГГП «Спецгеофизикой», пересекает несколько крупных тектонических структур Фенноскандинавского щита и зона его сочленения с Русской плитой (рис. 1). На участке протяженностью 1000 километров этого геотраверса между Петрозаводском и Москвой проведены комбинированные исследования методами общей глубинной точки (ОГТ), основанном на регистрации близвертикальных отражений и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), регистрирующего преломленные и закритические отраженные волны. При этом использовалась одна и та же регистрирующая аппаратура, что позволило объективно, сравнить особенности полей разных типов волн [1].

Система наблюдений ГСЗ состояла из 8 пунктов взрыва, расположенных на расстоянии 80–120 км друг от друга. Взрывы производились в скважинах. В результате получены записи до расстояний от источника в 250–300 км, что позволило зарегистрировать волны от подошвы земной коры и верхов мантии до глубины 70 км.

Среди зарегистрированных волн на удалениях от источника 0–200 км четко выделяются первые вступления (волна Pg) с увеличивающейся с расстоянием кажущейся скоростью от 5,8–6,0 до 6,8–7,2 км/с. На больших удалениях с резким изломом в первые вступления выходят преломленные волны от границы М (волны Pn) со скоростью 8,0–8,4 км/с. По доминирующим скоростям волна Pg делятся на три основные ветви. На расстоянии от источника 0–100 км кажущиеся скорости изменяются от 5,8 до 6,3 км/с, затем в первые вступления выходит волна $К_1$ со скоростью 6,4–6,7 км/с, а на удалениях 150–200 км волна $К_2$ с кажущиеся скоростью 6,5–6,8 км/с. Смена волн происходит достаточно плавно [4]. В последующей части записи наиболее яркими являются отраженные волны от границы М (волны PmP). Кроме них прослеживаются и достаточно интенсивные отраженные волны от границ внутри коры (волны $К_1$, $К_2$) и внутри верхней мантии ($М_1$). Наблюдается также множество коротких осей синфазности с кажущимися скоростями, типичными для коры от 6,0 до 6,7 км/с, а также с аномально высокими скоростями (до 8–9 км/с). Последние являются, очевидно, отражениями от крутонаклонных отражающих границ [4]. Построение скоростного разреза по материалам ГСЗ осуществлялось Н.И. Павленковой методом лучевого моделирования: для некоторой стартовой модели рассчитывались лучи и годографы отраженных и преломленных волн, которые сравнивались с наблюденными годографами. В случае их расхождения в модель вносились поправки, и снова решалась прямая задача. Для окончательной модели расхождения между наблюденными и расчетными годографами не превышают 0,1 с [4].

Сейсмотомографическая модель 2D по северному участку геотраверса 1-ЕВ Кемь-Тихвин выполнена в системе Firstomo. Скоростная модель построена как результат кинематической интерпретации времен первых вступлений сейсмических волн ГСЗ. В обработке участвовало 700 пар «источник-приемник» с максимальным удалением 260 км. При этом для ПВ 10-10А, 7, 6 наблюдения имелись начиная с малых удалений, для ПВ 8-8А - наблюдения только с больших удалений. Для построения двумерной модели была выбрана линия продольного профиля. Переход от 3D (прямоугольных) координат источников и приемников в двумерные профильные координаты осуществлялся следующим образом: положение источников – спроецировано на линию спрямления профиля ГСЗ; все расстояния «источник-приемник» сохранялись. За нулевую координату профильной системы координат принято положение ПВ 10.

Сопоставление разрезов ОГТ, ГСЗ, МОВЗ и томографии.

В последние годы в связи с возрастающим объемом глубинных исследований комплексом методов ОГТ, ГСЗ, МОВЗ, сейсмотомография активно обсуждается одна из актуальных проблем региональной геофизики – сопоставимость и достоверность получаемых данных о глубинном строении земной коры и верхней мантии. Обработка осуществляется с использованием P-S- и PS –волн широкого класса событий: далеких и близких землетрясений, а также промышленных и специальных взрывов, что позволяет изучить до глубины 100 и более в едином ключе строении консолидированной коры и верхней мантии. Интерпретация каждого вида данных многоволновой сейсмики имеет свои методические особенности и дает представление о различных физических параметрах изучаемой среды.

Приведенные на рис. 2 сейсмические разрезы дают разные изображения земной коры. Разрез ОГТ (рис. 2а) описывает среду не по сейсмическим скоростям, а по числу и свойству отдельных отражающих элементов, по характеру их распределения в пространстве, по тонкой горизонтальной и вертикальной неоднородности среды. На разрезах ОГТ отмечаются «мутные» и «прозрачные» участки. По смене гетерогенности выделяются основные сейсмические границы, они чаще всего крутонаклонные, но имеются и

субгоризонтальные границы. Среди последних наиболее протяженные границы прослеживаются в нижней коре на глубине 30 км. Граница М редко представлена четкими отражениями, обычно это граница между гетерогенной нижней корой и практически прозрачной верхней мантией. На отдельных участках профиля вообще невозможно выделить эту границу [4].

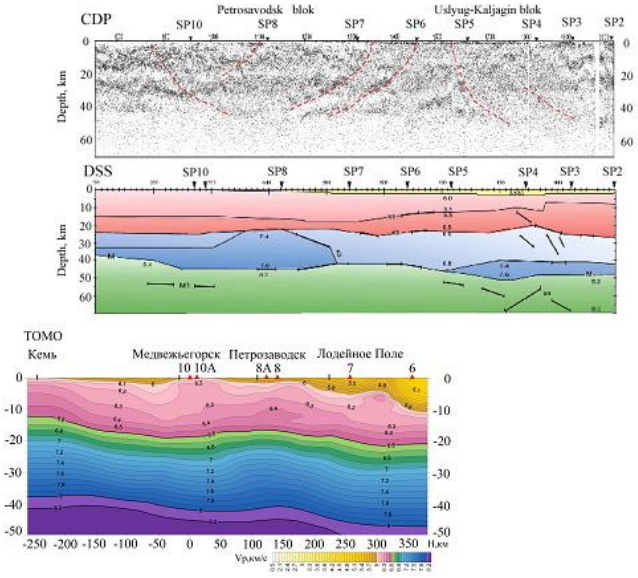


Рис. 2. Сейсмические разрезы по участку геотраверса 1-ЕВ, полученные методами ОГТ (а), ГСЗ (б) и томография (в).
На рис. 2 а - пунктирными красными линиями отмечено глубинные нарушения и границы блоков коры; на рис. 2б - тонкими линиями даны изолинии скорости (км/с), утолщенными - отражающие площадки, ПВ пункты взрыва; на рис. 2 в – сейсмотомографический разрез в изолиниях скорости (км/с).

Разрез ГСЗ (рис. 2б) представляет кору в виде скоростного разреза и нескольких субгоризонтальных границ [4], из которых подошва коры, граница М, является наиболее стабильной. Скоростной разрез в верхней коре спокойный, но существенно неоднородный в ее низах: мощность слоя со скоростями более 7,4 км/с меняется вдоль профиля от 0 до 20 км. Скорость вдоль границы М меняется от нормальной 8,0–8,1 км/с в центральной части профиля (Русская плита) до аномально высокой в северо-западной его части (Фенноскандинавский щит).

Сейсмотомографический разрез (рис. 2в) более дифференцированно характеризует верхнюю часть коры. На разных участках профиля скорость продольных волн изменяется от 5,1 до 6,3 км/с до глубины 10 км. Средняя и нижняя части земной коры освящены сейсмическими лучами менее надежно по сравнению с разрезом ГСЗ (рис. 2б).

В 1985 году ГП «Невскгеология», выполнила работы МОВЗ на профиле Мяндусельга-Вознесенье. Фрагмент этого профиля (Медвежьегорск-Петрозаводск) представлен на сводном разрезе только в статическом варианте (ввиду отсутствия динамических характеристик в материалах ОГТ). В 2001 году по этому же участку пройден геотраверс ОГТ 1-ЕВ ФГУ УГГП «Спецгеофизика». Сопоставление построенных разрезов представлено на рис. 3. На сводном разрезе по МОВЗ видна зона перехода кора-мантия, ограниченная поверхностями M_I (30-38 км) – кровля зоны перехода и M_{II} (40-46 км) - подошва зоны перехода, в то время как на разрезе ОГТ индексом М обозначена область, не имеющая параметрических данных и совпадающая то с границей M_{II} (север), то с M_I (юг). В земной коре прослежены различные варианты как совпадений, так и различий положения границ. По мнению авторов совпадающие границы – это границы со значительными перепадами скорости, так называемые «жесткие» границы.

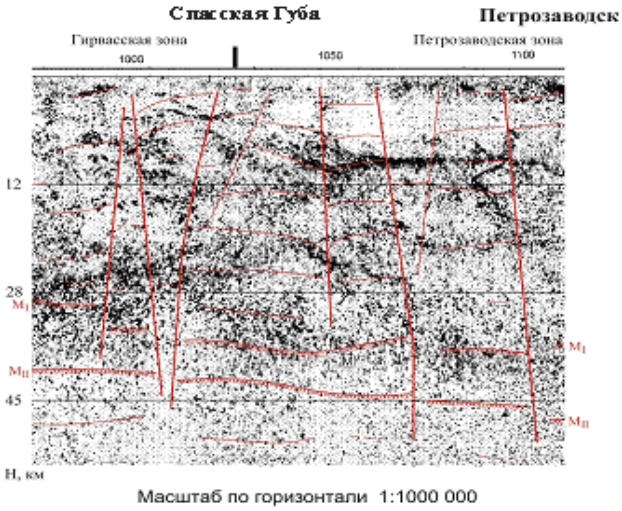


Рис. 3. Совмещенный глубинный разрез ОГТ (ФГУ УГГП «Спецгеофизика») и МОВЗ (ГП «Невскгеология») по участку геотраверса 1-ЕВ.

Блоки и зоны, выделяемые по комплексу волновых признаков в МОВЗ в материалах ОГТ либо весьма размыты, либо не обозначаются вовсе, что связано с невозможностью в ОГТ выделения границ и зон с углами наклона более 45º; в то время как в МОВЗ такие границы и зоны выделяются по целому комплексу признаков: топография границ, дифференцированная расслоенность, частотные и амплитудные спектры волн, обменоспособность среды и поляризационные свойства волновых полей.

В результате анализа совместных материалов МОВЗ, ОГТ, ГСЗ и томографии можно утверждать, что только комплексный подход к построению глубинных сейсмогеологических разрезов позволит приблизиться к пониманию тектонических процессов, как в современной земной коре, так и в протокоре. Взаимно выигрышная комбинация совместного использования P, S, PS- волн. Компоненты поперечной и обменной волн позволяют определить иные свойства земной коры, чем волны сжатия-растяжения. Но ни один из этих компонентов в отдельности не позволяет дать объективную картину глубинного строения литосферы. Однако сочетание этих компонентов позволяет извлечь ту комплексную, более достоверную информацию, которая не доступна каждому из них по отдельности. Следовательно, данные различных сейсмических методов должны использоваться в комплексе для взаимного дополнения, информации о геологическом строении среды.

Литература

1. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004.-353 с.
2. *Горбачев В.И., Есипко О.А., Неронова И.В., Шахрай А.В.* Результаты геофизических исследований в Онежской параметрической скважине // Связь поверхностных структур с глубинными. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. - Ч. I. - С. 142-144.
3. *Кокорина Л.К., Мурова Э.В., Дворецкая Л.М.* Отчет о региональных сейсморазведочных работ в Пряжинском, Кондопожском и Медвежьегорском районах Карельской АССР в 1975г. Л.: Фонды Карлгеолком, 1976. - 150 с.
4. *Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Павленкова Н.И.* Комбинированные сейсмические исследования методами ОГТ и ГСЗ Восточно-Европейского кратона (профиль 1-ЕВ) // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. – С. 229-232.
5. *Шаров Н.В., Клабуков Б.Н., Рычанчик Д.В.* Геолого-геофизическая модель строение земной коры Онежской структуры // Геофиз. жур. - 2008. – 30, №3. – С. 132-139.

УГЛЕВОДОРОДНЫЙПОТЕНЦИАЛ КУЗНЕЦКОЙ КОТЛОВИНЫ

Ашурков В.А.[а], Черкасов Г.Н.[а], Шаров Г.Н.[б]

[а] *ФГУП СНИИГГиМС, Новосибирск, Россия (cherkasov@sniiggims.ru)*
[б] *ООО ИГЭП РАНН, Москва, Россия (g.sharov@bk.ru)*

Углеводородный потенциал Кузнецкой котловины определяется ресурсами нефти, в т. ч. залежами молодой (N-Q) нефти [4,5,6,7], природного свободного газа и газа, сорбированного в угольных пластах [8,9].

Примером подобного сочетания освоенных промышленностью ресурсов является бассейн Сан-Хуан (США).

В 1996 году во исполнение совместного распоряжения Минтопэнерго и Роскомнедра ВГ-5080 от 25.08.96 г. была составлена «Программа геологоразведочных работ на нефть и газ по Западной Сибири на 1997-2000 г.г. и прогноз на 2001-2005 г.г.».

По инициативе Южсибгеолкома в этом году была составлена соответствующая Подпрограмма по Кузбассу, которая вошла в качестве составляющей в упомянутую выше Программу. Министерство геологии РФ на 1997 г. выделил из федерального бюджета средства на проведение сейсморазведочных работ по отрасли нефть и газ и на бурение поисково-тестовой скважины по добыче метана из угольных пластов.

В предшествующий период, начиная с 1984 г., в результате тематических исследований ПГО «Запсибгеология», затем «Южсибгеолкома» были обобщены сведения о проявлениях углеводородов в Кузнецкой котловине. Ресурсы газа в угольных пластах до глубины 1500 м. оценены в 13 трлн. $м^3$ при средней плотности 716,5 млн. $м^3$ на 1 $км^2$. Концентрация метана в наиболее продуктивных пластах достигает 30-35 $м^3/т$ [3,8]. Начаты сейсмопоисковые работы на нефть и природный газ, которые в связи с отменой отчислений на воспроизводство минеральных ресурсов остались не оконченными.

В основе прогноза нефтегазоносности Кузнецкой котловины лежат представления о глубинном происхождении углеводородов. Основанием для прогноза конкретных обстановок их промышленных концентраций являются накопленные сведения по более чем 600-ам битумо-, нефте- и газопроявлениям, данные сейсмопоисковых работ [1,9].

Кузнецкая котловина является крупной межгорной впадиной зажатой горными сооружениями Кузнецкого Алатау с востока, Салаира с запада, Томь-Колыванской складчатой зоной с севера и Горной Шорией с юга. Наибольшая длина котловины 335 км, наибольшая ширина 110 км, площадь 26700 $км^2$. Частично угленосные отложения котловины на западе и севере скрыты надвинутыми примерно на 20, а то и на 40 км, горными сооружениями Салаирского кряжа и, возможно, Томь-Колыванской складчатой зоны.

Поверхность Мохоровичича под котловиной образует выступ. Глубина её залегания 37-41 км, под горными сооружениями она равна 48 км. Общая мощность осадочного слоя, включая отложения девона 10-13 км. Максимальная мощность осадков по гравиметровым данным оценивается в 18 км.

Кузнецкая котловина в основании имеет рифт, наличие которого подчёркивается излияниями траппов. Тепловой поток в пределах котловины повышен, особенно в южной её части. Месторождения минеральных вод в пределах котловины высоко минерализованы и газонасыщены, что свидетельствует об интенсивном подтоке вещества, имеющего глубинное происхождение.

Исследуя геологическое строение Кузнецкого угольного бассейна, И.М. Губкин [2] пришёл к выводу «… мой вопрос – нет ли в Кузнецкой котловине под каменными углями в основании карбона и в девоне нефти? – является вполне естественным и, думается мне, вполне

обоснованным». Это суждение сегодня остаётся актуальным.

В последующие годы сомнения в возможности вообще нахождения в Кузнецкой котловине залежей нефти и природного газа, как и открытие Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, надолго пресекли любые попытки возобновления в Кузнецкой котловине нефтепоисковых работ.

По мнению ряда авторитетных учёных, высокий тепловой поток ставит под сомнение возможность сохранения нефтяных залежей, предполагая их деструкцию, а наличие битумов, асфальтитов, небольшие нефтепроявления рассматривают в качестве остаточных признаков былых нефтяных залежей.

Биогенная гипотеза происхождения нефти, давшая несомненные практические положительные плоды при поисках месторождений нефти, сдерживала альтернативные исследования. Практические же результаты нефтепоисковых работ всё более подтверждают глубинное происхождение углеводородов. Последнее открытие в Мексиканском заливе крупной, если не гигантской, залежи нефти на глубинах 10,6-11,2 км. подтверждает первично глубинное происхождение углеводородов, хотя и не исключает важной роли биогенного вещества, особенностей геологического строения осадочных толщ в процессе формирования и передислокации залежей нефти.

Возможность нахождения в Кузнецкой котловине промышленных залежей нефти и природного газа обосновывается нами с учётом факторов, имеющих место в обоих этих, подчёркиваем, рабочих, гипотезах, а также с учётом фактических данных по более чем 600-ам битумо-, нефте- и газопроявлениям и последних данных геофизических исследовний.

Сразу следует отметить, что углеводороды Кузнецкой котловины рассматриваются нами в качестве производных глубинных процессов, происходящих в ядре Земли, на границе ядра и мантии.

В 1935 – 1943 г.г. и 1949 – 1962 г.г. на основании рекомендаций И.М. Губкина были осуществлены буровые поисковые работы. В то время бурение скважин было основным методом поиска нефтяных месторождений. Из 25 пробуренных скважин 15 не достигли проектных глубин, 6 ликвидированы по техническим причинам, 3 скважины не испытаны.

Скважины были пройдены на антиклинальных структурах. Притоки свободного природного газа Сыромолотненской антиклинали получены в двух скважинах с горизонтов 2416-2489 м. и 2690-2870 м. в количествах 14000 и 18500 $м^3$/сут. Состав газа в %%: CH_4 83.4 и 90.1; CO_2 + H_2S 0,4 и 0,7; N_2 + редкие газы 8.4 и 2.5; Ar + Kr + Xe 0,04 и 0,04; Ne + He 0,02 и 0,0008; тяжёлые углеводороды 7,8 и 6,7. На Борисовской антиклинали получены притоки в двух скважинах по трём горизонтам (180-380 м, 322-470 м, 447-525 м.) в объёме 14000,18240 и 20000-25000 $м^3$/сут. Газ состоит из метана (85.6%), тяжелых углеводородов (8.7%), азота и редких газов (3%). На Абашевском куполе притоки получены с трёх горизонтов в интервале глубин 1840-1502 м. в объёме 40000, 43200 и 216200 $м^3$/сут.

На Мрасской площади, в скважине Томской Глубокой, пробуренной в конце 80-х годов по инициативе ПГО «Запсибгеология», установлено четыре газоносных горизонта.

Первый газоносный горизонт находится на глубине 1083 - 1293 м. Горизонт приурочен к песчаникам над Сыркашевским силлом диабазов, трещиноватым участкам самого силла и песчаникам под силлом. Тип коллектора - порово-трещинный. Объем газа около 0.8 млрд. куб. м. Состав газа преимущественно метановый, тяжелых углеводородов 1.0 - 5.7%.

Второй газоносный горизонт вскрыт на глубине 1950 - 1980 м. Залежь приурочена к песчаникам трещиноватым и дроблеными. Газ метановый. Объем 0.3 млрд. куб. м.

Третий газоносный горизонт встречен на глубине 2194 - 2345 м. Он приурочен к трещиноватым диабазам Майзасского силла и песчаникам острогской свиты. Газ по

составу азотно-метановый (метан - 54%, азот - 37%) с содержанием водорода (8,5%). Объем газа 0.6 млрд. куб. м.

Четвертый газоносный горизонт находится на забое скважины на глубинах 2393 - 2540 м. Он приурочен к пяти пластам песчаников, разделенных аргиллитами и диабазами силла. Состав газа метановый. Объем газа 1.8 млрд. куб. м.

В Кузбассе в ряде мест отмечены аномальные значения содержания тяжелых углеводородов. На шахте Бирюлинская в скважине 3594 содержание этана на глубине 533 м составило 54%. На Абашевском куполе в ряде скважин содержание этана доходило до 13%.

Жидкая нефть в Кузбассе встречена вблизи сел Узунцы, Сыромолотное, Борисово, Осиновое Плесо, Кыргай, Абашево.

На Борисовской антиклинали в скв. 29 с глубины 450 м получен приток нефти 380 л/сутки.

Элементарный состав нефти Кузбасса: углерод (83.7 - 87.30%), водород (11.4 - 14.8%), кислород (1.3 - 3.0%). Так, узунцовская нефть состоит из 83.7% углерода, 13.9% водорода, 2.4% кислорода. Отношение углерода к водороду 6.0.

Исходя из химического состава, нефти Кузбасса относятся к двум классам. Первый класс (с.Узунцы, Осиновое Плесо, Абашево - I, Кыргай) - это нефти существенно метановые (метановых более 75%), бессернистые (серы 0.08%), парафинистые и высокопарафинистые (парафины 5 - 25%). Нефти легкие (удельный вес 0.80 - 0.82 г/куб.см). Второй класс - это нефти (с.Сыромолотное) метано-нафтеновые (нафтеновых более 50%). Парафина и смол в них нет, серы до 0.15%. Это легкая нефть (удельный вес 0.79).

Коллекторские свойства отложений Кузбасса вполне удовлетворительные как по пористости (15-28,6%), так и по проницаемости (от первых десятков до 480 миллидарси).

В Кузбассе, безусловно, имеют место трещинные коллекторы, о чем свидетельствуют мощные фонтанные притоки минеральных вод Макарьевского месторождения и газа (свыше 200000 куб.м/сутки) на Абашевском куполе.

В ряде случаев в качестве хороших коллекторов могут оказаться пласты угля, поскольку исследования на газопроницаемость показали, что она по напластованию колеблется в пределах 3.32 - 65.4 миллидарси, а вкрест напластованию 0.59 - 35.6 миллидарси.

В Кузбассе известно более 30 структур антиклинального типа, которые являются поисковыми объектами первой очереди. Более десятка из них крупные.

Амплитуда антиклиналей 100 - 300 м, некоторых до 1000 - 2000 м. Углы наклона крыльев - от пологих до крутых. Например, Нарыкская антиклиналь, судя по сейсмическим данным, имеет амплитуду порядка 2000 м и пологий угол северо-восточного крыла - 8 градусов.

Особо следует подчеркнуть приуроченность всех этих проявлений углеводородов к терригенным отложениям, перекрывающим девон – нижнекаменноугольные отложения котловины.

В 1997 г. ОАО «Сибнефтегеофизика» начала сейсморазведочные работы по опорным профилям, направленные на поиски месторождений нефти и газа.

Работы выполнены методом ОГТ с кратностью перекрытий 72 с применением виброисточников, объём выполненных работ 450,35 км. Кондиционные временные разрезы получены по трём поперечным и одному продольному профилям, пересекающим различные структурно-тектонические зоны: восточный склон Салаирского кряжа, Присалаирское осложнённое крыло, центральную часть Кузнецкого прогиба, частично складчатую зону Кузнецкого Алатау [1]

На глубинных региональных разрезах представлен полный геологический комплекс Кузнецкого прогиба. Появилась возможность проследить характер изменения мощностей крупных стратиграфических подразделений, внести уточнения в стратиграфические разбивки, выделить и наметить нефтегазоперспективные объекты.

В результате выполненной интерпретации первого этапа работ разработана покровно-блоковая модель строения Кузнецкого прогиба. Показано, что сочленение Кузнецкого прогиба с Салаирской складчатой областью проходит по пологому шарьяжу, под которым продолжаются его силур-нижнепермские отложения. Под мощным тектоническим покровом в этой части разреза выделены крупные Урско-Бачатская антиклиналь, Подсалаирская синклиналь и Восточно-Салаирская тектоническая ступень. Были выявлены 4 первоочередных нефтегазоперспективных объекта. По кровле нижнекаменноугольных отложений выделена крупная антиклинальная структура – Кузнецкая мегаантиклиналь шириной около 70 км. и амплитудой до 2000 м.

Работы были продолжены в 1999 г. Было квыполнено 442,05 км. профилей.

Отражающие горизонты, выделяемые на временных и глубинных разрезах, соответствуют главным геологическим границам раздела в осадочном чехле Кузнецкого прогиба. Выделены опорные отражающие горизонты: ВБ – в кровле балахонской серии; ВТ – в подошве отложений Кузнецкого угленосного бассейна (кровля морских отложений верхотомской свиты); установлен ряд условных горизонтов (Г, Е, У, И), отождествляемых с границами внутри кольчугинской серии. Кроме того, также условно выделены границы S (кровля силурийских отложений) и R (кровля рифейских отложений). Предполагается, что история тектонического развития территории представляет собой процесс, который последовательно усложнял структуру краевой части западного склона Кузнецкого Алатау.

Оформившийся в салаирскю фазу каледонского тектогенеза в виде антиклинория Кузнецкий Алатау и расположенный юго-западу от него Салаирский горстовый массив представляли собой постоянные для каждого последующего этапа положительные структурные элементы.

Результатом позднегерцинского тектогенеза явилась смена тетонических деформаций: растяжение, следствием которого стало образование приразломной депрессии, сменилось процессами регионального сжатия, приведшими к появлению надвигов и взбросов, поверхности сместителей которых возникли в процессе образования складчатых структур.

На сейсмических разрезах видно, что кровля верхотомской свиты верхнего карбона (ВТ), а также вся толща, ограниченная этой поверхностью, смяты в складки близкие по типу к складкам скалывания, нагромаждённым друг на друга и образующим антиклинальное поднятие.

Система Салаирских надвигов рассматривается как единая длительно развивающаяся структура, возникшая в результате периодического проявления однонаправленных сжимающих усилий. Предсалаирский надвиг представляет собой главный дизъюнктив системы Салаирских надвигов, по которому кембрийско-силурийские толщи Салаирской пластины надвинуты на отложения герцинской депрессии.

В зоне сочленения Томь-Колыванской складчатой области и Кузнецкой котловины надвиговых структур не зафиксировано. Особенностью Томь-Колыванского антиклинория является смена приповерхностной высокоамплитудной складчатости с глубиной низкоамплитудной складчатостью в осадочной толще среднекембрийско-девонского возраста.

В развитии Кузнецкой котловины, как возможного нефтегазоносного бассейна рассматривается две стадии развития: преимущественного прогибания и осадконакопления и складкообразования, вызванного орогенезом.

Выделены следующие перспективные поисковые объекты скопления УВ:

а) Области развития девонских органогенных построек (гл. 1500-2000 м.): пр. 04.99.04 ПК 102000-108000; пр 04.99.05 ПК 28000-35000.

б) Высокоамплитудная складчатость девонских отложений Томь-Колыванской

складчатой области (гл. 1000-3000 м.): пр. 04.99.01 ПК 160000-172000.

в) В прибортовой зоне возможны месторождения как в девонско-каменноугольном комплексе на глубинах 2900-4200 м (асимметричные складки – Виноградовская антиклиналь и Сыромолотненская гемиантиклиналь), так и в нижних горизонтах пермских отложений на глубине ок. 1000 м. антиклинальных структур (Виноградовская, Сыромолотненская,Южно- и Северо-Борисовская).

г) В покровно-складчатой зоне возможны месторождения УВ в девонско-каменноугольных отложениях, собранных в антиклинальные складки (Подсалаирская, Восточно-Салаирская, Мусохрановская), гл. 4000-7500 м.

В 2000 году были проведены тематические работы «Экспертная обработка результатов работы методом ОГТ». В результате была подтверждена высокая эффективность метода. И даны рекомендации: «Начать площадные поисковые работы в зоне сочленения Кузбасса и Кузнецкого Алатау, переинтерпретировав имеющиеся здесь материалы глубокого бурения с позиций выделения рифогенных тел в карбонатной толще нижнего карбона – верхнего девона».

Таким образом, Кузнецкая котловина рассматривается нами в качестве новой нефтегазоносной провинции расположенной в центре промышленно освоенной части Сибири.

Литература

1. *Борщ С.С., Беспечная Л.Ю., Ведерников Г.В.* Новые данные о геологическом строении Кузнецкого прогиба. – Геофизика, 2001 (спецвыпуск).
2. *Губкин И.М.* Избранные сочинения, т. II. Изд. АН СССР. М.:1953, с. 339.
3. *Угольная база России.* Т. II.М:Изд. ООО «Геоинформцентр». 2003, 604 с.
4. *Черкасов Г.Н.* Эпохи формирования месторождений нефти и газа и новое направление их поисков в Сибири //Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа (Матер.V Междунар. конф.). – М.:МГУ, 2001, с.484-487.
5. *Черкасов Г.Н., Сержантова Е.А.* Дегазация Кузнецкого блока литосферы Алтае-Саянской складчатой области и перспективы его нефтегазоносности //Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ (Матер. Междунар. конф., посвящ. памяти акад. П.Н.Кропоткина). – М.:ГЕОС, 2002.
6. *Черкасов Г.Н.* Новый подход к оценке перспектив нефтегазоносности Кузбасса (Западная Сибирь) // Новые иди в геологии и геохимии нефти и газа: системы осадочных бассейнов (Матер. VIII Междунар. конф.). – М: ГЕОС, 2005, с.475-477.
7. *Черкасов Г.Н.* Принципиальная геолого-генетическая модель нафтидогенеза и его современные проявления по югу Сибири //Вулканизм, биосфера и экологические проблемы (Матер. V Междунар. научн. конф.). – Майкоп-Туапсе:Изд-во АГУ, 2009, с.74-75.
8. *Шаров Г.Н., Березиков Ю.К., Авдеев А.П., Макеев В.Ф., Натура В.Г., Зимаков В.М.* Угольный газ Кузбасса и перспективы его промышленного освоения. - В сб.: Нетрадиционные источники углеводородного сырья и проблемы его освоения, т. 2. Санкт-Петербург. 1992, с. 56-57.
9. *Шаров Г.Н., Черных А.И.* Особенности глубинного строения Кузнецкой впадины в связи с нефтегазо- и рудоносностью. В кн: Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Тез. докл. Новосибирск, изд. «Гео». 2006, с. 243-245.

ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Шаров Г.Н.

ООО Институт геолого-экономических проблем РАЕН
(g.sharov@bk.ru)

Глубокий анализ состояния и проблем геодинамики, данный В.Е. Хаиным в начале текущего десятилетия [8, 9], несмотря на достижения последующих лет, сохранил свою актуальность.

Важнейшими положениями являются рассмотрение планеты в качестве открытой системы, признание равноправного сосуществования плейт-тектоники и плюм-тектоники, необходимость учёта влияния ротационного эффекта на геодинамические процессы, обозначение активных слоёв, обладающих пониженной вязкостью и играющих ведущую роль в глобальной геодинамике. Остаётся открытым вопрос об источнике энергии, не иссякающей миллиарды лет и являющейся движущей силой эволюции Земли.

Исследование Земли, познание процессов её зарождения, эволюции, имеют не только научно-познавательное, но и сугубо прикладное значение.

Господствующие парадигмы, гипотезы, нередко объявляемые теориями, с одной стороны являются рабочими и позволяют находить эффективные пути поисков месторождений полезных ископаемых, с другой часто сдерживают реализацию решений, которые впоследствии оказываются эффективными. В первую очередь это касается поисков месторождений углеводородного сырья.

Полезными ископаемыми являются все природные вещества Земли, извлечение и использование которых при существующих технологиях экономически целесообразно.

Важным следствием познания эволюции Земли является понимание опасности вмешательства современной цивилизации в естественные процессы, являющиеся неотъемлемой составляющей эволюции Земли.

Несмотря на некоторую архаичность, на которую указывает ряд исследователей, гипотеза О.Ю. Шмидта [14] остаётся смелым шагом в познание мира.

Отталкиваясь от её основ, учитывая идеи, изложенные в трудах В.И. Вернадского [3], В.Е. Хаина [8, 9], И.С. Шкловского [13], Ю.М. Пущаровского [6], Е.Е. Милановского [5], других отечественных и зарубежных учёных, а также опираясь на собственные исследования [10, 11, 12], автор пришёл к некоторым выводам, изложенным в данном докладе.

Для природы характерно «соперничество» антагонистических процессов: уплотнение-разуплотнение, рассеяние-концентрация, упрощение-усложнение и т.п. Нередко эти процессы сосуществуют при превалировании одного над другим или сменяют друг друга. Эволюция Земли не исключение.

На стадии аккреции преобладало уплотнение, вызванное постоянным наращиванием массы планеты в условиях интенсивной бомбардировки, втягивания в её зону гравитационного влияния газово-пылевого межзвёздного вещества.

При этом, кинетическая энергия превращалась в тепловую, которая тут же (по некоторым расчётам до 50%) стала излучаться во Вселенную, а также обеспечила не только разогрев, но и уплотнение вещества вплоть до образования фазы, в которой находится вещество ядра планеты. Значительная часть энергии как бы законсервирована в ядре и удерживается в высокоплотных фазах.

Кроме обычных фазовых переходов типа кипения, плавления, возгонки, происходящих в рамках атомно-молекулярной структуры вещества, предполагается фазовый переход, когда увеличение давления и температуры приводит к нарушению структуры атомов и образованию сверх плотной материи в состоянии близком к плазме.

В следующую после аккреции стадию формирования планеты на смену уплотнению пришло разуплотнение. Поступление масс из космоса на поверхность Земли и несомая ими кинетическая энергия стали незначительными. Однако планета продолжала и продолжает излучать в Космос тепловую энергию, но уже за счёт аккумулированной в ядре энергии. Высвобождение этой энергии, по мнению автора, происходит в процессе обратных фазовых превращений и перехода вещества более плотной в менее плотную фазу.

Одним из наименее исследованных вопросов является вопрос о начале аккреции, о центре аккретизации (по аналогии с центром кристаллизации). Был ли «зародыш» или нет. И.М. Белозёров [1] предполагает в качестве зародыша осколок барионной звезды, некоторые исследователи предполагают крупные планетозимали. Однако возникновение самих планетозималий при этом «остаётся за скобками».

По мнению автора, следует согласиться с понятием так называемой «гравитационной неустойчивости». «Сущность этой неустойчивости состоит в том, что по причине всемирного тяготения материя не может быть распределена с постоянной плотностью в сколько угодно большом объёме», Шкловский И.С. [13].

Согласно этому положению, вещество не может быть в пространстве размещено равномерно, концентрация в сгустки неизбежна. В обозримом пространстве сгустками являются галактики, газо-пылевые туманности, звёзды, планетарные туманности, планеты.

В основе превалирующих представлений о строении Земли лежит предположение о внутреннем ядре, как об остаточном дифференциате расплавленной вследствие получения огромного количества кинетической энергии планеты. Внешнее ядро при этом - остаточный материал первичного расплава, из которого тяжёлые составляющие уходят во внутреннее ядро, а лёгкие формируют мантию.

Позволю себе предположить другую схему. Внутреннее ядро представляет собой вещество, образовавшееся из первичного материала планеты, сформированного в процессе аккреции. В ядре находятся все составляющие, которые попали в тело планеты на стадии аккреции. В том числе водород, углерод, кислород, азот, сера и другие лёгкие элементы. Однако все они под влиянием колоссальных давления и температуры перешли в иное фазовое состояние. В связи с неясностью этого состояния различными исследователями даются ему и различные названия: плазма, предплазменное состояние, перегретый и пересжатый пар, нейтронный бульон. Такие определения несут неодинаковое содержание. В любом случае, плотность этого вещества находится между плотностью вещества в атомарно-молекулярном виде и ядерной плотностью.

В любом случае, разрушаются не только химические связи, но и электронные оболочки атомов, образуется по терминологии И.М. Белозёрова [1] «нейтронный бульон». Находящиеся в центре Земли, по мнению В.В. Кузнецова [4] остатки остывающего плазмоида Протоземли, представляющие собой перегретый, пересжатый пар, имеют расчётную сверхметаллическую плотность при давлении в центре Земли около 3.5 миллиона атмосфер и температуре около $1{,}5 \times 10^4$К около 35 г/см^3.

С окончанием аккреции начинается обратный фазовый переход. В первую очередь из вещества внутреннего ядра по И.М. Белозёрову за счёт распада нейтронов формируется водород, затем гелий, затем все остальные элементы включая их многочисленные изотопы. Эти преобразования носят экзотермический характер. Внешнее ядро, состоящее уже из этих производных, может существовать только в виде расплава, в котором циркулируют постоянно поступающие из внутреннего ядра протоны, электроны, водород и его производные. Создаётся постоянный электрический ток во внешнем ядре, обуславливающий магнитное поле Земли. Магнитное поле Земли

взаимодействует с внешним магнитным полем, в частности солнечным, вызывая обратное влияние на характер электрического тока во внешнем ядре. Последствия, вызываемые этим явлением, пока не ясны.

Переход вещества из фазового состояния внутреннего ядра в фазовое состояние внешнего ядра сопровождается уменьшением его плотности, увеличением радиуса планеты, её объёма и площади поверхности. При формировании каждой следующей оболочки планеты, происходит уменьшение плотности, увеличение радиуса, объёма и площади поверхности Земли.

На начальных стадиях разуплотнения Земля представляла собой внутреннее ядро, покрытое огненным океаном внешнего ядра, на котором формировалась первичная кора.

По мере расходования вещества внутреннего ядра происходит уменьшение его радиуса, объёма и площади поверхности. Соответственно снижается общая теплоотдача внутреннего ядра, создаются благоприятные условия для формирования мантии и коры. Происходит постепенное «выгорание» ядра.

Эволюция Земли происходит в условиях открытой системы. Это касается и каждой из оболочек планеты. По мнению автора, в условиях преобладания разуплотнения Земли, на границах разнофазовых сред происходит изменение фазового состояния вещества, сопровождаемое скачкообразным уменьшением его плотности и таким же увеличением объёма, высвобождением энергии, в том числе тепловой. Возникает избыточное давление на вышележащие оболочки в условиях открытой системы, а также разогрев вышележащей оболочки в переходном слое D" с образованием менее плотных очагов, являющихся корневыми системами плюмов.

На границах вышележащих оболочек Земли, имеющих разные физические характеристики, также имеют место фазовые превращения, сопровождающиеся меньшими, но также скачкообразными изменениями плотности. При этом скорость вращения каждой оболочки с удалением от ядра падала. На границах возникали зоны пониженной вязкости (возможно плавления). Здесь происходит разрядка возникающих напряжений и формируются корни плюмов более высоких порядков.

Поскольку поверхности всех оболочек (начиная с поверхности ядра) имеют в рельефе положительные структуры, а мощность слоя D" колеблется в широких пределах, то помимо избыточного давления вверх, возникают усилия направленные на выдавливание вещества менее плотной фазы в сторону вершин положительных структур, над которыми и формируются корни плюмов. Этот механизм «работает» на границе ядро-мантия и на всех выше расположенных зонах перехода. Поэтому плюмы могут быть различной глубины заложения, но зачастую они телескопируются. Плюм рассматривается как некоторый объём разуплотнённого вещества, проникающего через более плотные оболочки Земли в направлении от её центра. Характерно наличие выступов ядра под океанами.

При разуплотнении на границе ядра и мантии происходит разделение элементов с последующим образованием минеральных форм. Где, на каком этапе происходит разделение на твёрдые, жидкие, газообразные образования в процессе восхождения плюмов, требует дополнительного изучения. Металлоносность нефтей, наличие битумов в рудных месторождениях подчёркивают общность их происхождения.

В процессе продвижения восходящего потока и направленного изменения PT-условий усложняется химический состав движущейся массы с образованием H_2O, CO_2, CH_4, H_2S и др., а в дальнейшем происходит синтез сложных углеводородов, возможно в капиллярных системах в присутствии катализаторов, а также образование металлоорганических соединений и других соединений, являющихся прародителями как нефти, так и минеральных эндогенных образований.

Границы сред, в которых вещество находится в различных фазовых состояниях,

иногда являются ловушками для различных полезных ископаемых. Например, газогидраты на границе океанической коры и водной оболочки. Ловушками для жидких, газообразных, твёрдых полезных ископаемых являются и различные геоструктурные, термобарические, геохимические, возможно иные, обстановки.

Предлагаемая гипотеза предопределяет вывод о постепенном «выгорании» ядра и переходе его вещества в мантию. Соответствующие переходы, сопровождаемые увеличением объёма каждой последующей менее плотной фазы, приводят к увеличению общего объёма планеты, увеличению её площади, что подтверждает вероятность гипотезы расширяющейся Земли. На всём протяжении эволюции Земли происходило и происходит «глобальное растрескивание» всех оболочек выше слоя D". Проявление плюмов на поверхности Земли в зоне влияния таких трещин происходит в рифтовых океанических системах. В иных случаях образуются структуры центрального типа, такие как структура Мексиканского залива или Яно-Колымский геокон [12]. По мере «выгорания» ядра снижается теплоотдача планеты, активность её дегазации и пополнения атмосферы. Постепенная потеря атмосферы в этом случае в результате диссипации неизбежна.

Построения Тектоники плит с учётом предлагаемой гипотезы требуют существенной трансформации. Приоритет глубинных процессов проходящих на границах разноплотностных сред в глубинах Земли, перемещение плит как следствие этих процессов на сегодня уже не кажутся лженаучными. Увеличение объёма и площади Земли позволяют избежать искусственных построений связанных с понятием субдукции, спрединга. Они есть, но не в тех масштабах и не на ту глубину.

Роль конвекции в эволюции Земли, на взгляд автора, преувеличена. В условиях гравитации ничто менее плотное не может погрузиться в более плотное без приложения дополнительных усилий. Такие усилия создают плюмы, но эти усилия достаточны для реализации плитной тектоники лишь в верхних оболочках Земли, преимущественно в коре, но не достаточны для вдавливания плит, тем более представляющих собой мозаику, в глубины мантии, тем более, вплоть до её нижней границы. При этом должна иметь место обратная конверсия плотностей, что маловероятно. Конвекция, сопровождаемая тепломассопереносом, по мнению автора, возможна лишь в пределах слоёв с близкой плотностью на основе её изменения при разности температур.

Помимо переноса вещества плюмами от ядра происходит постоянное поступление нейтронов, пронизывающих всю толщу мантии и земной коры. Воздействие образующегося водорода, образование метана, синтез нефти происходят постоянно. Осадочные отложения, особенно углеродсодержащие являются благоприятной средой для накопления углеводородов. В том числе это рассеянное углеродистое вещество в карбонатах, горючие сланцы, пласты угля.

Предлагаемая гипотеза требует пересмотра сложившихся подходов к поискам месторождений, в первую очередь, углеводородов. Влияние этих процессов на характер рудоотложения не изучен. Это касается как разновозрастных стратиформных месторождений, так и месторождений других типов, особенно крупных и гигантских.

Среди опасностей для цивилизации, которые возникают в связи с деятельностью человека, нарушающей естественный ход эволюции Земли, хочу отметить три:

Растущее использование атомной энергии ведёт к накоплению ядерных отходов. Какими бы средствами защиты мы не изолировали их, по сравнению с периодами полураспада они являются временными. Это кроме последствий ядерных катастроф типа чернобыльской или, не дай Бог, ядерной войны.

Загрязнение нефтью и нефтепродуктами гидросферы. Это не только океан, но и гидросфера суши. Дефлюидизация Земли является естественным процессом, последствия которого природой

компенсируются. Однако она не готова к компенсации искусственных разливов нефти.

Изменение температурных и иных условий нахождения газогидратов в океанах и под многолетнемёрзлыми породами чревато их массовой газификацией, что непосредственно повлечёт к изменению состава атмосферы со всеми вытекающими последствиями.

В очень интересной книге Ивана Мазура «Восток России: новая эпоха» приведено изречение на пирамиде Хеопса: «Люди погибнут от неумения пользоваться силами природы и от незнания истинного мира».

Переосмысливая это изречение можно сказать: «Будущее человечества находится в руках лучшей его части – в руках научного сообщества».

Литература

1. *Белозёров И.М.* Природа глазами физика. - Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2008.- 131 с.
2. *Валяев Б.М.* Углеводородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений. Геология нефти и газа, 1997, № 9, с. 30-37.
3. *Вернадский В.*И. Очерки геохимии. М: Наука, 1983. 422 с.
4. *Кузнецов В.В.* Физика Земли и Солнечной системы. Тр. ИГиГ СО АН СССР. – Вып 639. – Новосибирск, 1984. – 92 с.
5. *Милановский Е.Е.* 27-й Междунар. геол. Конгресс. Доклады. Т. 21. Становление и современное состояние концепций расширения и пульсаций Земли. – М: «Наука», 1984. – с. 41-51.
6. *Пущаровский Ю.М.* Избранные труды: Тектоника Земли. Т. 1:Тектоника и геодинамика. – 2005. – 2005. – 350 с.
7. Тектоносфера Земли. – М: «Наука»,1978. – 532 с.
8. *Хаин В.Е.* Современная геодинамика: достижения и проблемы. «Природа». 2002, с. 1-16.
9. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. – М: Научный мир, 2003. – 348 с.
10. *Шаров Г.Н.* Эволюция Земли и происхождение полезных ископаемых// Металлогения Сибири. Тез. докл. Новосибирск: СО РАН, 1987. С. 223-228.
11. *Шаров Г.Н.* Фазовый переход вещества и эволюция Земли// VI Междунар. Конф.: Новые идеи в науках о Земле. Тез. докл. М. 2003. С. 128-129.
12. *Шаров Г.Н.* Особенности строения и рудоносность Яно-Колымского геокона. – Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Тез. докл. Новосибирск. СО РАН, 2006. С. 242-243.
13. *Шкловский И.*С. Звёзды. М: Наука. 1980, 352 с.
14. *Шмидт О.Ю.* Происхождение Земли и планет. М.: Изд. АН СССР, 1962. 132 с.

ОТРАЖЕНИЕ В ГЕОМЕТРИИ РАЗЛОМНО-СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ФИЗИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Шахтыров В.Г.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт, г. Магадан, Россия
(Shakhtyrov@neisri.ru)

В.И.Вернадский в своей работе «Химическое строение биосферы Земли и ее окружения писал, что «… есть одна область явлений, которая, в сущности, лежит в основе всего естествознания. Это пространственная геометрическая основа всех земных материальных и энергетических проявлений …» (цитировано по изданию 1987 г.). Каждая из конкретных мелкомасштабных структур Верхояно-Колымской складчатой области, будь то антиклинории, синклинории, «районы пологих деформаций» и др., обладает теми или иными размерами, определенной формой в плане, инфраструктурными разломно-складчатыми рисунками и их ориентировкой, которые необходимо анализировать с целью получения дополнительной тектонической информации.

Так обращает на себя внимание размер складчатых структур в зависимости от того, какой возраст имеют слагающие их терригенные отложения верхоянского комплекса. В Западном Верхоянье картируются крупные антиклинории (Орулганский, Куранахский, Бараинский) протяженностью от 250 до 500 км, сложенные каменноугольно-раннепермскими отложениями. В Яно-Колымской складчатой системе уже видна тенденция к уменьшению размера складчатых структур. Аян-Юряхский антиклинорий, сложенный главным образом позднепермскими осадками, состоит из правостороннего эшелона складок, каждая из которых простирается не более чем на 100-150 км. Иньяли-Дебинский синклинорий, как и Сартангский синклинорий Верхоянья, представлены серией многочисленных узких линейных складок протяженностью менее 100 км.

Причина этого явления кроется в том, что здесь сработал своеобразный «эффект ожидания складчатости». В Западном и Южном Верхоянье осадочные толщи длительное время находились в режиме диагенетических преобразований (начиная с верхнего карбона – до средней юры), в Аян-Юряхском и Нерском антиклинориях Яно-Колымской складчатой системы это «ожидание» заметно короче – начиная с поздней перми, в Иньяли-Дебинском синклинории – с триаса-ранней и средней юры. Эта ситуация отражена, например, в степени развития так называемого стратиформного золотого оруденения. «Стратиформный» кварц в Верхоянье и Южном Верхоянье развит широко, в Аян-Юряхском и Нерском антиклинориях значительно реже и преимущественно в замках антиклинальных структур, в Иньяли-Дебинском синклинории этот кварц практически отсутствует. Реакция на складчатость опосредована физическим состоянием осадочных толщ; наиболее древние отложения претерпели катагенические преобразования, лишились значительного количества воды и приобрели хрупкие качества, в то время как более молодые, в частности юрские осадки, сохранили значительное количество воды и проявляли себя в момент главной складчатости как пластические толщи.

Рассмотренные факты характеризуют приповерхностные зоны земной коры, однако не отражают физического состояния глубоких частей литосферы региона. О нем можно судить по следующим признакам. Юго-восточная (магаданская) часть Яно-Колымской складчатой системы в момент

главной колымской складчатости развивалась в правостороннем, центральная (прииндигирская) – в левостороннем сдвиговом режиме, северная (улахан-тасская) приобрела широтную ориентировку и в поле тектонических напряжений формировалась в надвиговом тектоническом режиме [5]. Подобная кинематическая ситуация явно отражает крупные смещения в фундаменте складчатой системы, происходившие в условиях потери прочности.

Верхоянский антиклинорий в своей южной оконечности испытывает мощный загиб, отражающий левосторонние сдвиговые деформации по сквозной Вилюйско-Алданской зоне дизъюнктивных нарушений [2], в восточном направлении эта разломная зона продолжается как Кобюминская система субширотных складок и нижнеюрских впадин [6]. По нашему мнению сквозная зона продолжается еще далее в восточном направлении, отражаясь Верхоянской неотектонической впадиной субширотной ориентировки, заметным переломом простирания структур Аян-Юряхского антиклинория, 2-3х километровым левосторонним смещением магнитных аномалий в Чай-Юрьинском глубинном разломе, крупным поперечным разломом-сбросом, разграничивающим только начинающие вскрываться эрозией и глубоковскрытые части гранитоидных «батолитов» Малый и Большой Анначаги, заканчиваясь в виде группы широтных Оротуканских разломов. Крупный широтный линеамент, продолжающий рассматриваемую сквозную зону к западу, прослеживается практически через всю южную часть Сибирской платформы [3].

Названные кинематические особенности как продольных, так и сквозных тектонических структур уже не могут быть объяснены физическим состоянием осадочного чехла, и, несомненно, имеют более глубинные причины. Как считает Е.В.Артюшков [1], континентальная литосфера основную часть времени сохраняет высокую прочность, однако изредка испытывая резкое размягчение, когда и проявляются складчатость и рифтогенез. Такое резкое размягчение по всей вероятности и характеризует этап главной колымской складчатости с его интенсивным гранитоидным магматизмом, однако локальные и кратковременные размягчения видимо происходили и ранее, о чем свидетельствует, например, проявление раннеюрского базальтового магматизма в Кобюминской зоне складок и триасовые вулканогенно-туфогенные проявления в полосе влияния Оротуканской группы широтных разломов.

Локальная потеря прочности помимо Яно-Колымской складчатой системы характеризует также Аллах-Юньскую и центральную часть Верхоянской складчатых систем. Эти структуры охарактеризованы нами как сфенохазмы – своеобразные клиновидные образования, требующие для своего формирования горизонтальных растяжений литосферы путем противоположного вращения контактирующих блоков [4]. Сфенохазмы ограничены крутыми осадочными флексурами, которые в орогенный этап трансформируются в сдвиги и служат основными вместилищами золото-сульфидно-кварцевых, золото-кварцевых и золото-сурьмяных месторождений. Крупнейшей флексурой является Адыча-Тенькинская в Яно-Колымской складчатой системе, контролирующая размещение Сентачанского, Сарылахского месторождений в якутской части и Родионовское, Игуменовское, Павликовское, Наталкинское, Дегдеканское и Токичанское месторождения – в магаданской. По Е.В.Артюшкову крутые пограничные флексуры – свидетели глубинного размягчения литосферы.

Литература

1. *Артюшков Е.В., Беэр М.А.* Механизм погружений континентальной коры в складчатых поясах северного обрамления Тихого океана. 1. Верхояно-Колымская складчатая система // Тихоокеан. геология, 1984, № 2. С. 10-21.

2. *Ситников В.С., Спектор В.Б.* Вилюйско-Алданская система дислокаций // Геофизические исследования в Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978. С. 35-45.
3. *Старосельцев В.С.* Трансрегиональные линеаменты и движения плит // Разведка и охрана недр, 2007, № 8. С. 15-20.
4. *Шахтыров В.Г.* Сфенохазмы в мезозоидах Северо-Востока Азии и геотектоническая позиция гранитоидного магматизма и золотого оруденения // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Тр. Всероссийского совещания. Магадан, 4-6 сентября 1997 г. Том 1. Геология, геохронология и геохимия. Магадан: 2000. С. 68-76.
5. *Шахтыров В.Г.* Верхояно-Колымский ороклин // Геодинамика, магатизм и минерагения континентальныхз окраин севера Пацифика: Материалы Всерос. совещ. (XII годичное собрание Сев.-Вост. отд-ния ВМО), посвящ. 90-летию акад. Н.А.Шило (Магадан, 3-6 июня 2003 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 59-62.
6. *Шепелева Я.П.* Условия проявления раннеюрского магматизма Южного Верхоянья // Вестник Якутского ГУ, 2007, том 4, № 1. С. 121-124.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПОЗДНЕГЕРЦИНСКИХ ГРАНИТОИДОВ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА И ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ – ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОД БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Шацилло А.В., Федюкин И.В.

ИФЗ РАН, Москва (shatsillo@gmail.com)

Кривые кажущейся миграции полюса (КМП) древних платформ являются одним из важнейших «инструментов» использующихся при построении глобальных палеореконструкций, оценке кинематических параметров платформ и восстановлении тектонических событий в складчатых областях, обрамляющих эти крупнейшие элементы Земной коры. На сегодняшний день уровень разработки средне- позднепалеозойского сегмента КМП Сибирской платформы едва ли можно признать удовлетворительным, что вызвано двумя обстоятельствами: недостаточным количеством палеомагнитных данных и, зачастую, их низким качеством, с одной стороны, и противоречивостью данных, с другой. Как следствие этому, вопросы, касающиеся палеогеографии, характера перемещений Сибирской платформы при взаимодействии с Балтикой, Казахстанским континентом и другими Евразийскими блоками в процессе закрытия Палеоазиатского океана и амальгамации Пангеи, остаются, по сути, открытыми. Таким образом, получение достоверных палеомагнитных данных для рассматриваемого интервала геологической истории представляется весьма актуальным.

В настоящем сообщении мы приведем палеомагнитные результаты для карбон-пермского уровня, полученные авторским коллективом по югу Сибири (Байкало-Патомская складчатая область) за последние годы.

Байкало-Патомский регион и прилегающие к нему территории имеет достаточно сложное геологическое строение, что вместе со средней степенью обнаженности, практически полным отсутствием дорог, интенсивной расчлененностью рельефа (вплоть до альпийского) и труднопроходимой тайгой, представляет определенные сложности при его изучении. Каменный материал, результаты исследования которого мы представляем, был получен в ходе сплавных маршрутов 2008-2010г.г. по крупным водным «артериям» региона (реки Ципа, Витим, Бол.Патом, Лена) и их притокам.

В самом приближенном виде геологическое строение региона (рисунок), изучавшееся не одним поколением отечественных геологов, все имена которых просто не позволяет перечислить формат публикации, можно охарактеризовать следующим образом (с севера на юг):

От дугообразного изгиба р.Лена (~60˚с.ш.), конформного структурам Байкало-Патомской складчатой области, до широты п.Бодайбо (~58˚с.ш.) располагаются мощные рифей-вендские комплексы пассивной (Патомской) окраины Сибири. Позднедокембрийские комплексы Патомской окраины интенсивно деформированы, осложнены надвигами (с вергентностью в сторону кратона) и разобщены палеопротерозойскими террейнами (Чуйское, Тонодское и Нечерское поднятия), являющимися, вероятно, фрагментами фундамента Сибири. По платформенной периферии Патомской зоны рифей-вендские толщи перекрываются (без угловых несогласий) палеозойскими (вплоть до силура) терригенно-карбонатными отложениями чехла, вмещающими силлы и дайки позднедевонских базитов (жаровский комплекс). Перечисленные образования деформированы в едином структурном плане, что указывает на постдевонский

возраст складчатости, по крайней мере, в этой (приплатформенной) части Патомской зоны. В тоже время на юго-западе территории появляются синтектонические граниты (Мамская кристаллическая полоса), возраст которых, в пределах Ю-З части Мамско-Бодайбинского синклинория (~57˚с.ш. 110˚в.д.) недавно был определен как силурийский [3].

Далее к югу, примерно от широты п.Бодайбо и до широты г.Улан-Удэ (~52˚с.ш.), получают тотальное распространение посттектонические карбон-пермские гранитоиды Ангаро-Витимского батолита (АВБ), «уничтожившие» значительную часть более древних образований. Здесь же Патомская зона граничит с Байкало-Муйской, граница между которыми трассируется на юго-запад к северной оконечности оз.Байкал и на юго-восток к оз.Орон, «утыкаясь» здесь в раннедокембрийские структуры Алдано-Станового щита.



Генерализованная тектоническая схема Байкало-Патомской области и прилегающих территорий. Многоугольники и соответствующие им цифры - районы работ: 1- нижнее течение р.Бол.Патом и р.Лена (жуинская, ченчинская и нохтуйская свиты, жаровский комплекс); 2- нижнее течение р.Витим (гранитоиды Ангаро-Витимского батолита- конкудеромамаканский и мамско-оронский комплексы); 3- нижнее течение р.Ципа (гранитоиды Ангаро-Витимского батолита- витимканский и ингамакитский комплексы); 3 и 4- материалы К.М.Константинова (ИЗК СО РАН), холоднинская(4) и падроканская (5) свиты. Пояснения в тексте.

Байкало-Муйская зона имеет сложное строение, определяющееся сочетанием разновозрастных линейных и мозаично-блоковых зон, включающих офиолитовые, островодужные, турбидитовые и пр. комплексы, а также гранитоиды и метаморфиты с возрастами от ~1000 до 600 млн.лет [4]. В настоящее время получены достаточно убедительные свидетельства вендской (~600млн.лет) коллизии Байкало-Муйской зоны с Сибирской платформой (=Патомской зоной), проявленные как на западе зоны, так и на востоке [5,6]. В пределах Байкало-Муйской зоны, помимо позднепалеозойских гранитоидов АВБ, обнаружены также ордовикские и силурийские граниты [4], маркирующие, вероятно, тектонические события, произошедшие после главной коллизионной стадии и, возможно, являющиеся отголоском коллизионных событий Ольхонского региона.

Далее к югу от Байкало-Муйской зоны (~56˚с.ш.) и вплоть до Монголо-Охотской мезозойской сутуры З-ЮЗ – В-СВ простирания (~50-52˚с.ш.) располагаются турбидитовые и островодужные комплексы венда- раннего палеозоя Забайкалья, фрагментарно сохранившиеся в провесах кровли АВБ. В свою очередь, на каледониды Забайкалья наложены средне- позднепалеозойские впадины интерпретируемые как бассейны pull-apart (подобные структуры зафиксированы и в Байкало-Муйском поясе). Толщи, слагающие эти впадины, достаточно интенсивно деформированы. На юге территории получают широкое распространение позднепалеозойские образования Селенгино-Витимского вулкано-плутонического пояса рифтогенного типа, формировавшегося, как предполагается, в тылу активной континентальной окраины Сибири [2]. Структуры Забайкалья, как и вся южная часть Алдано-Станового щита, интрудированы мезозойскими гранитоидами, являющимися результатом субдукции коры Монголо-Охотского океана «под» Сибирскую платформу. Общая структура региона осложнена системой левых сдвигов Ю-З – С-В простирания, связанных с развитием Байкальской рифтовой системы, но возможно имеющим более древнее заложение.

Основным объектом палеомагнитных исследований, направленных на получение информации по карбон-пермскому уровню, были гранитоиды Ангаро-Витимского батолита. Это определялось генеральным посттектоническим положением батолита в структуре региона, широким площадным распространением, слагающих его пород и достаточно убедительной оценкой возраста, основанной на десятках геохронологических определений, укладывающихся в интервал 310-270млн.лет [7].

Необходимо отметить, что крупные гранитные массивы являются достаточно сложным объектом для палеомагнитных исследований, что связано, в первую очередь, с отсутствием надежных критериев для восстановления их первичного залегания. Именно поэтому главным полигоном исследования АВБ были выбраны самые северные его выходы, где наложенные тектонические процессы наименее проявлены. Гранитоиды АВБ были нами изучены в нижнем течении р.Витим (от оз.Орон до п.Бодайбо и ниже), что соответствует северной части Байкало-Муйской зоны – югу Патомской, а также, рекогносцировочно, по р.Ципа в зоне Забайкальских каледонид (Баргузинский террейн). Всего было изучено около 30 обнажений гранитоидов, относимых к мамско-оронскому, конкудеро-мамаканскому, витимканскому и ингамакитскому комплексам. В той или иной степени уверенный результат был получен лишь по 8-ми обнажениям р.Витим (2-я фаза конкудеро-мамаканского комплекса), достаточно узко географически локализованным, и по одному на р.Ципа (2-я фаза витимканского комплекса), таблица. Рассчитанные для каждого обнажения палеомагнитные полюсы хорошо группируются, что указывает на близкий возраст

намагниченности зафиксированной в изученных объектах и на отсутствие значительных тектонических движений (вращений и наклонов) в «теле» батолита в постмагматическое время. При этом примечательно, что «витимские» и «ципинские» объекты разделены серией мощных сдвиговых зон (Томпуда-Нерпинская, Баргузинская, Аргода-Бамбуйская), активных в кайнозое. Практически все изученные гранитоиды обратнонамагничены, что в комплексе с геохронологическими данными по АВБ, позволяет предполагать, что намагниченность пород сформировалась во время суперхрона обратной полярности Киама (317-265млн.лет). Значительное отличие рассчитанного среднего полюса гранитоидов от референтного полюса пермо-триаса Сибири и близость к раннекарбоновому полюсу [8] может указывать на наиболее древний из «допустимого» (~300млн.лет) возраст намагниченности и, соответственно, изученных гранитоидов АВБ.

На севере Патомской зоны (нижнее течение р.Бол Патом, р.Лена) в структурах северного фланга Тонодского поднятия и Тогус-Дабанской мульды нами были изучены осадочные толщи позднего докембрия (жуинская и ченчинская свиты, 5 обнажений), раннего кембрия (нохтуйская свита, 7 обнажений) и позднедевонские базитовые силлы жаровского комплекса (20 обнажений). Лабораторная обработка палеомагнитных коллекций показала, что в значительной части образцов, (особенно жуинской и ченчинской свит) содержится метахронная компонента намагниченности, часто являющаяся единственной четко интерпретируемой. В породах нохтуйской свиты и жаровского комплекса данная компонента проявлена менее интенсивно, но ее присутствие, в той или иной степени, всегда ощутимо. Данная компонента уверенно определяется фолд-тестами как послескладчатая, как в объеме обнажений (если это позволяют вариации элементов залегания), так при сравнении средних по обнажениям для всех изученных возрастных уровней. Полюсы для каждого обнажения, рассчитанные в современной системе координат, достаточно хорошо группируются, а рассчитанный по региону средний полюс статистически не отличается от полюса гранитоидов АВБ (таблица). Как и гранитоиды АВБ все изученные породы Патомской зоны обратнонамагничены. Мы предполагаем, что формирование послескладчатой намагниченности Патомской зоны вызвано становлением гранитоидов АВБ и синхронно ему.

Отметим, что расстояние от изученных структур Патомской зоны до самых северных выходов АВБ, экспонированных на дневную поверхность, составляет не менее 200км. В тоже время, данные аэромагнитной съемки [1], показывают наличие интенсивных отрицательных магнитных аномалий, охватывающих территорию площадью 1100кв.км, которая расположена в непосредственной близости от изученного нами района (северная граница площади распространения аномалий соответствует ~60˚с.ш. 116˚в.д.). Это может означать, что под рифей-вендскими толщами Патомской зоны находится не вскрытый эрозией крупный интрузив. Учитывая полученные нами палеомагнитные данные, есть все основания полагать, что таким интрузивом могут являться производные АВБ.

При обсуждении вопроса «батолитового» перемагничивания пород Патомской зоны интересно привлечь независимые данные, полученные К.М.Константиновым и коллегами (персональное сообщение) по образованиям Байкало-Муйской зоны (таблица, холоднинская (ранний-средний карбон), падроканская (венд) свиты). Здесь, как и в нашем случае, зафиксирована четкая послескладчатая компонента намагниченности обратной полярности. Как видно (таблица), соответствующие полюсы перемагничивания, либо близки, либо статистически значимо не отличаются от среднего полюса гранитоидов АВБ. Таким образом, можно говорить о «трансрегиональном» характере

послескладчатого перемагничивания, вызванного становлением АВБ.

№	Объекты	n	Plong	Plat	A95	Slong	Slat
ПАТОМСКАЯ ЗОНА							
1	21 жуинская и ченчинская св.	29	121.5	35.6	5.0	114.51	59.78
2	22 ченчинская св.	6	113.8	33.2	7.3	114.51	59.89
3	31 ченчинская св.	12	125.5	21.2	13.6	115.55	60.11
4	33 жуинская и ченчинская св.	18	136.7	24.9	7.8	115.65	60.12
*5	34 жуинская и ченчинская св.	15	124.8	13.3	12.7	115.65	60.16
СРЕДНЕЕ (1-5)		5	124.7	25.8	11.1		
6	24 нохтуйскаясв.	6	124.6	43.3	34.7	114.58	59.95
7	25 нохтуйскаясв.	12	109.7	29.9	20.0	114.89	60.04
*8	28 нохтуйскаясв.	3	60.8	48.8	40.3	115.31	60.09
9	37 нохтуйскаясв.	13	121.7	44.8	10.0	116.16	60.15
*10	40 нохтуйскаясв.	4	117.7	4.9	17.7	116.17	60.19
СРЕДНЕЕ (6-10)		5	109.3	36.5	26.0		
*11	30 жаровский к-с	9+1c	95.3	37.7	19.3	115.48	60.10
*12	41 жаровский к-с	9+1c	107.1	51.4	29.5	116.19	60.20
13	44 жаровский к-с	5+3c	126.7	35.5	18.2	116.30	60.30
14	59_2 жаровский к-с	5	127.4	39.6	45.8	116.39	60.42
15	L-1 жаровский к-с	22+12c	136.8	35.6	8.8	116.66	60.44
СРЕДНЕЕ (11-15)		5	119.4	41.0	14.0		
СРЕДНЕЕ ПО РЕГИОНУ γ/γ_c=7.5/14.0		15	118.2	34.5	9.3		
БАЙКАЛО-МУЙСКАЯ ЗОНА							
**16	холоднинскаясвита γ/γ_c=13.9/13.6	11	131.0	25.0	10.1	110.5	56.2
**17	падроканская свита γ/γ_c=10.2/19.5	27	115.0	44.0	10.3	115.0	57.0
ГРАНИТОИДЫ ХАНГАРС-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА							
18	Т-3 конкудерөмамаканский к-с	2+3c	119.9	28.5	31.3	115.05	57.79
19	Т-4 конкудерөмамаканский к-с	3+3c	128.6	30.0	22.2	114.92	57.93
20	Т-5 конкудерөмамаканский к-с	10	121.6	42.5	12.4	114.87	57.86
21	Т-5А конкудерөмамаканский к-с	7+1c	121.8	36.2	9.9	114.87	57.86
22	Т-5В конкудерөмамаканский к-с	9	123.5	50.2	13.8	114.87	57.86
23	Т-5С конкудерөмамаканский к-с	3+5c	142.3	39.3	23.2	114.87	57.86
24	Т-017 конкудерөмамаканский к-с	3	117.7	51.2	26.4	114.98	57.82
25	Т-018 конкудерөмамаканский к-с	6	121.7	31.9	17.2	114.87	57.86
26	4 витимканский к-с	8	136.5	32.6	18.9	115.65	55.06
СРЕДНЕЕ (18-26)		9	126.2	38.3	6.8		
Варианты расчета осредненного полюса							
1	среднее по регионам	4	123.0	35.6	11.4		
2	среднее по обнажениям	26	121.4	35.9	5.8		
3	среднее по обнажениям, селекция	21	125.1	36.2	4.2		

Палеомагнитные полюсы.

№- порядковый номер; n- количество образцов/штуфов/обнажений/регионов участвующих в статистике, для отдельных обнажений индекс «с»- круги перемагничивания; Plong/Plat- долгота/широта палеомагнитного полюса; A95- радиус круга доверия; Slong/Slat- долгота/широта обнажения; γ/γ_c- угловое расстояние и его критическое значение при сравнении с полюсом гранитоидов АВБ; *- данные, исключенные в результате селекции (3-й вариант расчета осредненного полюса); **- данные К.М.Константинова (ИЗК СО РАН).

Средний полюс, рассчитанный на основе полученных данных и данных К.М.Константинова, дает прочную основу для разработки позднепалеозойского сегмента КМП Сибири и восстановления палеогеографического положения Сибирской платформы на рубеже карбон-пермь. Далее остановимся на вариантах расчета среднего полюса. Мы предлагаем «пользователям» три варианта (таблица): 1) расчет по средним направлениям для регионов (Патомский + Байкало-Муйская зона, холоднинская свита + Байкало-Муйская зона, падроканская свита + гранитоиды АВБ); 2) расчет среднего по всем обнажениям; 3) расчет среднего по всем обнажениям с использованием селекции данных. В данном случае селекция данных подразумевает последовательное исключение из выборки полюсов, статистически значимо (на 95% уровне вероятности) отличающихся от среднего, при соответствующих значениях кучности распределения (этот механизм реализован в пакете палеомагнитных программ «SELECT» С.В.Шипунова и подробно описан в [9]). Как видно (таблица), все три способа дают очень близкие результаты, разница выражается в величине круга доверия (A95), то есть в точности определения. Принимая во внимание тот факт, что вариант расчета (1) использует крайне неравномерные по объему выборки исходных данных, мы считаем, что более корректными являются подходы 2 или 3, «склоняясь» в пользу последнего.

Выводы:

1. Получен первый надежно обоснованный полюс Сибири для рубежа карбон-пермь, который мы предлагаем использовать для построения соответствующих палеореконструкций и при разработке кривой КМП Сибирской платформы. Из полученных данных следует, что на рубеже карбон-пермь Сибирь располагалась в северном полушарии, на широтах, близких к современным (между 48 и 72˚с.ш.), при этом она была развернута на ~160˚ по часовой стрелке, таким образом, что ее современная «алданская» окраина была обращена к северу, а Диксон, по иронии судьбы, был самой южной точкой.

2. Хорошая региональная сходимость карбон-пермских полюсов Патомской, Байкало-Муйской зон и Баргузинского террейна указывает на то, что в послекарбоновое время рассматриваемые регионы развивались как единая жесткая структура и не испытывали существенных тектонических воздействий, которые смогли бы привести к локальным разворотам и наклонам отдельных блоков.

3. Исходя из масштабов карбон-пермского послескладчатого перемагничивания пород Бакало-Муйской и Патомской зон, можно сделать вывод о трансрегиональном характере его проявления. Время становления гранитоидов Ангаро-Витимского батолита можно считать верхним возрастным пределом складчатости Бакало-Муйской и Патомской зон.

4. Исходя из того, что на севере Патомской зоны (Тогус-Дабанская мульда) в складчатость вовлечены позднедевонские силлы, а верхний возрастной предел складчатости, как было показано, не моложе рубежа карбон-пермь, складчатость в этом районе должна иметь карбоновый возраст. Это заключение вступает в противоречие с данными о «силурийском возрасте главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны» [3], полученными в результате датирования синтектонических гранитов Ю-З части Мамско-Бодайбинского синклинория. То есть либо фронт складчатости «проградировал» на северо-восток и достиг северной части Патомской зоны только через 50-100 млн.лет после аналогичных событий на юго-западе региона, либо рассматриваемые регионы имели относительно независимое тектоническое развитие, либо заключение о силурийском возрасте главных складчатых деформаций в Мамско-Бодайбинском синклинории ошибочно.

5. Данные по карбон-пермскому «батолитовому» перемагничиванию пород

севера Патомской зоны, в комплексе с данными аэромагнитной съемки [1] позволяют предполагать наличие в этом регионе не вскрытого эрозией крупного интрузивного тела карбон-пермского возраста, являющегося, вероятно, самым северным ареалом проявления позднегерцинского магматизма в Байкало-Патомской складчатой области.

Спасибо Виктору Ефимовичу Хаину.

Литература

1. Буш В.А., Лёвин Ф.Д. Трапповые и дайковые комплексы юга Сибирской платформы // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Том 1. М.:ГЕОС, 2010, с.91-96.
2. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 1, с.53-70.
3. Зорин Ю.А., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П. и др. Силурийский возраст главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны // ДАН, 2008, том 423, №2, с.228-233.
4. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника 2007. №6. с.23-51.
5. Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеенко А.М. Гранитоиды фундамента Олокитской зоны (Байкальская складчатая область): новые U-Pb-изотопные данные // ДАН, 2006, том 407, №6, с.819-822.
6. Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Ковач В.П., Богомолов Е.С., Федосеенко А.М. Возраст гранитоидов зоны сочленения Байкало-Муйского складчатого пояса и Каларского метаморфического террейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, том 17, №2, с.38-46.
7. Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов западного Забайкалья Геология и геофизика, 2007, т. 48, № 1, с.156-180.
8. Шацилло А.В., Орлов С.Ю. Новые палеомагнитные данные по среднепалеозойским траппам Вилюйской палеорифтовой системы (Ыггыаттинская впадина, р.Вилюй) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 8. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. – В 2-х томах. – Т. 2. с.152-153.
9. Шипунов С.В., Бретштейн Ю.С. Проблемы компонентного анализа в палеомагнетизме // Физика Земли, 1999, №3, с.52-61.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ПОСТКОЛЛИЗИОННАЯ СТРУКТУРА АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

Шевченко Б.Ф.[а], Горошко М.В.[а], ГурьяновВ.А.[а], Сальников А.С.[б], Соловьев В.М.[в]

[а] *Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск* (goroshko@itig.as.khb.ru)

[б] *ФГУП Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья. МПР РФ, Новосибирск*

[в] *Алтае-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН, Новосибирск*

При выполнении тектонических построений на основе новых данных о геолого-геофизическом строении исследуемой территории (карты нового поколения, космические снимки) и глубинном строении Алдано-Станового щита с последующим анализом тектоники метаморфических толщ, в пограничной зоне между Алданской гранулит-гнейсовой и Становой гранит-зеленокаменной областями установлена Пристановая зона интенсивного развития складчато-надвиговых дислокаций субширотного простирания, прослеживающаяся вдоль Станового разлома от восточного Забайкалья до Прибрежной системы северо-восточных разломов на побережье Охотского моря, на расстояние свыше 1000км при ширине 50-100км.

Район области исследований ограничен координатами 122-129° в.д. и 52-60° с.ш. и включает помимо названых выше тектонических структур следующие тектонические элементы: Аргуно-Мамынский микроконтинент, Монголо-Охотский и Селенга-Становой орогенные пояса. Результаты анализа (детальные геологические разрезы масштаба 1:200 000 и комплексные геолого-геофизические модели), позволили нам выделить упомянутую выше зону интенсивного развития надвиговых структур в виде самостоятельного тектонического элемента.

За северное ограничение Пристановой зоны принята система мезозойских субширотных надвигов трассирующих серию юрско-меловых Южно-Алданских впадин (Южно-Якутский, Гонамский, Атугей-Нуямкий, Токинский). Южная граница зоны с запада на восток проходит практически по Становой системе разломов, имеющих сбросо-сдвиговый и надвиговый характер. Этими надвигами прогиб разделен на фрагменты, выделяемые как отдельные впадины (Чульманская, Токинская и др.) и так называемые «грабены», являющиеся ничем иным, как эрозионными «окнами» в аллохтонных покровах метаморфических толщ или выведенными на поверхность юрскими отложениями в ограниченных разломами тектонических клиньях. К востоку от Токинской впадины, в бассейне р. Большой Тыркан юрские отложения установлены только бурением под покровом гнейсов мощностью свыше 100м, и на дневной поверхности не наблюдаются. Следовательно, Южно-Якутский прогиб, как единая структура, по своим масштабам сродни Донбассу, в юрских отложениях которого, включая и перекрытые аллохтонами докембрийских толщ, могут быть заключены гигантские запасы каменных углей.

Главные черты геологического строения области сочленения Алданской гранулит-гнейсвовой и Становой гранит-зеленокаменной областей нашли свое отражение в геофизических полях. В гравитационном поле в Пристановой зоне выделяется осевой максимум и расположенные на его флангах линейные минимумы [1]. Осевой линейный максимумна всем своем протяжении соответствует поясу выхода на поверхность пород гранулитовой фации высоких давлений и линейно вытянутым в субширотном направлении ареалам дайкообразных тел, лакколитов и штоков раннепротерозойских мафит-ультрамафитов непосредственно трассирующих северное

крыло Станового линеамента. С севера и юга центральный осевой максимум обрамлен полосами пониженного гравитационного поля, природа которых на юге определяется массивами юрских гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса, а на севере отвечает Южно-Алданскому угленосному прогибу. Контакты глубинных гранулитов со структурами Становой области прослеживаются на значительные глубины с наклоном на север. По всей вероятности, выведенные на дневную поверхность гранулиты Зверевского, Сутамского и других блоков этого пояса следует рассматривать как выходы нижних горизонтов земной коры.

По комплексу геофизических признаков Пристановая складчато-надвиговая зона (ПрСНЗ) имеет отличный от сопредельных тектонических структур глубинный образ. По геологической интерпретации геофизических данных ПрСНЗ расположена в зоне смены типов земной коры от двухслойного (Становой мегаблок) к трехслойному (Алданский мегаблок). Глубинные характеристики земной коры и литосферной мантии, полученные на основе комплекса геофизических методов, позволяют построить серию структурно-геофизических моделей [6]. Они являются результатом решения обратной задачи геофизики и, частично, решением прямой задачи (плотностная 2 D модель). Уверенно выделяются элементы позволяющие отделять выделенную область развития Пристановой зоны на уровне верхней коры (глубины до 7 -10 км), на уровне средней и нижней коры (глубины 42 -50 км) и на уровне подошвы литосферы (глубины 120 - 140 км) от расположенной южнее Становой гранит-зеленокаменной области и от расположенной севернее Алданской гранулит-гнейсовой области.

На уровне верхней коры в плотностной 2 D модели Пристановой складчато-надвиговой зоне соответствуют области эффективных значений плотности 2.73 – 2.75 кг/м^3 . В 3 D плотностной модели конфигурация этой области значительно усложняется. Она распадается на два относительно изолированных тела с различной эффективной плотностью. Граница между этими телами, в проекции на земную поверхность, отвечает зоне Южно-Якутского надвига. Распределение трасс аномалий магнитоактивных тел, (магнитная модель) подчеркивает обособленность Пристановой зоны. Такая же обособленность проявляется в структурном плане скоростной модели (данные метода КМПВ). Модели для более глубоких уровней - 2 D и 3 D плотностные, геоэлектрическая (данные МТЗ), сейсмические (данные ГСЗ, МОВ-ОГТ) сейсмологическая (данные МОВЗ), тепловая (подошва литосферы) усиливают обособленность ПрСНЗ от сопредельных тектонических элементов земной коры.

Системы разломов, ограничивающие Пристановую складчато-надвиговую зону (Становая и Гонамская) имеют сквозькоровую природу и сопряжены с мантийными окнами (разрывы на границе поверхности «М») в подошве земной коры.

Установленные особенности геологического строения указывают на преобразование земной коры в коллизионной зоне сжатия [5]. Сжатие на границе мегаблоков сопровождалось сдвигово-надвиговыми дислокациями. В связи с этим, Пристановая зона сложена большим количеством тектонических пластин, представленных разнообразными по составу и условиях метаморфизма породами: гранулитами, ортогнейсами тоналит-трондьемитового состава, эндербито-гнейсами, плагиогнейсами, пириболитами, двупироксеновыми, роговообманко-пироксеновыми, гиперстеновыми кристаллическими сланцами, плагиоэклогитами, анортозитами, габброидами, гранитами, позднепротерозойскими и раннепротерозойскими зеленокаменными породами, линзами ультраосновных сланцев и кварцитов.

Положение Пристановой зоны в геодинамической эволюции данного региона и время её формирования обусловлены процессами сближения Сибирской и Китайской платформ,

перемещением микроконтинентов и фрагментов орогенных поясов, находившихся между этими двумя платформами, а ныне входящих в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса [4]. Более детальные палеогеодинамические реконструкции, основанные на дополнительных палеомагнитных данных, подтверждают наши тектонические построения.

Мезозойский возраст формирования зоны обосновывается: 1) наличием надвига архейских метаморфитов Станового мегаблока на юрские терригенные отложения Южно-Алданской системы впадин, 2) присутствием в зонах меланжа уплощенных глыб и обломков пород архейских метаморфических и юрских песчаников, 3) K-Ar-датировками диафторитов и динамо-пород по архейским метаморфическим комплексам в 142-154 млн. лет [2], 4) временем образования массивов (109-152 млн. лет) известково-щелочных гранитов (тындинско-бакаранский, удско-зейский и другие комплексы) вдоль южного борта Станового линеамента [5].

На начальной стадии в области будущей Пристановой складчато-надвиговой зоны заложилась серия рифтогенных впадин северо-северо-восточного простирания (древние координаты). Далее в результате процессов сжатия со стороны блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса с одновременным формированием Станового плутоногенного пояса на уровне средних и, возможно, нижних частей земной коры произошло выдавливание гранулитовых пластин в верхние горизонты земной коры. В постколлизионный этап, гранулитовые пластины, слагающие Пристановую зону, были надвинуты на юрские терригенные отложения впадин Южно-Алданской системы и метаморфические образования Алданского мегаблока. Процесс надвига гранулитовых пластин происходил дискретно. Об этом свидетельствует степень дислоцированности юрских отложений южных частей Чульманской и Токинской впадин. В частности в Чульманской впадине установлены антиклинальные и синклинальные складки шириной до нескольких километров с углами наклона крыльев 49°-70° , осложненные многочисленными субпараллельными взбросами, которые наклонены к югу. В северных частях впадин юрские отложения залегают спокойно (до 2°) полого погружаясь к югу. Накопление мезозойских отложений происходило в пределах единого узкого бассейна протяженностью до 1000 км.

Таким образом выполненные исследования указывают на то, что Пристановая складчато-надвиговая зона является постюрским тектоническим элементом, расположенным на границе двух крупных тектонических структур – Алданской гранулит-гнейсовой и Становой гранит-зеленокаменной областей Алдано-Станового щита.

Тектонические движения в Пристановой зоне продолжаются и в настоящее время. На это указывает интенсивное проявление в ней разноглубинных землетрясений различного энергетического класса [3].

Литература

1. *А.М. Алакшин, Л.П. Карсаков* Глубинное строение зоны Станового структурного шва // Тихоокеанская геология,№3, 1985, С.76-86
2. *В.Г. Амарский, В.Г. Ветлужских.* Пакеты надвиговых пластин, меланж и формации мезозоя в зоне сочленения Становой области и Алданского щита // Геология и геофизика, № 2, 1990, С. 8-12
3. Геодинамика Олёкмо-Становой сейсмической зоны // Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С. и др./ Якутск, изд. ЯФ СО РАН,1985, 136 с.
4. *Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф.*. Структура литосферы и мезозойская геодинамика восточной части Центрально-Азиатского пояса // Геология и геофизика, 2010, Т. 51, №5, С. 629-647.
5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)–М., МАИК Наука / Интерпериодика», 2001,- 571 с.
6. *Б.Ф. Шевченко, М.В. Горошко, В.А. Гурьянов, и др.* Структура и геолого-геофизическая модель области сочленения

восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и южной части Сибирской платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2, Иркутск, ИЗК СО РАН, 2010, С. 154-155.

МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ ЗОН ФАНЕРОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ)

Шевырев С.Л., Калашников А.О.

Воронежский госуниверситет, Воронеж, Россия
(shevirev@mail.ru)

Введение

Применение автором на Воронежской антеклизе космофотоснимков (КФС) с большим обзором и разрешающей способностью способствовало выявлению структур, рассматриваемых как зоны фанерозойской тектонической активизации. Это участки повышенной проницаемости земной коры, перспективные на обнаружение рудных и неметаллических полезных ископаемых.

На настоящем этапе исследований предложена методика обнаружения таких зон изучением структурных параметров (СП) рисунка линевентов (спрямленных участков изображения космических снимков, гидросети, овражно-балочной сети, в том числе ложбин безруслового стока, границ областей контрастного фототона), установлена корреляция известных рудопроявлений и месторождений с аномалиями карт СП.

Основой для расчета параметров рисунка линевентов юго-западного крыла Воронежской антеклизы, включившего Курскую, Белгородскую, Воронежскую области, часть Харьковской, Луганской и Ростовской областей, послужил массив макротрещин ручного дешифрирования числом более 32000 единиц, образовавших карту общей макротрещиноватости [8]. Вычисления параметров рисунка макротрещиноватости проводились по 400 окнам осреднения.

Карты структурных параметров рисунка линевентов

В ходе исследований были построены карты плотности линевентов (вычисленные по плотности и длине), карты изотропности и карты фрактальной размерности Минковского. Ниже освещается методика построения этих карт и принципы районирования по ним.

Самым общим выражением макротрещиноватости являются карты плотности линевентов (рис. 1А).

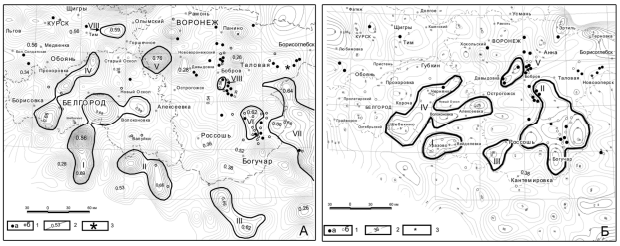


Рис. 1А. Карта Пд. 1 –рудопроявления (а – фундамент, б - чехол); 2 - значение, 3 – Каменносадовский палеовулкан (D_3fr). **Б** - Карта σ. Черные контуры - площади максимумов

Известно, что линейные элементы на КФС не тождественны разрывным структурам, а являются их отражением в ландшафте. Соотношения между линевентами и разрывными нарушениями носят вероятностный характер [6]. Плотность макротрещин – это совокупная длина или количество дешифрированных элементов на площадь расчетного окна осреднения, вычисляется автоматически по окнам осреднения с помощью авторского специализированного пользовательского расширения ГИС MapInfo. Сопоставлением полученных карт, а также известных фанерозойских структур и рудопроявлений установлено, что наиболее полно отражает тектоническую обстановку именно карта плотности длин макротрещин. Это объясняется тем, что единственное разрывное нарушение в действительности может дать на космоснимке прерывистый линевент и внесет свой вклад в составляемую карту. В случае если плотность вычисляется по совокупным длинам линевентов, этого не происходит.

Плотность макротрещин говорит о наличии на участке определенного числа макротрещин, но не может охарактеризовать свойства узора – такие как разнонаправленность линевентов или

степень, с которой трещины образуют непрерывную систему, где циркулируют флюиды – связность макротрещин. Информацию об этих качествах рисунка макротрещин нам предоставляют параметры – численно выраженные изотропия (рис. 1Б) и фрактальная размерность Минковского (рис. 2; 3). Рис. 3 отражает сопоставление месторождений, проявлений и пунктов минерализации рудных полезных ископаемых по данным ВСЕГЕИ [2] в пределах Калачско-Эртильского макроблока и Россошанской жесткой глыбы (РЖГ).

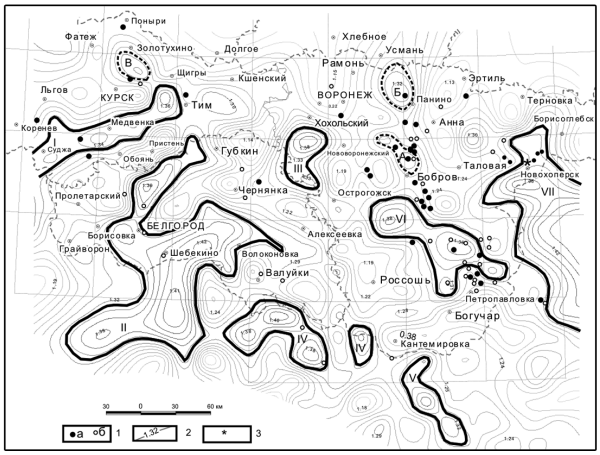


Рис. 2 Карта Dm. 1 – рудопроявления(а –фундамент, б - чехол); 2 –значение Dm, 3– Каменносадовский палеовулкан (D_3fr). Черные контуры – площади максимумов, прерывистые – локальные максимумы (Dm).

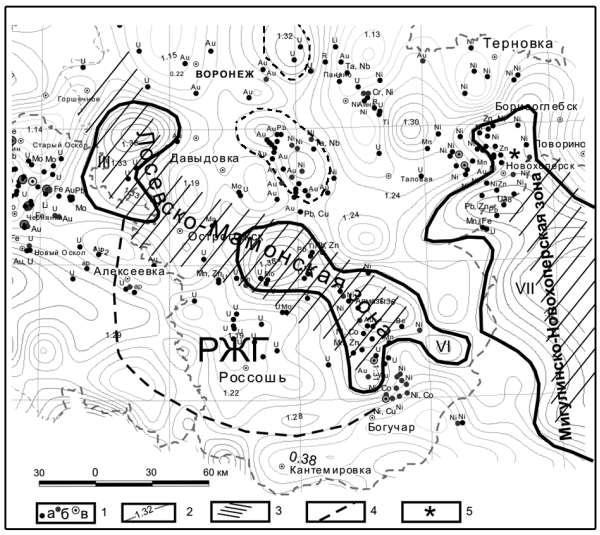


Рис. 3 Карта D_m для Калачско-Эртильского макроблока. 1 – рудные ПИ (а- месторождение, б– рудопроявление, в – пункт минерализации); 2- значение, 3- зоны тектонической активизации, 4- РЖГ, 5- палеовулкан.

Ранее классификация изучаемых территорий по изотропности проводилась качественно – визуально по розам-диаграммам [8, 1]. Нами предложено проводить оценку изотропности на количественной основе. Под изотропностью объекта по какому-либо параметру понимают равенство значений данного параметра по всем углам направления относительно выбранного центра. Изотропность восходит к понятию полной пространственной симметрии как инвариантности по отношению к преобразованию вращения. Исходя из этих соображений, изотропность узоров, состоящих из прямых линий, можно определить как равномерность распределения линейных элементов (их длины или количества) по углам ориентировок. Чем ближе распределение к равномерному – тем изотропнее узор, чем ближе к нормальном и чем уже кривая нормального распределения – тем анизотропнее. Наглядно это ранее выражалось в виде роз-диаграмм. Разброс значений (в нашем случае отражающий близость распределения к равномерному, т.е. степень изотропности узора) – это дисперсия или стандартное отклонение.

Некоторая сложность количественного определения изотропности связано с тем, что мы оперируем с замкнутой числовой системой (содержит значения от 0 до 360) и конечные точки в ней совпадают (0=360). Для определения изотропности линевентных сетей предложен алгоритм, по возможности преодолевающий эти сложности. Заключается он в приведении углов ориентировки к одной полусфере и определении среднеквадратичного отклонения значений углов, которое и является количественным критерием степени изотропности. Подобная методика использовалась для количественного определения степени трахитоидности (анизотропности) фойяитов Хибинского массива по углам ориентировок кристаллов доминирующего минерала – КПШ [3]. Автоматизация расчета численной изотропии для массива линевентов

реализована в модуле ГИС MapInfo *Isotropia*. Изотропию, как стандартное отклонение мы обозначаем σ.

Фрактальная размерность определялась клеточным методом [4] по тем же окнам осреднения, что и другие параметры (плотность, изотропность). Для автоматического ее вычисления нами был разработан программный модуль *WindowExporter* геоинформационной системы MapInfo. В его задачи входила разметка, подготовка и вывод растровых картографических данных из ГИС для обсчета во внешнем приложении. В качестве внешнего приложения использовалась консольная версия программы *FractalAnalizer* (автор Тихонов А., УГАТУ).

В твердом теле трещинная сеть образует перколяционный кластер [7], и таким образом, разломная сеть является структурой протекания, по которой из недр к поверхности в том или ином виде может передаваться эндогенные энергия и вещество (флюиды, гидротермы и т.п.). Проводимость структуры протекания не везде одинакова и определяется степенью связности. Выражением связности может служить фрактальная размерность Минковского, D_m [5].

Для характеристики взаимосвязи параметров, характеризующих рисунок сети макротрещин, были рассчитаны корреляционные кривые (рис. 4). Как видно из рисунка (см. рис 4, а, б), плотность сети линевентов ($П_ч$ и $П_д$) демонстрирует некоторую корреляцию с фрактальной размерностью Dm, коэффициенты корреляции r^2=0,5321 и r^2=0,5524 соответственно. Это говорит о наличии зависимости между связностью системы макротрещин и их количеством, выраженным в числе или длине.

Корреляции между изотропностью и плотностью, изотропностью и фрактальностью не установлено, r^2<0,01 (см. рис 4, в, г, д). Совпадения пиков этих взаимно независимых параметров способствует выделению наиболее перспективных районов, где система макротрещин отличаются и высокой изотропностью, и значительной фрактальностью, т.е. связностью. Такие участки мы полагаем наиболее перспективными для обнаружения эндогенных рудопроявлений.

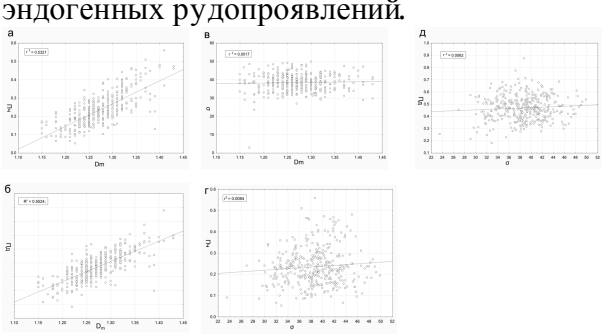


Рис. 4 Корреляция параметров макротрещиноватости: $П_д$, $П_ч$, D_m, σ.

При составлении карт рассчитанных параметров и выделении перспективных участков, выделялись аномалии, соответствующие следующему условию:

$$Z \geq M+s,$$

где Z – определяемый параметр, M – среднее арифметическое, s – стандартное отклонение. При определении пороговых значений аномалий мы использовали среднее арифметическое, так как оно соответствует максимуму кривой нормального распределения, а для рассчитанных параметров, характерен нормальный закон распределения.

Результаты

Рисунок макротрещин юго-западного склона Воронежской антеклизы вполне охарактеризован с помощью четырех новых параметров, расчет которых производится с помощью авторских расширений ГИС MapInfo: плотность сети макротрещин, исчисленная по их совокупной длине ($П_д$) и по количеству ($П_ч$); изотропность *σ*; фрактальная размерность Минковского D_m. Предложен способ количественной оценки изотропности макротрещин.

Установлены корреляционные зависимости между параметрами, что нашло свое выражение в интерпретации карт. Составлены соответствующие параметрам тематические карты, по которым установлены следующие закономерности:

- распределение рудоносных зон тектонической активизации фанерозоя и безрудных срединных массивов отражается в количественных параметрах рисунка макротрещиноватости;
- с помощью плотности $П_д$ и D_m установлена выраженная поперечная зональность Юго-западного склона Воронежской антеклизы;
- выделяемые зоны максимумов и минимумов значений соответствуют рудоносным зонам тектонической активизации и безрудным срединным массивам;
- выявлена достаточно хорошая пространственная приуроченность аномалий максимальных значений полей параметров плотности и фрактальности массива макротрещин юга Воронежской антеклизы к зонам фанерозойской тектонической активизации осадочного чехла и, как следствие, к ее молодым рудоносным структурам. Зоны максимумов $П_ч$, $П_д$ и D_m соответствуют перспективным зонам фанерозойской тектонической активизации, часто совпадают с известными рудопроявлениями, в то время, как параметр σ, изотропность, должен интерпретироваться совместно с другими параметрами. Например, система трещин структуры может быть изотропной, но не связной;
- фрактальная размерность Минковского, как показатель связности макротрещин, благоприятной для проникновения флюидов и отложения рудных компонентов, наиболее полно отражает зоны альпийской и киммерийской тектонической активизации
- установлено, что Россошанский срединный массив обладает низкой плотностью и фрактальностью трещин, но высокой изотропией, что косвенно подтверждает в нем потенциальную алмазоносную структуру. Сходными исчисленными характеристиками обладает “Давыдовский максимум” (зона V на рис. 1Б), находящийся в зоне сочленения разломов и крупных тектонических структур.

Полученные новые данные позволили по-новому взглянуть на перспективы рудоносности и поведение тех или иных структур в фанерозое, оконтурить перспективные площади, осевые зоны которые должны привлечь внимание исследователей.

Литература

1. Геолого-минералогическая оценка нетрадиционных видов сырья на территории Липецкой области. Окончательный отчет по хоздоговорной теме за 2002-2004 гг. (А. Е. Звонарев (ответственный исполнитель), А. Д. Савко, Д. А. Дмитриев, А. И. Чашка, В. И. Коптиль и др.). Воронеж, НИИ Геологии, 2004 г. – 220 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист М-37, (38). - Воронеж. Карта полезных ископаемых / Шик С.М., Симонова И.Н., Рудакова Р.В., – СПб., 2001
3. *Калашников А. О.* Зональность Хибинского массива по данным изучения калиевых полевых шпатов / А. О. Калашников, Е. А. Селиванова, М. И. Квятковская, Н. Г. Коноплева, Я. А. Пахомовский // Апатиты: Изд-во К&М, Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды III Ферсмановской научной сессии. 2006. С.121-123.
4. *Кроновер Р.М.* Фракталы и хаос в динамических системах / Р.М. Кроновер // – М.: Постмаркет, 2000. 352 с.
5. *Тарасевич Ю. Ю.* Перколяция: теория, приложения, алгоритмы: Учебное пособие./ Ю. Ю. Тарасевич // – М.: Едиториал УРСС, 2002. – 112 с.
6. *Трегуб А. И.* Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива / А. И. Трегуб // Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. – Вып. 9. – Воронеж: изд-во ВГУ, 2002 –220 с.
7. *Челидзе Т. Л.* Методы теории протекания в механике геоматериалов / Т. Л. Челидзе // – М.: Наука, 1987. 136 с.
8. *Шевырев С. Л.* Полиметаллическое оруденение в осадочном чехле южного крыла Воронежской антеклизы – условия локализации, прогнозные оценки прилегающих площадей по прецизионным дистанционным материалам/ С. Л. Шевырев // Вестник ВГУ, Серия Геология, 2006, №1, с. 114-121.

ПАЛЕОРИФТОВЫЕ СИСТЕМЫ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО РЕГИОНА И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Шеин В.А.

ООО «Газпром ВНИИГАЗ»
(V_Shein@vniigaz.gazprom.ru)

Наиболее крупными плитотектоническими структурам БКР являются: Восточно-Европейский палоконтинент с архейско-протерозойским кристаллическим фундаментом, палеомикроконтиненты, отколовшиеся от крупных палеоконтинентов и объединившиеся в мезоконтиненты в позднем рифее-венде (Баренцевский), либо в позднем палеозое (Западно-Сибирский). На севере региона находится Северный Ледовитый океан – Нансенская и Норвежская океанические впадины и прилегающие к ним поздний мел-кайнозойские пассивные окраины (Шпицбергенская, Франц-Иосифовская). Древние палеоконтиненты, палеомезоконтиненты в процессе геодинамической эволюции были разделены на более мелкие – палеомикроконтиненты. Так в пределах БКР ныне выделяются: Свальбардский, Печорский и Карский. Упомянутые плитотектонические структуры в свою очередь состоят из палеорифтов (континентальных, океанических), пассивных континентальных палеоокраин (трансформированных столкновением плит и нетрансформированных столкновением плит), орогенов столкновения плит.

В пределах БКР широко развиты как глубинные так и поверхностные грабены и межграбенные блоки [1, 6, 7]. Растяжение здесь сменялось краткосрочными периодами схождения, столкновения блоков, плит, что приводило к образованию инверсионных структур во внутренних частях платформы, либо в складчатых областях, опоясывающих палеоконтиненты, палеомикроконтненты, блоки. В пределах рассматриваемого региона выделено 5 палеорифтовых систем (тафрогенов) (рис. 1): А – Баренцевская (O-D_2; D_3-C_1; P-T_2), Б – Западно-Сибирская (PZ_3-T), Тимано-Печорская (O-D_2; D_3-C_1), Мезенская (R-V_1), Евразийская (K_2-N_1^1). В пределах Баренцевского тафрогена процессы растяжения наиболее интенсивно проходили в ордовикско-среднедевонское, поздний девон-раннекаменноугольные, пермо-триасовое время, периодически сменяясь кратковременными импульсами схождения после каждого периода рифтогенеза. В северной части Западно-Сибирской рифтовой системы наиболее интенсивно рифтогенез проявился в позднепермско-триасовый, в Тимано-Печорской – в ордовикско-девонский, в Мезенской – в рифей-ранневендский, в Евразийской – в поздний мел-раннемиоценовый этапы формирования бассейнов. Эпирифтовый этап в Баренцевском тафрогене наиболее четко прослеживается в поздний триас-раннемеловой, в Западно-Сибирском – в юрско-кайнозойский, в Тимано-Печорском – в мезозой-кайнозойский, в Мезенском – в поздний венд-мезозойский, в Евразийском – в поздний миоцен-четвертичный периоды. В эпирифтовый этап в пределах Баренцевского, Западно-Сибирского тафрогенов формировались надрифтовые депрессии, а на территории и акватории Тимано-Печорской, Мезенской, Евразийской рифтовых систем – пассивные континентальные палеоокраины. Причем в Тимано-Печорском и Мезенском тафрогене пассивные окраины были деформированы, а в Евразийском такой процесс еще не наступил. Рифтовые системы подразделяются на рифтовые зоны (см. рис. 1).

Тафрогены и рифтовые зоны служат основой для формирования нефтегазоносных (НГБ) и потенциально нефтегазоносных (ПНГБ) бассейнов Баренцево-Карского региона.

В разрезе палеорифтовых систем (БКР) нефтегазоносность установлена в палеозойских, триасовых, юрских и нижнемеловых отложениях. Нефтегазоносность Ба-

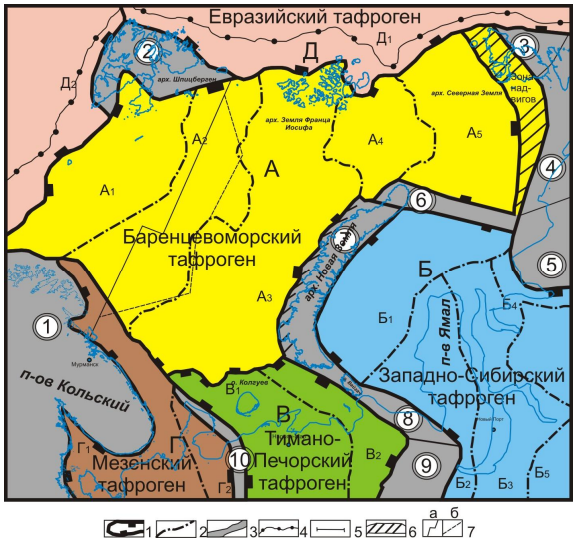


Рис. 1. Палеорифтовые системы Баренцево-Карского региона. Составлена по данным работ ([1-7] и др.).

1-2 - границы: 1 – палеорифтовых систем (тафрогенов), 2 – палеорифтовых зон; 3 – контуры складчатых областей в обрамлении (цифры в кружках – название областей), 4 – бровка шельфа (изобата 600 м), 5 – линия геолого-геофизического профиля, 6 – зоны надвигов, 7 – государственная граница России (а) и средняя линия по продолжению Норвегии в 1970 г. (б).

Палеорифтовые структуры и их возраст: А – Баренцевская (O-D_2; D_3-C_1; P-T_2), Б - Западно-Сибирская (P_2-T), В – Тимано-Печорская (O-D_2), Г – Мезенская (R-V_1), Д –Евразийская (K_2-Q). Рифтовые зоны (заглавные буквы и номер): $А_1$ – Западно-Баренцевская, $А_2$ – Центрально-Баренцевская, $А_3$ – Восточно-Баренцевская, $А_4$ – Святой Анны, $А_5$ – Северо-Карская; $Б_1$ – Предновоземельская, $Б_2$ – Ямальская, $Б_3$ – Уренгойская, $Б_4$ – Енисей-Хатангская, $Б_5$ – Худосейская, $В_1$ – Печоро-Колвинская, $В_2$ – Варандей-Адзъвинская; $Г_1$ – Лешуконско-Пинежская, $Г_2$ – Сафонговская; $Д_1$ – Амеразийская, $Д_2$ – Норвежская. Складчатые структуры в обрамлении (арабские цифры в двойных кружках: а – щиты (1 – Балтийский щит), б – орогены столкновения плит в обрамлении тафрогенов (2 – Свальбардский – D_1-D_3, 3 – Северо-Земельский – D_3-C_1, 4 – Центрально-Таймырский – D_3-C_1, 5 – Южно-Таймырский – PZ_3, Т, 6 – Северо-Сибирского порога – PZ_3, Т, 7 – Новоземельский – PZ_3, Т, 8 – Пайхойский – PZ_3, Т, 9 - Уральский – PZ_3, Т, 10 – Тиманский – R-Є.

ренцевского и Западно-Сибирского тафрогенов приурочена в основном к разрезу эпирифтового комплекса, а в Тимано-Печорском напротив залежи углеводородов связаны в основнм с породами рифтового комплекса (рис. 2). Залежи нефти, газоконденсата известны также в разрезе дорифтового (палеозойского) комплекса Западной Сибири.

В породах дорифтового, предрифтового, рифтового, эпирифтового комплексов выявлены залежи и ловушки различного типа: пластово-сводовые, массивные, литологически, стратиграфически экранированные, комбинированные и др. (рис. 3). Дорифтовому и предрифтовому комплексам свойственны сложнопостроенные залежи небольшого размера, рифтовому и эпирифтовому характерны залежи относительно простого строения и более крупного размера. В результате исследований получены следующие выводы.

1) В пределах БКР в рифейско-кайнозойское время преобладали процессы растяжения, сменявшиеся кратковременными периодами сжатия. В результате проявления процессов растяжения в пределах БКР сформировались пять палеорифтовых систем (тафрогенов): Баренцевская, Западно-Сибирская, Тимано-Печорская, Мезенская, Евразийская, которые отличаются по возрасту формирования, степени раскрытости и типам рифтов (континентальные, межконтинентальные, типа пул-апарт, океанические и др.). Рифтовые системы состоят из рифтовых зон, в пределах которых развиты отдельные рифты и межрифтовые блоки.

2) Палеорифтовые системы обрамляются орогенами столкновения плит, образовавшимися в разные этапы геодинамической эволюции: Свальбардским (D_1-D_3), Северо-Земельским (D_3-C_1), Центрально-Таймырским (D_3-C_1), Южно-Таймырским (PZ_3, Т), Северо-Сибирского порога (PZ_3, Т), Новоземельским (PZ_3, Т), Пайхойским (PZ_3, Т), Уральским (PZ_3, Т), Тиманским (R_3-Є) и Балтийским щитом.

3) Рифтовые системы и обрамляющие их складчатые структуры орогенов способствовали образованию нефтегазоносных (НГБ), газонефтеносных (ГНБ), потенциально нефтегазоносных (ПНГБ) бассейнов разного типа: 1 – континентальных рифтов и эпирифтовых депрессий (Баренцевский ГНБ, Западно-Сибирский НГБ), 2 – пассивных континентальных палеоокраин (Тимано-Печорский НГБ, Мезенский ПНГБ), 3 – океанических рифтов (Евразийский ПНГБ, Норвежско-Гренландский ПНГБ).

Рис. 2. Распределение залежей нефти и газа в разрезе рифтовых зон Баренцевско-Карского региона.

Залежи:

1. ● - нефти 2. ◇ - газа 3. ○ - газоконденсата

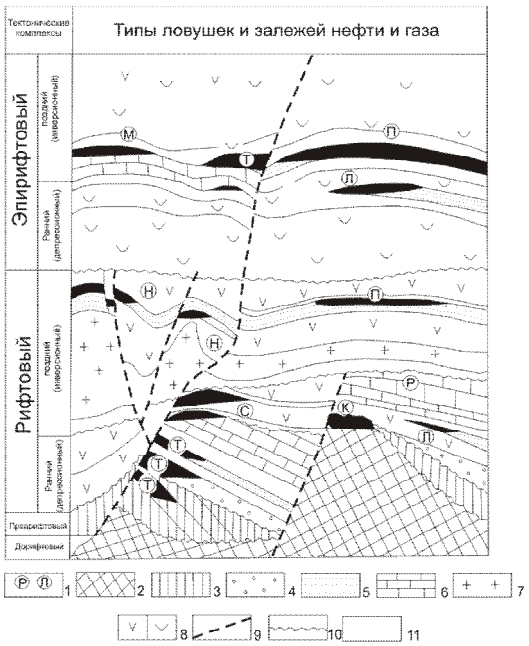


Рис. 3. Основные типы залежей нефти и газа в нефтегазоносных бассейнах континентальных рифтов.

1 – типы залежей нефти и газа (буквы в кружках): П – пластово-сводовые над приподнятыми межрифтовыми и внутририфтовыми блоками, эрозионными выступами, Н – пластово-сводовые, тектонически экранированные в структурах над соляными куполами, М – массивные, К – коры выветривания, Р – связанные с рифтовыми массивами, С – стратиграфически и тектонически экранированные (комбинированные), Л – литологически экранированные в песчаных линзах или в выклинивающихся пластах, Т – тектонически экранированные. 2-8 – тектонические комплексы палеорифтовых систем и слагающих их породы: 2 – дорифтовый (фундамент), 3 – предрифтовый (складчатое основание), 4-8 – породы, слагающие рифтовый и эпирифтовый комплексы: 4 – терригенные, континентальные, 5 – терригенные, морские, 6 – карбонатные, 7 – соли, гипсы, ангидриты, 8 – терригенные и карбонатные отложения: а – рифтового, б – эпирифтового комплексов; 9 – разломы, 10 размывы, несогласное залегание, 11 – экранирующие породы.

4) В процессе эволюции рифтовые системы испытали: 1 – дорифтовую, 2 – предрифтовую, 3 – рифтовую и 4 – эпирифтовую стадии развития. В эти стадии формируются соответствующие им тектонические и связанные с ними нефтегазоносные (НГК) и потенциально нефтегазоносные комплексы (ПНГК). НГК, ПНГК, образованные за счет континентальных (сводово-вулканических, щелевых, пул-апарт), океанических риф-тов отличаются набором формаций, ус-ловиями онтогенеза, типами ловушек и др.

Залежи нефти и газа выявлены в пределах Тимано-Печорского, Западно-Сибирского и Баренцевского тафрогенов: в породах рифтового и эпирифтового комплексов (Тимано-Печорский, Запад-но-Сибирский), эпирифтового комплекса (Баренцевский тафроген). В дорифтовом комплексе отмечены нефтегазопрояв-ления. Наибольшие перспективы нефте-газоносности связываются с эпириф-товым комплексом Западно-Сибирского, Баренцевского тафрогенов, рифтового комплекса Тимано-Печорского тафроге-на. В меньшей мере перспективны раз-резы рифтового комплекса Западно-Сибирского и Баренцевского тафрогенов и эпирифтового комплекса Тимано-Печорского. В качестве потенциально нефтегазоносных рассматриваются породы дорифтового, предрифтового комплексов с целью открытия небольших по запасам месторождений УВ.

Автор благодарит к.г-м.н. Астафьева Д.А. за помощь в подготовке статьи.

Литература

1. *Астафьев Д.А.* Тектоническое строение и перспективы нефтегазонос-ности северной части Западно-Си-бирского тафрогена и его обрамления / Д.А. Астафьев, В.А. Шеин/. Геология нефти и газа. – 2010. - № 3, с. 19-29.
2. *Богданов Н.А., Хаин В.Е. (отв. ред.).* Объяснительная записка к тек-тонической карте Баренцевского моря и северной части европейской России. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей, 1996, 88 с.
3. *Грамберг И.И., Супруненко О.И., Вискунова К.В. и др.* Нефтегазонос-ность Арктического супербассейна/ Разведка и охрана недр. – 2000. - № 12.
4. *Захаров Е.В.* Перспективы неф-тегазоносности нижне-среднетриасо-вых и среднеюрских отложений Ба-ренцева моря /Е.В. Захаров, В.А. Хо-лодилов, А.В. Толстиков/. Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. – М.: 2004. – № 9. – с. 7-9.
5. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный мир, 2001. – 606 с.
6. *Шипилов Э.В.* Региональная ге-ология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического ше-льфа России /Э.В. Шипилов, Г.А. Та-расов/. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. 306 с.
7. Arctic Geology and Petroleum Po-tential /Elsevier Amsterdam, 1993. – p. 751.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПАЛЕОРИФТОВЫХ СИСТЕМ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО РЕГИОНА

Шеин В.А.

ООО «Газпром ВНИИГАЗ»
(V_Shein@vniigaz.gazprom.ru)

Рассмотрению геологии и нефтегазоносности Баренцево-Карского региона (БКР) посвящен ряд работ обобщающего плана. Среди публикаций следует упомянуть капитальные работы С.В. Аплонова, Д.А. Астафьева, Н.А. Богданова, М.Л. Вербы, И.Ю Винокурова, В.П. Гаврилова, И.С. Грамберга, Е.В. Захарова, Л.П. Зоненшайна, К.А. Клещева, Ю.Н. Погребицкого, Б.В. Сенина, О.И. Супруненко, В.Е. Хаина, Э.В. Шипилова, а так же [1-11] и др.

Большинство упомянутых специалистов отмечают наличие в регионе палеорифтов и отводят им большую роль в формировании нефтегазоносных бассейнов.

В результате проведенных исследований нами выделены рифты, межрифтовые блоки и др., которые объединены в рифтовые зоны. Последние в свою очередь образую рифтовые системы или по А.М.Д. Шенгёру, Б.Д. Натальину [10] тафрогены. В БКР обособляются пять тафрогенов: А – Баренцевский, Б – Западно-Сибирский, В – Тимано-Печорский, Г – Мезенский, Д – Евразийский. На рис.1 (В.С. Шеин, В.А. Шеин, 2010) показано соотношение тафрогенов с крупными плитотектоническими структурами (палеоконтинентами, палеомезоконтинентами, палеомикроконтинентами) и структурами осадочного чехла (депрессиями, поднятиями и др.).

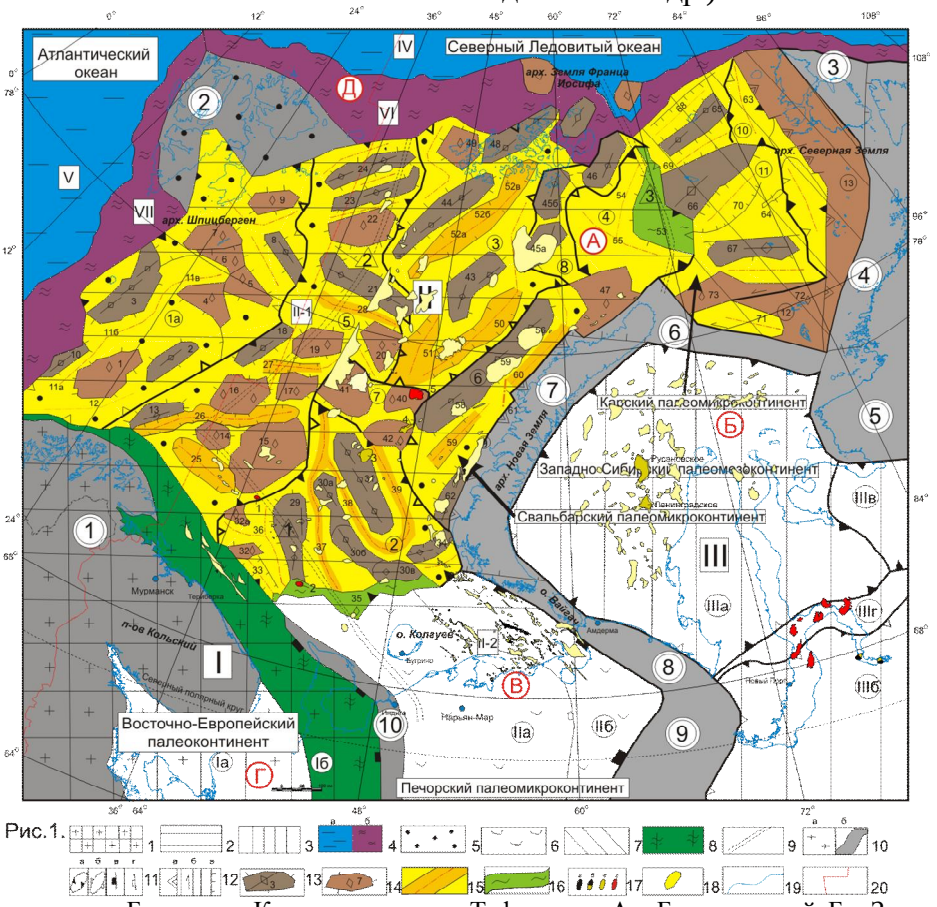


Рис. 1. Тектоническая схема Баренцево-Карского региона. Тафрогены: А – Баренцевский, Б – Западно-Сибирский, В – Тимано-Печорский, Г – Мезенский, Д – Евразийский.

Условные обозначения к рис. 1.:

1-10 – Главные плитотектонические структуры. *1-4 – палеоконтиненты* (римские цифры в квадратах)*:* **1** – древние с архейско-протерозойским кристаллическим фундаментом (I – Восточно-Евро-пейский), **2** – блоки (микроконтиненты), отколов-шиеся от крупных палеоконтинентов и объеди-ненные в позднем рифее-венде в мезоконтиненты (II – Баренцевский), **3** – тоже, но объединенные в мезоконтиненты в позднем палеозое (III – Западно-Сибирский); ***4-а –*** *современные океаны* (IV – Север-ный Ледовитый-Нансенская впадина; V – Анталан-тический-Норвежская впадина; б – поздний мел-кай-нозойские пассивные континентальные окраины (VI – Франц-Иосифовская, VII – Шпицбергенская); *5-7 – палеомикроконтиненты* (римские и арабские цифры в кружках): **5** – *Свальбардский* (II-1), **6** – *Печорский* (II-2), **7** – *Карский;* ***8*** *– средне-рифейские рифты и поздний рифей-палеозойская пассивная окраина Восточно-Европейского палеоконтинента,* ***9 – швы столкновения плит и их возраст*** (арабские цифры в треугольниках): 1 – Тиманский – присоединение Ба-ренции к Восточно-Европейскому палеоконтиненту – V-Є, 2 – Центрально-Баренцевский – присоеди-нение Арктиды к Евроамерике – D_1, 3 – Карский – присоединение Карского палеомикроконтинента к Арктиде – D_3-C_1; ***10*** *- складчатые структуры в об-рамлении палеоконтинентов, палеомикроконтинен-тов* (арабские цифры в двойных кружках): а – щиты (1 – Балтийский), б – орогены столкновения плит (2 – Свальбардский – D_1-D_3, 3 – Северо-Земельский – D_3-C_1, 4 – Центрально-Таймырский – D_3-C_1, 5 – Южно-Таймырский – PZ_3, T, 6 – Северо-Сибирского порога – PZ_3, T, 7 – Новоземельский – PZ_3, T, 8 – Пай-хойский – PZ_3, T, 9 – Уральский - PZ_3, T, 10 – Тиманский – R_3-Є; **11-18 – Основные структурные элементы осадочного чехла.** *11-12 – структуры первого поряд-ка:* **11** – *границы крупных* надрифтовых депрессий, прогибов (а), крупных зон поднятий, выступов, (б), внешних зон пассивных континентальных окраин (в), внутренних зон пассивных окраин (г). Крупные структуры первого порядка цифры и буквы в кружках) в пределах Восточно-Европейского палео-континента: I-а – I-б – среднерифейские рифты и поздний рифей-палеозойская Предтиманская пас-сивная окраина: I-а – внутренняя зона, I-б – внешняя зона. Крупные структуры первого порядка Печор-ского палеомикроконтинента: II-а–II-б – Предураль-ская пассивная окраина: II-а – внутренняя зона, II-б – внешняя зона, предорогенный прогиб. Крупные структуры первого порядка Западно-Сибирского ме-зоконтинента: III-а – III-в – надрифтовые депрессии: III-а – Южно-Карская, III-б – Надым-Тазовская, III-в Енисей-Хатангская, III-г – Мессояхский выступ. Крупные структуры в пределах Свальбардского палеомикроконтинента (цифры в кружках).*1-4 – надрифтовые депрессии*: (1 – Медвежинско-Ольгин-ская, 1-а – Медвежинская, 1-б – Ольгинская, 2 – Южно-Баренцевская, 3 – Северо-Баренцевская, 4 – Святой Анны; 5 – Центрально-Баренцевская зона выступов, поднятий, расчлененная поперечными грабенами, 6 – Адмиралтейский инверсионный, над-рифтовый вал, 7 – Лудловская зона приподнятых блоков, 8 – Альбановская зона выступов, 9 – Предновоземельский предорогенный прогиб и зона надвигов. Крупные структуры в пределах Карского палеомикроконтинента (цифры в кружках); 10-13 – 10 – Северо-Карский предорогенный прогиб, 11 – Островная горсто-грабеновая зона, 12 – структуры Северного порога, 13 – надвиги и надвиговая зона Северной Земли-Северного Таймыра; **12** – *основные разломы*: а – надвиги, б – сдвиги, в – сбросы и другие разломы; *13-16 – структуры второго порядка* – структуры внутри крупных надрифтовых депрессий, зон поднятий: ***13*** *– инверсионные меж-рифтовые и внутририфтовые валы* (внутри осевые части вала): 2 – Меркунус, 3 – Стаппен, 8 – Западно-Перспейский, 10 – Веслемойский,13 – Норсел, 18 – Эльдхольмский, 21 – Персейский, 23 – Виктории, 24 – острова Белого, 29 – Западно-Надеждинский, 30 – Теребиловский (выступы: 30-а – Теребиловский, 30-б – Андреевский, 30-в – Вос-точнго-Андреевский), 31 – Штокмановский, 33 – Мурманский, 34 – Гусино-земельский, 43 – Лунинский, 44 – Пинегинский, 45 – Альбановский (выступы: 45-а – Альбановский, 45-б – Вильчековский), 46 – Восточно-Альбановский, 48 – Восточно-Пинегинский, 56 – Пастусовский, 57 – Ад-миралтейский, 58 – Крестовый, 62 – Костиншарский, 65 – Ушаковский, 66 – Визе, 67 – Уединения **14** – *приподнятые внутририфтовые и межрифтовые блоки, выступы:* 1 – Лоппа, 4 – Гордарбанкен, 5 – Западно-Малыгинский, 6 – Норвежский, 7 – Хоппен, 9 – Карла Короля. 14 – Западно-Федынский, 15 – Федынский, 16 – Демидовский, 17 – Центрально-Баренцевский, 19 – Годинский, 20 – Восточно-Го-динский, 22 – Северо-Персейский, 32 – Надеждин-ский, 32-а – Северо-Надеждинский, 40 – Лудловский, 41 – Западно-Лудловский, 42 – Ледовый, 47 – Се-веро-Новоземельский, 49 – Западно-Пинегинский, 72 – Арктический, 73 – Западно-Арктический. **15** – *рифты, надрифтовые прогибы* (осевые зоны в них показаны темножелтым, склоны – светложелтым): 11 – Тромсе (прогибы: 11-а – Тромсе, 11-б – Бхорной, 11-в – Соркапп), 12 – Хаммерфест, 25 – Варангерский, 26 – Нордкапский, 27 – Южно-Годин-ский, 28 – Южно-Персейский, 36 – Самойловский, 37 – Северо-Мурманский, 38 – Южно-Штокмановский, 39 – Северо-Штокмановский, 50 – Западно-Адмирал-тейский, 51 – Северо-Лудловский, 52 – Западно-Лунинский, 54 – Южный прогиб Святой Анны, 55 – Западный прогиб Святой Анны; 59-61 – Предно-воземельский предорогенный прогиб и зона надвигов, прогибы: 59 – Седова, 60 – Восточно-Адмиралтейский, 61 – Предновоземельская зона надвигов; 63-64 – Восточно-Карский предорогенный прогиб (63 – Северный сектор прогиба, 64 – Южный сектор прогиба); 68 – Северо-Ушаковский, 69 – Юж-но-Ушаковский, 70 – Южно-Визейский, 71 – Северо-Известинский. ***16*** *– моноклинали (ступени):* 35 – Куренцовская, 53 – Тагетофа. *17-18 – структуры третьего порядка:* **17** – месторождения: а – неф-тяные, б – нефтегазоконденсатные, в – газоконден-сатные, г – газовые (1 – Северо-Кильдинское, 2 – Мурманское, 3 – Штокмановское, 4 – Ледовое, 5 – Лудловское). **18** – *локальные структуры*, выявленные сейсморазведкой, **19-20 –** границы: **19** – суши и моря, **20** – России и Норвегии.

Баренцевская рифтовая система. На западе тафрогена находятся Западно-Баренцевская рифтовая зона узкораскрытых рифтов и протяженных надрифтовых прогибов, а на востоке – Восточно-Баренцевская рифтовая зона широкораскрытых рифтов типа пул-аппарт. Рифты разделяют крупные межрифтовые блоки (рис. 2).

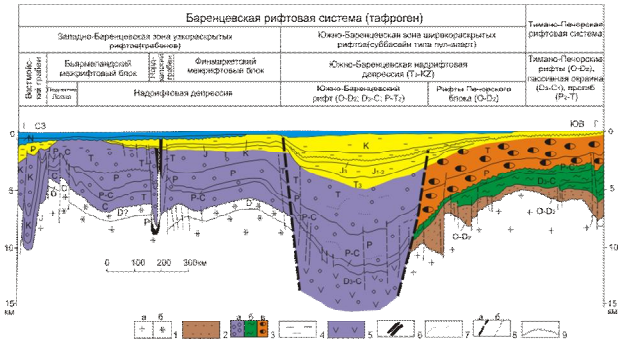


Рис. 2. Геологическое строение Баренцевской рифтовой системы.думаю тихо

1-4 – тектонические комплексы: 1 – дорифтовый (складчатые образования: а – доордовикские, деформированные в докембрийское время в результате столкновения Восточно-Европейского и Баренцевского палеоконтинентов (байкальская складчатость), б – среднедевонские, деформированные в среднем девоне в результате столкновения Восточно-Европейского и Северо-Американского палеоконтинентов, образование Евро-Америки (каледонская складчатость) и в позднем девоне в результате столкновения палеоконтинентов Евроамерика и Арктида (свальбардская складчатость), 2 – рифтовый раннего этапа рифтогенеза (O-D_2) в пределах Тимано-Печорского тафрогена, 3-а – рифтовый позднего этапа рифтогенеза (D_3-T_2) в пределах Баренцевского тафрогена, 3-б – пассивноокраинный, 3-в – орогенный (в пределах Тимано-Печорского тафрогена), 4 – эпирифтовый (T_3-KZ) в пределах Баренцевского тафрогена, 5 – осадочно-вулканогенные толщи, 6 – соль, 7 – предполагаемые пластовые интрузии (по данным сейсморазведки), 8 – разломы: а – литосферные, б – внутрикоровые, 9 – линия несогласия.

Западно-Сибирская рифтовая система характеризуется наличием поздний палеозой – триасовых рифтов и юрско-кайнозойских надрифтовых депрессий (рис. 3), [1] и др.

Тимано-Печорская рифтовая система распространена в Печорском и на юге Баренцевского моря и прилегающей суше. В ее пределах четко прослеживаются внутриконтинентальные (Печоро-Колвинский) и окраинно-континентальные (Варандей-Адзъвинский) рифты которые сменяются межрифтовыми блоками (Ижма-Печорским, Хорейверским) (рис. 4).

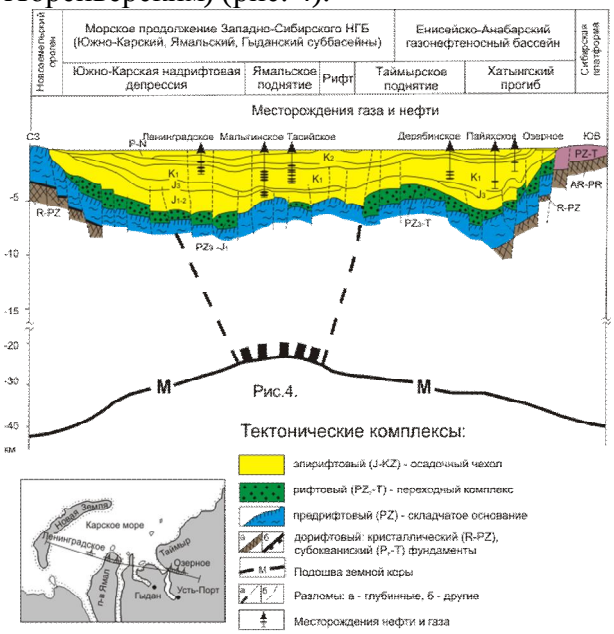


Рис. 3. Геологическое строение Западно-Сибирской рифтовой системы.

Межрифтовые блоки по сравнению с рифтами проще построены, здесь меньше разломов, антиклинали имеют большие размеры. Восточная часть рассматриваемого тафрогена представляет собой пассивную континентальную окраину, трансформированную столкновением плит и перекрытую Предуральским предороженным прогибом, надвигами.

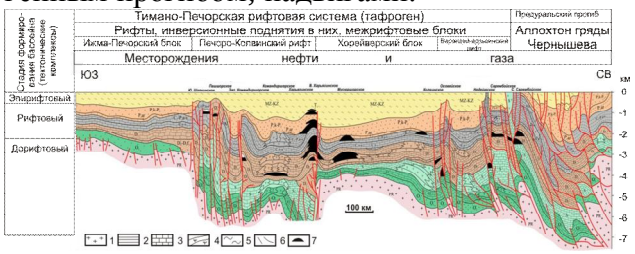


Рис. 4. Геологическое строение Тимано-Печорской рифтовой системы.

1 – дорифтовый и надрифтовый комплексы, 2 – 5 рифтовый комплекс: 2 – терригенные породы, 3 – карбонаты, 4 – рифтовые известняки, 5 – эпирифтовый комплекс, 6 – разломы, 7 – залежи нефти.

Мезенская рифтовая система распространена в пределах акватории Белого, юга Баренцевого морей и прилегающей суши.

Ее площадь более 300 км^2. На западе она ограничена Балтийским щитом, на востоке – Тиманским орогеном столкновения плит. Ее геологическое строение показано на рис. 5.

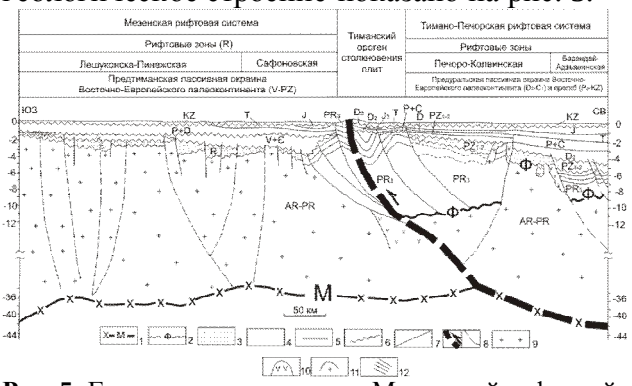


Рис. 5. Геологическоестроение Мезенской рифтовой системы и её сочленения с Тимано-Печорским тафрогеном. [Астафьев Д.А., 2000].

1 – Граница Мохоровичича, 2 – граница, разделяющая дорифтовый и рифтовый тектонические комплексы, 3-4 – тектонические комплексы: 3 – рифтовый, 4 – эпирифтовый, 5 – стратиграфические границы в осадочном чехле, 6 – границы размыва в осадочном чехле, 7 – верхнепротерозойский складчатый комплекс (предрифтовый комплекс), 8 – разломы: а – шов столкновения Восточно-Европейского и Баренцевского палеоконтинентов (V-$Є_1$), б – другие разломы, 9 – породы консолидированной коры (дорифтового комплекса), 10 – интрузии основного состава, 11 – интрузии кислого состава, 12 – прогнозируемые зоны нефтегазонакопления.

В разрезе упомянутого тафрогена выделются дорифтовый (архей-протерозой), рифтовый (рифей-ранний венд), эпирифтовый (венд-мезозой) комплексы. Рифтовый комплекс представлен терригенными породами рифея мощностью до 1,5 км. Вышележащие песчаники, аргиллиты, глины венда, песчано-глинистые отложения кембрия-девона мощностью до 2,0 км имеют более широкое площадное распространение. Верхнепермско-кайнозойский разрез состоит из мелководно-морских терригенных и карбонатных пород мощностью до 1 км. Эти разрезы вместе с поздний венд-палеозойскими сформировали здесь эпирифтовый комплекс. Узкие протяженные рифты (Онежский, Среднедвинский, Карецкий и др.) сменяются межрифтовыми блоками (Сысольским, Несским и др.). Грабены образуют узкорасрытые рифтовые зоны (Сафоновскую, Лешуконско-Пинежскую). Увеличение мощности осадочного чехла происходит с юго-запада на северо-восток в сторону Тимана, образуя слабовыраженную пассивную континентальную палеоокраину.

Евразийская рифтовая система распространена на севере БКР. Рифтовый комплекс здесь представлен верхний мел-нижнемиоценовыми (на востоке), палеоген-нижнемиоценовыми (на западе) терригенными отложениями мощностью до 3 км. Они выполняют узкораскрытые грабены (рис. 6). Рифтовый комплекс сложнопостроен и состоит из серии грабенов и горстов. Эпиритфтовый тектонический комплекс несогласно перекрывает рифтовые образования. Он представлен верхний мел-четвертичными полого залегающими породами мощностью до 2,5 км. В пределах спрединговой зоны породы эпирифтового комплекса залегает на океаническом фундаменте.

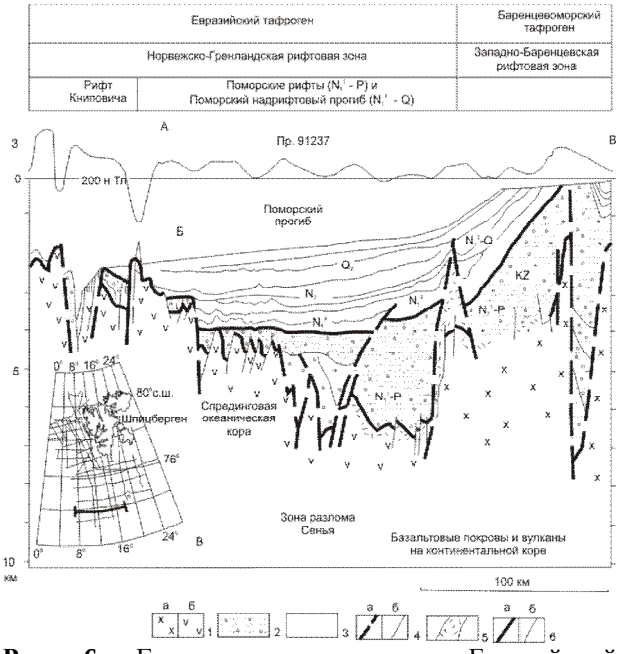


Рис. 6. Геологическое строение Евразийской рифтовой системы.

А – график интенсивности аномального магнитного поля (единица измерения нТл - нанотесла); Б – сейсмогеологического профиля (по Э.В. Шипилову, 2004; интерпретация В.С. Шеина). Тектонические комплексы: 1 – дорифтовый (а – континентальный фундамент, б – океанический фундамент), 2 – рифтовый (N_1-P), 3 – эпирифтовый (N_1^3-Q), 4 – разломы: а – глубинные, б – другие, 6 – граница: а – между тектоническими комплексами, б – внутри тектонических комплексов; В – расположение

сейсмогеологического профиля (показан жирной линией).

В заключении следует подчеркнуть, что каждой рифтовой системе БКР свойственны индиивидуальные черты геологического строения. Они отличаются возрастом проявления рифтогенеза от рифейского (Мезенский тафроген) до поздний мел-миоценового (Евразийский тафроген) степенью раскрытости рифтов от узко раскрытых, до широко раскрытых (пул-аппарт бассейнов) и до океанов. Над некоторыми тафрогенами образуются бассейны пассивных окраин (Тимано-Печорский, Мезенский, Евразийский), а над другими – надрифтовые депрессии (Баренцевский, Южно-Карский).

Автор благодарит к.г-м.н. Астафьева Д.А. за помощь в подготовке статьи.

Литература

1. *Астафьев Д.А.* Тектоническое строе-ние и перспективы нефтегазоносности северной части Западно-Сибирского таф-рогена и его обрамления / Д.А. Астафьев, В.А. Шеин/. Геология нефти и газа. – 2010. - № 3, с. 19-29.
2. *Богданов Н.А., Хаин В.Е. (отв. ред.).* Объяснительная записка к тектонической карте Баренцевского моря и северной части европейской России. М. Ин-т ли-тосферы окраинных и внутренних морей, 1996, 88 с.
3. *Гаврилов В.П.* Геодинамика и нефтегазоносность Арктики /В.П. Гаврилов, Ю.Ф. Федоровский, Ю.А. Тронов и др. /Ред. В.П. Гаврилов. – М.: Недра, 1993. – 329 с
4. *Грамберг И.И., Супруненко О.И., Вискунова К.В. и др.* Нефтегазоносность Арктического супербассейна./ Разведка и охрана недр. – 2000. - № 12.
5. *Захаров Е.В.* Перспективы нефтегазоносности нижне-среднетриасовых и среднеюрских отложений Баренцева мо-ря /Е.В. Захаров, В.А. Холодилов, А.В. Толстиков/. Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. – М.: 2004. – № 9. – с. 7-9.
6. *Клещев К.А.* Геодинамическая эво-люция и перспективы нефтегазоносности Арктики /К.А. Клещев, В.С. Шеин – М.: ВНИГНИ, 2008- 103 с.
7. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный мир, 2001. – 606 с.: 8 цв. ил.
8. *Хаин В.Е.* Тектонические и геодинамические обстановки нефтегазоносности территории СССР. / В.Е. Хаин, К.А. Клещев, Б.А. Соколов, В.С. Шеин В.С. //Актуальные проблемы тектоники СССР. – М.: ВНИГНИ, 1984. – С. 46-54.
9. *Шеин В.С.* Геология и нефтегазо-носность России. – М.: ВНИГНИ. 2006. – 776 с.
10. *Шенгер А.М.Д.* Рифы мира: пер. с анг. /А.М.Д. Шенгер, Б.Д. Натальин. – М.: Геокарт– ГЕОС, 2009.
11. *Шипилов Э.В.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России (Э.В. Шипилов, Г.А. Тарасов / Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998, 306 .

ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ РОССИИ И ИХ УГЛЕВОДОРОДНЫЙПОТЕНЦИАЛ

Шеин В.С.

Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва, Россия (sheinvs@mail.ru)

Виктор Ефимович Хаин являлся ярым сторонником использования в геологической науке всего нового, прогрессивного. Он был одним из первых, признавших и развивавших «теорию тектоники литосферных плит», в последующем «плюм-тектонику», «тектонику роста». Известно, что тектоника плит объясняет процессы, происходящие в тектоносфере, плюм-тектоника – процессы в нижней мантии, а тектоника роста – в ядре Земли. На основе соединения в указанных научных направлений в настоящее время сформировалась новая теория – глобальная геодинамика. Она предусматривает: а – взаимосвязь глубинных процессов от ядра до земной коры, б – подвижность оболочек Земли в тангенсальном и радиальном направлениях, в – проявление в отдельных оболочках Земли автономной конвекции ([3, 5] и др.).

Большая роль в развитии геодинамики принадлежит В.Е. Хаину, Л.П. Зоненшайну, А.А. Ковалеву, О.Г. Сорохтину, Л.И. Лобковскому, Л.М. Никишину и др.

В.Е. Хаин был энтузиастом использования геодинамики для переинтерпретации строения и формирования нефтегазоносных бассейнов, разработки новых принципов нефтегазогеологического районирования, оценки перспектив нефтегазоносности на геодинамической основе ([1, 6] и др.). Под его влиянием ряд исследователей (А.А. Абидов, В.П. Гаврилов, М.Е. Герасимов, Г.Ж. Жолтаев, Е.В. Кучеруқ К.О. Соборнов, Б.А. Соколов и др. с успехом использовали и используют геодинамику для прогноза и поисков нефти и газа. Большую роль в этом плане сыграли труды и личное общение В.Е. Хаина с учеными ВНИГНИ. В 1975 г. он был рецензентом отчета ВНИГНИ по геологии и оценке ресурсов нефти и газа Республики Куба. В этом отчете для интерпретации геологического строения и оценке перспектив нефтегазоносности впервые была применена теория тектоники плит. Результаты этих работ в последующем способствовали более эффективному проведению геологоразведочных работ, открытию новых месторождений нефти и газа. Добыча нефти в этой стране увеличилась на порядок. И это в значительной мере заслуга В.Е. Хаина. Дело в том, что в 1975 г. новой теории в б. СССР доверяли немногие. В этой связи по выводам отчета (Клещев К.А., Шеин В.С. и др., 1975) разгорались жаркие споры. Последнее слово в этом споре Министерство геологии СССР доверило рецензенту – В.Е. Хаину. Опыт и колоссальные знания В.Е. Хаина в сочетании с полевыми работами на Кубе позволили ему в месячный срок разобраться в спорной ситуации и принять предлагаемую нами покровно-надвиговую геодинамическую модель строения Кубы и месторождений нефти и газа в ее пределах, которая резко изменила методику проведения геологоразведочных работ на нефть в этой стране. С этого периода и до конца жизни Виктор Ефимович был нашим добрым учителем, строгим и принципиальным рецензентом работ, выполняемых во ВНИГНИ. Под его руководством мы подготовили статьи [6], рекомендации по применению геодинамики при прогнозе, поисках месторождений нефти и газа [1], он был инициатором подготовки и редактором книги «Геология и нефтегазоносность России» [7], рецензентом справочника «Нефтяные и газовые месторождения России» [4] и многое другое. Настоящая работа является развитием идей и начинаний, которые он считал необходимым внедрять в практику геологоразведочных работ на нефть и газ [1, 6, 7].

Положительный опыт переинтерпретации геологического строения и оценки ресурсов нефти Республики Куба был использован К.А. Клещевым и мной в

нашей стране, сперва на территории юга б. СССР, позднее были разработаны геодинамические модели нефтегазоносных бассейнов других территорий и акваторий РФ, построены карты плитотектонического, нефтегазогеологичес-кого районирования, карты перспектив нефтегазоносности бывшего СССР, России или отдельных регионов в их пределах.

За основу геодинамического принципа нефтегазогеологического районирования принято разделение территорий и акваторий на глобальные пояса нефтегазонакопления (для Земли в целом), региональные пояса нефтегазонакопления, мегабассейны, бассейны, суббассейны, зоны нефтегазонакопления, которые соответствуют плитотектоническим структурам разного размера, либо их частям ([1, 4, 7] и др.). При таком подходе устанавливаются, прежде всего, условия образования, особенности строения толщ бассейна, накопившихся в конкретные интервалы его истории, подчеркиваются характерные черты его региональной структуры, размещения возможных очагов генерации и зон нефтегазонакопления.

Нефтегазоносные бассейны мира объединены в четыре глобальных пояса нефтегазонакопления: Тетисский, Лавразийский, Тихоокеанский и Гондванский (Ульмишек Г., 1997; [4] и др.). Три первых из них включают нефтегазоносные регионы России: Тетисский (бассейны Кавказского регионального пояса нефтегазонакопления), Лавразийский (бассейны Восточно-Европейского, Восточно-Сибирского региональных поясов нефтегазонакопления), Западно-Арктический, Восточно-Арктический, Западно-Сибирский (мегабассейны), Тихоокеанский (бассейны Дальневосточного пояса нефтегазонакопления). На территории и акватории России выделено 49 бассейнов, 20 из них относятся к нефтегазоносным (НГБ), 27 – потенциально нефтегазоносным (ПНГБ) и 2 – к возможно нефтегазоносным бассейнам (ВНГБ).

Бассейны образованы за счет проявления разных плитотектонических структур, по преобладанию которых выделено пять групп: 1 – континентальных, межконтинентальных палеорифтов и надрифтовых депрессий, II – пассивных, трансформных палеоокраин, III - океанических рифтов, IV – орогенов столкновения плит, V – областей схождения плит (активных континентальных палеоокраин, островных дуг, окраинных морей), образованных при преобладающем режиме субдукции, объединенных под общим названием «субдукционные». Указанные группы бассейнов отображены на карте [7] в основном для верхнего этажа нефтегазоносности (осадочного чехла). Для бассейнов двухэтажного строения (Западно-Сибирского, Северо-Кавказского, Енисейско-Анабарского), где установлена нефтегазоносность нижнего этажа нефтегазоносности (фундамента, складчатого основания, переходного комплекса), также показан генетический тип бассейна.

По официальной оценке [2] начальные суммарные ресурсы (НСР) свободного газа осадочных бассейнов России составляют 250,0 трлн.м^3, в том числе на суше 174,4 трлн.м^3 (69%), на шельфе 75,6 (31%). На суше НСР газа сконцентрированы в пределах Западно-Сибирского мегабассейна (42,4%), в бассейнах шельфов (30,2%), Восточной Сибири (18,9%), в Прикаспийском НГБ (3.9%), в Волго-Уральском НГБ (1,8%), Тимано-Печорском НГБ (1,1%), Северо-Кавказском НГБ (1,0%), в других бассейнах (0,7%). Разведанность Западно-Сибирского мегабассейна – 44, 4%, бассейнов Восточной Сибири – 8,1%, шельфов – 9,5%. Величина НСР нефти в бассейнах России составляет 19% от мировых. Большая их часть (54%) при-ходится на Западно-Сибирский мега-бассейн, 23% – на Волго-Уральский, Тимано-Печорский, Прикаспийский, Северо-Кавказский НГБ, 13% на бассейны Восточной Сибири и 10% – на акватории морей. Разведанность НСР нефти на 01.01.2009 г. в целом для бассейнов России составляет 49,6%, в том числе Западно-Сибирского мегабассейна – 49,9%, Волго-Уральского НГБ – 78%, Тимано-Печорского НГБ – 52,6%, Северо-Кавказской НГБ – 62,9%, бассейнов Восточной Сибири – 13,2% (М.И. Лоджевская и др., 2010).

На 01.01. 2009 г. в России открыто 3511 месторождений, содержащих 24875 залежей нефти и газа (табл.). На суше открыто 3468 месторождений (99%), в акваториях – 43 месторождения (1%). 87 месторождений (2,5%) выработаны, 258 (7,3%) – относятся к категориям, запасы которых списаны, либо отнесены к условно рентабельным (см. табл.)

Таблица

Характеристика углеводородногопотенциала нефтегазоносных бассейнов (провинций), территорий и акваторий Российской Федерации [4]

Нефтегазогеологическое райониание	Возрастосадочного чехла	Стратиграфическийдиапазон нефтегазоносности	Количество выявленных месторождений нефти, газа, конденсата						Количество залежей
			учтённых Государственным балансом	выработанных	с запасами списанными, либо учтёнными в сопредельных месторождениях, либо отнесёнными к условно-рентабельным (по данным ВНИГНИ)	На 01.01.2008	Выявленных в 2008г. и учтённых Государственнымбалансом	На 01.01.2009	На 01.01.2009
Балтийская нефтеносная область	V-KZ	Є$_2$	37 (2)*	1	2	40 (2)	—	40 (2)	47 (2)
Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция	O-KZ	O-T	233 (6)	3	7	243 (6)	8	251 (6)	957 (30)
Волго-Уральская нефтегазоносная провинция	R-V, D-P, MZ	D-P$_1$, J$_2$	1456	34	191	1681	34	1715	12505
Прикаспийская нефтегазоносная провинция	R-MZ	D-K	37	1	1	39	2	41	88
Северо-Кавказская нефтегазоносная провинция	J-KZ	T-N	351 (11)	45	27	423 (11)	2 (2)	425 (13)	1533 (42)
Енисейско-Анабарская газонефтеносная провинция	PZ-KZ	P-K	14	—	5	19	—	19	41
Лено-Вилюйская газонефтеносная провинция	P-KZ	P$_2$-J$_3$	10	—	—	10	_	10	66
Лено-Тунгусская нефтегазоносная провинция	R-J	R$_2$-Є$_1$	44	—	6	50	3	53	166
Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция	J-KZ	PZ, J-K	815 (7)	2	5	822 (7)	17	839 (7)	7762 (35)
Баренцево-Карская газонефтеносная провинция	R? D-KZ	T, J	5 (5)	—	—	5 (5)	—	5 (5)	14 (14)
Охотская нефтегазоносная провинция	K$_2$-Q	P$_2$, N$_{1-2}$	79 (10)	1	6	86 (10)	—	86 (10)	1513 (215)
Притихоокеанская нефтегазоносная провинция	P$_2$-Q	P, N	4	—	2	6	—	6	26
Северо-Донецкий газонефтеносный район Днепрово-Припятской газонефтеносной провинции	R? D-KZ	C$_2$, P$_2$	13	—	2	15	—	15	59
Газонефтеносный район Северо-Западного Кавказа	J? K-KZ	K$_1$	1	—	3	4	—	4	4
Верхнебуреинский газонефтеносный район	T? J-KZ	K	1	—	1	2	—	2	4
Всего по европейской части России и акваториям	R-KZ	R$_2$-N	2128 (19)	84	233	2445 (19)	46 (2)	2491 (21)	15193 (74)
Всего по азиатской части России**	R-KZ	R$_2$-N	972 (22)	3	25	1000 (22)	20	1020 (22)	9592 (264)
Всего по территории и акватории Российской Федерации	R-KZ	R$_2$-N	3100 (41)***	87	258	3445 (41)	66 (2)	3511 (43)***	24785 (338)

* - в скобках - в том числе на шельфе

** - включая Баренцево море

***- 6месторождений, выявленных на суше, продолжаются в акватории

Сырьевую базу нефти образуют 2750 нефтяных, нефтегазовых и нефтегазоконденсатных месторождений. 57% среди них разрабатываются. Около 75% месторождений нефти приходится на Западно-Сибирский и Волго-Уральский регионы. В 1577 разрабатываемых месторождениях заключено 78% запасов нефти. Степень выработанности запасов нефти в старых регионах нефтегазодобычи составляет 55-90%. Более 900 нефтяных, нефтегазовых месторождений пока не разрабатываются (Восточная Сибирь, Республика Саха (Якутия), Ненецкий автономный округ и др.). По основным нефтяным, нефтегазовым месторождениям обводненность продукции меняется от 20 до 98%. Средние дебиты нефтяных скважин уменьшились до 7 т/сут. Основные запасы нефти (68,4%) связаны с легкими (плотность менее 0,87 г/см^3) и маловязкими нефтями. Большинство нефтяных залежей находятся на глубинах менее 3000 м. Разведанные запасы природного газа России составляют более 48,1 трлн. м^3. Из них около 50% приходится на разрабатываемые месторождения. 75% запасов газа выявлено в Западной Сибири. Степень выработанности запасов газа составляет 26,5%, а по разрабатываемым месторождениям – около 35,7%. 95,6% начальных запасов газа сконцентрировано в 139 (4%) крупных и уникальных месторождениях, которые обеспечивают 98,9% текущей добычи. В России выявлено 406 газоконденсатных и нефтегазоконденсатных месторождений, в 180 из них осуществляется отбор конденсата. Выработанность газоконденсатных месторождений России составляет 14,2%. Большинство выявленных месторождений приурочено к бассейнам внутренних зон пассивных континентальных палеоокраин (Тимано-Печорский, Волго-Уральский, Прикаспийский, Северо-Кавказский НГБ, к бассейнам Восточной Сибири) и к бассейнам континентальных, межконтинентальных рифтов и надрифтовых депрессий, например, Западно-Сибирский мегабассейн, Баренцевоморский ГНБ. Залежи месторождений последних обычно пластовые, приурочены к терригенным отложениям, а залежи суббассейнов пассивных палеоокраин встречаются как в терригенных, так и в карбонатных резервуарах. Крупные залежи часто связаны с рифами, барами, эрозионными врезами.

Перспективы нефтегазоносности России связаны в первую очередь с бассейнами пассивных окраин Восточно-Европейского, Сибирского палеоконтинентов, надрифтовых депрессий Западной Сибири, арктических акваторий.

Совместно с коллегами ВНИГНИ под руководством К.А. Клещева определены основные направления геологораз-ведочных работ на нефть и газ в России на среднесрочную (до 2020 г.) и отдаленную (после 2020 г.) перспективы. Приоритетами для проведения геологоразведочных работ до 2020 г., в первую очередь, являются бассейны пассивных континентальных палеоокраин и предорогенных прогибов Сибирского палеоконтинента, внешние зоны пассивных континентальных палеоокраин и предорогенные прогибы Восточно-Европейского палеоконтинента, надрифтовые депрессии и прогибы западной части арктических акваторий, Западной Сибири. Приоритетами проведения геологоразведочных работ второй очереди являются надрифтовые депрессии моря Лаптевых и внутри Сибирского палеоконтинента, часть бассейнов субдукционной группы Дальнего Востока, восточных регионов арктических акваторий Охотского и Берингова морей. К регионам, изучение которых следует проводить в третью очередь, относятся Северно-Кавказский НГБ, Московская, Мезенская депрессии, большинство ПНГБ Дальнего Востока, а также освоение нижнего этажа нефтегазоносности, залегающего под осадочным чехлом в Западной Сибири, Предкавказье. Регионами проведения геологоразведочных работ для изучения и освоения в отдаленной перспективе являются бассейны орогенов столкновения плит и прежде всего Новосибирско-Чукотский, Верхоянский, а также суббассейны позднемел-кайнозойских пассивных континен-тальных палеоокраин арктических акваторий. К регионам, где необходимо проводить геологоразведочные работы общегеологического изучения, следует отнести глубоководные зоны арктических и дальневосточных акваторий.

Литература

1. Геодинамические основы прогноза и поисков нефти и газа и их внедрение в практику геологоразведочных работ./ К.А. Клещев., В.С. Шеин, В.Е.Хаин, А.А., Ковалев, С.А. Ушаков, Б.А.Соколов, Е.В. Кучерук, В.П. Гаврилов, Л.П. Зоненшайн, О.Г. Сорохтин. – М.: ВИЭМС, 1990. – 51 с.
2. *Ледовских А.А.* Основные проблемы геологического изучения недр и прироста запасов углеводородного сырья Российской Федерации /А.А. Ледовских, П.В. Садовник, П.А. Хлебников, А.И. Варламов, А.П. Афанасенков, В.И. Петерсилье, Б.А. Соколов, О.М. Мкртчян //Геология нефти и газа. – 2010. - № 5, с. 9-23.
3. *Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. – М.: Научный мир, 2004. – 612 с.
4. *Клещев К.А.* Нефтяные и газовые месторождения России /К.А. Клещев., В.С. Шеин //. Справочник в двух книгах. Книга первая – европейская часть России, 832 с., книга вторая – азиатская часть России, 720 с. – М.: ВНИГНИ, 2010.
5. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный мир. 2001. – 606 с.: 8 цв. ил.
6. *Хаин В.Е.* Тектонические и геодинамические обстановки нефтегазоносности территории СССР. /В.Е.Хаин, К.А. Клещев, Б.А. Соколов, В.С. Шеин. //Актуальные проблемы тектоники СССР. – М.: ВНИГНИ, 1988. – С. 46-54.
7. *Шеин В.С.* Геология и неф-тегазоносность России. М.: ВНИГНИ, 2006. – 776 с.

ЗАВЕТНЕНСКОЕ ПЕРЕСЕЧЕНИЕ ЗОНЫ СОПРЯЖЕНИЯ КРЯЖА КАРПИНСКОГО И ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Шемпелев А.Г., Компаниец М.А., Письменская Г.А., Шамановская С.П., Гамаса Ю.Н.

ФГУГП «Кавказгеолсъёмка», Ессентуки, Россия
(shemp@geolog.kmv.ru)

Значительное число известных месторождений углеводородов Северного Кавказа и Калмыкии территориально приурочено к положительным региональным тектоническим структурам (кряж Карпинского, Прикумская система поднятий, Ставропольский свод). В связи с достаточно полной разведанностью в регионе юрских, нижнемеловых и более молодых комплексов нефтегазоносных областей стоит проблема изучения глубинных характеристик и более чёткого определения границ слагающих их геологических структур. Одна из таких задач решалась в 2008-2010 годах ФГУГП «Кавказгеолсъёмкой» при отработке методом магнитотеллурических зондирований (МТЗ) субмеридионального 85-километрового Заветненского профиля (рис. 1). Работы выполнялись станциями MTU-5A и MTU-2E компании «Phoenix Geophysics» (Канада) при продолжительности наблюдений 12-16 часов. Обеспечивался стандартный для станций MTU частотный диапазон 340-0,0004 Гц. Измерялись 4 компоненты естественного электромагнитного поля Земли (E_x, E_y, H_x, H_y) в азимутах 0-90˚ с помощью неполяризующихся электродов и датчиков магнитного поля MTS-50 той же фирмы.

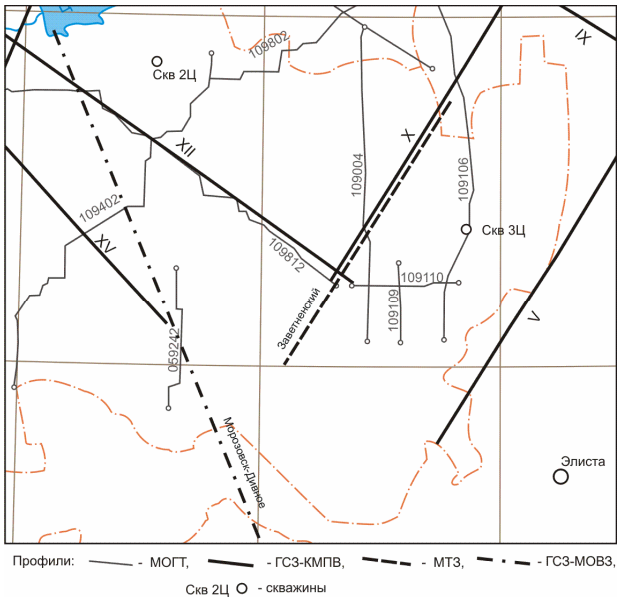


Рис. 1. Схема расположения геофизических профилей

Заветнинский профиль пересекает зону сопряжения кряжа Карпинского, структуры 1-го порядка Скифской эпигерцинской платформы, с юго-восточным крылом Воронежской антеклизы древней Восточно-Европейской платформы. Большая часть профиля располагается в пределах горстообразного поднятия верхнепалеозойского складчатого фундамента, морфологией которого изначально определялось понятие кряжа Карпинского. Хотя некоторые авторы «под кряжем Карпинского понимают полосу мезо-кайнозойских поднятий, продолжающих к востоку складчатые структуры Донбасса» [3]. Виктор Ефимович Хаин в ряде работ уделял внимание структуре кряжа и считал, что он «генетически «тесно связан с Донбассом и вместе с ним принадлежит крупной рифтовой системе, заложенной в конце среднего девона в пределах обращённой к Палеотетису южной (в современных координатах) пассивной окраины Восточно-Европейского континента» [9].

В качестве южной границы кряжа Карпинского, располагающейся за пределами Заветненского профиля, по геофизическим данным следует принимать границу со Ставропольским сводом, а восточнее с Прикумской системой поднятий. Она характеризуется резким перепадом скоростей продольных волн в кровле кристаллического фундамента по материалам сейсморазведки и зонами повышенных градиентов гравитационного поля. В верхней части разреза к этой

границе приурочена зона наложенных молодых Манычских прогибов.

В целом с кряжем Карпинского совпадает выдержанная полоса относительно повышенных значений поля силы тяжести, отвечающих слагающему его дислоцированному комплексу терригенных и карбонатно-терригенных пород. Магнитное поле характеризуется пониженными значениями и обрамляется зонами крупных локальных магнитных максимумов. Природа последних не ясна, хотя с наибольшей вероятностью они могут быть связаны с девонской вулканогенно-осадочной толщей с прослоями габбро и базальтов в основании складчатого фундамента, а также с андезито-дацитовыми вулканитами верхнего триаса [13].

Проводимые более полувека в пределах кряжа Карпинского геолого-геофизические исследования позволили установить основные особенности строения мезо-кайнозойского комплекса пород и характерные черты кровли палеозоя, определили структурно-тектоническое и нефтегеологическое районирования территории. Однако представления о глубинной позиции этой структуры и до настоящего времени остаются довольно противоречивыми. Хотя работы последних лет Центра ГЕОН (г. Москва), а также материалы ранее проведённых глубинных исследований по ряду профилей ФГУ ГНПП «Спецгеофизика», ФГУ ГНПП «Южгеология» и других организаций позволяют говорить более объективно о глубинном строении этого региона [1, 6, 7, 10, 11].

Комплекс отложений кряжа Карпинского изменяется от относительно глубоководных глинистых осадков начала рифтинга до грубокластических и флишоидных на заключительной стадии заполнения прогиба. Это определило, судя по результатам региональных сейсмических исследований по сети субширотных и субмеридиональных профилей, отсутствие выдержанных отражающих горизонтов внутри кряжа Карпинского [7]. Первая фаза их деформации отмечается в ранней перми, а в конце триаса – начале юры проявилась основная раннекиммерийская фаза складчатости. В самом конце триаса в пределах последней возник вулканический пояс андского типа, связанный, как считал В.Е. Хаин, с субдукцией коры Неотетиса [9]. На границе с юрой завершилось создание северовергентной складчато-надвиговой структуры кряжа. После некоторой эрозии кряж Карпинского был перекрыт юрским и более молодым чехлом, общим для смежных платформ, древней и молодой. Фактически кряж вошёл в состав Скифской платформы в виде её северного структурного сегмента.

Контакт кряжа Карпинского с Воронежской антеклизой по данным сейсморазведки МОВ-МОГТ и КМПВ представляет собой ступенчатое погружение кристаллического фундамента в южном направлении по системе разломов с суммарной амплитудой смещения в несколько километров [1, 3]. А на глубинной части сейсмограмм метода ОГТ по линии профиля Морозовск-Дивное, проходящего западнее Заветненского профиля (рис. 1), в районе пос. Зимовники в подошве земной коры отражается чёткая ступень со значительным увеличением к югу мощности коры [6, 7]. Косвенным свидетельством сопряжения двух разнородных плит могут являться вычисленные А.В. Егоркиным содержания SiO_2 вдоль профиля Краснодар-Эмба северо-восточного направления, пересекающего кряж Карпинского в центральной его части. По данным А.В. Егоркина земная кора Скифской плиты практически на всю мощность более кислая по сравнению с корой Восточно-Европейской платформы [5, 6].

На геоэлектрическом разрезе вдоль Заветненского профиля (рис. 2) чётко прослеживается зона сопряжения поверхностей кристаллических фундаментов ($Ф_{кр}$) и более глубоких горизонтов земной коры (К, М) кряжа Карпинского и Воронежской антеклизы (т.т. 21-24). Для верхней части разреза на уровне палеозойского складчатого фундамента (глубины 5-20 км) зона их контакта,

очевидно, значительно дифференцирована за счёт сложной динамики взаимодействия

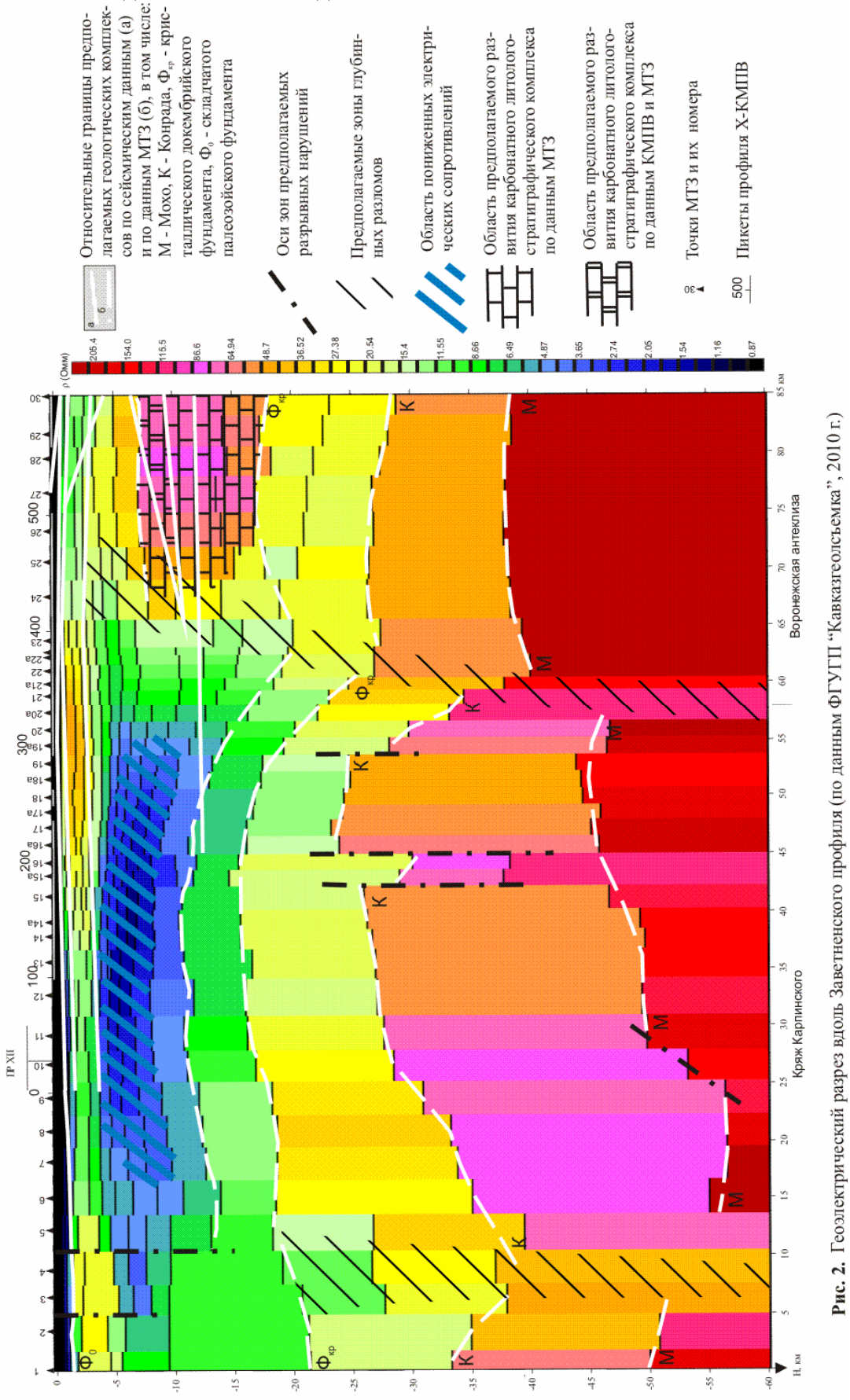


Рис. 2. Геоэлектрический разрез вдоль Заветненского профиля (по данным ФГУГП "Кавказгеолсъемка", 2010 г.)

двух плит в зоне сопряжения. Это подтверждается и данными КМПВ по профилю Х-МПВ, частично совпадающему с Заветненским профилем МТЗ (рис. 1), а также по ряду других профилей ГСЗ-КМПВ (V) и МОГТ (109106), располагающихся восточнее.

В пределах Воронежской антеклизы на глубине, примерно, 38-39 км фиксируется зона максимальных градиентов поля электрических сопротивлений (от 50 до 200 Омм), которая условно принимается за границу Мохо (М). Это отвечает сложившимся представлениям о положении поверхности Мохоровичича под южной окраиной Воронежской антеклизы. На глубинах 26,5-29 км также условно принята граница Конрада (К), а вышележащая толща с электрическими сопротивлениями 20-30 Омм, вероятно, отвечает кристаллическому фундаменту. В интервале глубин Воронежской антеклизы от 7 до 17-20 км выделяется высокоомный блок (до 90 Омм). Возможно, он весь, преимущественно, сложен ранне-среднекаменноугольными известняками на архейском фундаменте [11]. Причём по результатам повторной обработки материалов профиля Х-МПВ [3] известняки предполагаются в виде клинообразного «внедрения» в палеозойский комплекс кряжа Карпинского. Такое впечатление складывается, вероятно, из-за северовергентного перемещения верхнепалеозойских пород кряжа (мощностью до 4,5-5,5 км) на Воронежскую антеклизу по системе надвигов в позднепалеозойско-раннемезозойское время [1]. Судя же по результатам МТЗ, эти известняки находятся севернее основной плоскости зоны сопряжения.

Характеристики электрического поля глубоких горизонтов земной коры под кряжем Карпинского, в отличие от Воронежской антеклизы, не стабильны, что свидетельствует о сложном геологическом развитии этого блока. Следует подчеркнуть, что методом обменных волн землетрясений по профилю Морозовск-Дивное [6, 7] для этого участка геологического разреза поверхность Мохо вообще не фиксировалась. По электрическим характеристикам, в зоне сопряжения этих структур поверхность Мохоровичича опускается, примерно, на 5 км и далее погружается под кряжем Карпинского. Увеличение мощности земной коры для кряжа могло быть связано с внутриплитным сжатием [8, 12] на завершающей стадии рифтогенеза. Слой земной коры, условно относимый к «базальтовому», в пределах кряжа Карпинского имеет мощность порядка 20 км. Он значительно дифференцирован по электрическим сопротивлениям, а, следовательно, и по составу. Это подтверждает предположение некоторых исследователей о том, что он представлен так называемой «коромантийной» смесью [4]. Мощность докембрийского кристаллического фундамента увеличивается от 8-10 км в зоне контакта с Воронежской антеклизой до 15 км к южному окончанию Заветненского профиля. Здесь в поле электрических сопротивлений на точках МТЗ 3-5 с глубин порядка 20 км выделяется субвертикальная зона повышенной проводимости, располагающаяся практически в осевой части кряжа Карпинского [4] и, вероятно, являющаяся осевой плоскостью изначального рифта. К зоне приурочено увеличение глубин залегания всех зафиксированных здесь латеральных границ, определяя и максимальную мощность самой структуры кряжа Карпинского. В целом же на геоэлектрическом разрезе по Заветненскому профилю между двумя глубинными разломами в пределах всей мощности консолидированной земной коры, включая складчатый палеозойский комплекс, вырисовывается атиклинальная структура более высокого порядка – Заветненское поднятие, что является, очевидно, результатом тангенциального сжатия кряжа между Воронежской антеклизой и Ставропольским сводом.

Верхняя часть домезозойского фундамента кряжа Карпинского на уровне 4-8 км (рис. 2) – область низких электрических сопротивлений. Методом МТЗ на профиле 109402-109802, отработанным ГНПП «Спецгеофизика»

западнее Заветненского профиля (рис.1), на глубинах 2-4 км также фиксировалась серия линз повышенной проводимости [11], в пределах которых параметрической скважиной 2Ц (Цимлянской) вскрыты тёмно-серые и чёрные аргиллиты с обугленным растительным детритом (до 15-21%), отнесённые к семиченской толще [10]. При анализе материалов ГСЗ вдоль профиля XII-МПВ Краснодонецкая-Элиста упомянутый комплекс пород увеличивается по мощности и опускается до глубин 4-8 км к восточному окончанию профиля XII-МПВ [2], месту его пересечения с Заветненским профилем. То есть аргиллиты с обугленным растительным детритом могут вызвать понижение электрических сопротивлений на уровне 4-8 км геоэлектрического разреза.

Проведённые исследования методом магнитотеллурических зондирований по Заветненскому профилю показали приуроченность зоны сопряжения кряжа Карпинского и Воронежской антеклизы к глубинному разлому, а также возможность дифференциации по электрическим характеристикам внутренней структуры кряжа, что не удавалось сделать сейсмическими методами.

Литература

1. *Ю.Н. Андрющенко, А.К. Сулейманов, С.И. Филин.* Пространственно-временные соотношения разрывных дислокаций Донецкой складчатой системы – кряжа Карпинского // Разведка и охрана недр, 2003, №5. С. 43-44.
2. *М.И. Бородулин, Н.П. Масленникова, М.Л. Хацкель, Г.В. Чернявский.* Глубинная тектоника Восточного Донбасса и западной части вала Карпинского // Сов. геология, 1975, №11. С. 131-137.
3. *Ю.А. Волож, М.П. Антипов, С.И. Филин, Ю.Г. Юров.* Новый взгляд на перспективы нефтегазоносности западного сегмента кряжа Карпинского // Разведка и охрана недр, 1999, №2. С. 27-33.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. L-(37), (38). Ростов-на-Дону. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 296 с.
5. *А.В. Егоркин.* Содержание кремнезёма в консолидированной коре территории России // Разведка и охрана недр, 2000, №2. С. 15-17.
6. *С.Л. Костюченко, А.Ф. Морозов, Л.Н. Солодилов и др.* Региональные геолого-геофизические исследования кряжа Карпинского и сопредельных структур юга России // Разведка и охрана недр, 2001, №2. С. 13-17.
7. *С.Л. Костюченко, А.Ф. Морозов, Л.Н. Солодилов и др.* Глубинное строение и геодинамические аспекты эволюции Европейского юга России // Разведка и охрана недр, 2004, № 4. С. 4-9.
8. *Л.И. Лобковский, А.М. Никишин, В.Е. Хаин.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
9. Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления (под редакцией В.Е. Хаина, Н.А. Богданова). Масштаб 1:2500000. М.: Научный мир, 2003. 120 с.
10. *Е.В. Мовшович, М.Л. Хацкель, А.А. Зиновьев, С.И. Филин.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности зоны сочленения Донецкого кряжа и кряжа Карпинского // Геология нефти и газа, 2002, №1. С. 59-64.
11. *В.С. Петров, С.И., Филин, А.М. Нигматзянов.* Карбонатный массив южного склона Воронежской антеклизы – кряжа Карпинского // Разведка и охрана недр, 2003, №5. С. 41-42.
12. *В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе.* Геотектоникас основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
13. *А.Г. Шемпелев.* Кряж Карпинского по геофизическим данным // Материалы XXXVII Тектонического совещания «Эволюция тектонических процессов в истории Земли». Новосибирск, 2004. С. 293-296.

ГРАВИМАГНИТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЛЯ РЕШЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ И НЕФТЕГАЗОПОИСКОВЫХ ЗАДАЧ

Шеремет О.Г.

Геологический институт РАН, Москва, Россия
(sheremet@ilran.ru)

Особенности зон активного тектогенеза рассмотрены по результатам совместного истолкования гравимагнитных полей Байкальской и Енисей-Хатангской рифтовых зон, а также Северного и Среднего Каспия, а нефтегазоносность – Московской синеклизы и Уренгойского рифта. Такое истолкование реализуется с помощью дифференциального метода, связывающего производные гравитационного и магнитного потенциалов нелинейной трансформантой: её модулем (*D*-функцией) и углом (α-функцией) [1]. Аналитические и численные расчёты на моделях геологических сред выявили высокие распознающие свойства этих функций, позволяющие практически однозначно определить разломы, разломные зоны и углы их падений, а также структуры, которые они контролируют. Такие свойства связаны с тем, что на уровнях верхнего полупространства *D*-функция, в отличие от исходных гравимагнитных полей, для некоторых моделей геологических сред имеет особенности, в которых она достигает экстремальных величин. Благодаря этому в разрезах земной коры и верхней мантии с помощью предлагаемого метода обнаруживаются такие структуры, которые практически не выделяются по отдельно взятым гравитационным и магнитным аномалиям [2].

Приведем качественное описание индикационных характеристик *D*-функции для эталонных моделей геологических объектов в условиях двухслойной среды „чехол – фундамент“. Первая модель представляет собой аналог локальной структуры чехла с положительной избыточной плотностью. Под этой структурой в фундаменте имеется геологический объект (дайка или интрузивный массив или др.), создающий только магнитную аномалию. В этом случае над центром масс структуры чехла будет наблюдаться локальный минимум *D*-функции, исчезающий на уровнях верхнего полупространства. Если источник магнитной аномалии расположен в чехле, а под ним, в фундаменте, – геологический объект с избыточной плотностью, то значение *D*-функции над центром магнитоактивного источника будет характеризоваться локальным максимумом, который постепенно уменьшается на уровнях верхней полуплоскости. Вторая модель также состоит из двух источников. Первый расположен в чехле и имеет избыточную плотность σ_1, второй - в фундаменте и характеризуется как избыточной плотностью σ_2 ($|\sigma_2| > |\sigma_1|$), так и намагниченностью *I*. *D*-функция для этой модели имеет минимальные значения при одинаковых знаках σ_1 и σ_2 и максимальные в случае противоположных знаков. При этом, если проследить изменения абсолютных величин максимумов на уровнях верхней полуплоскости, то они могут достигать экстремумов на фиксированных уровнях, образуя замкнутые концентрические изолинии в вертикальном разрезе. Третья модель представляет собой два блока фундамента с различным отношением избыточной намагниченности к избыточной плотности. Такая модель характеризуется максимумом *D*-функции над вертикальным контактом двух блоков, когда отношение I/σ верхнего блока больше нижнего, и минимумом в противоположном случае. Четвертая модель является трёхмерной и состоит из зоны разломов, разделяющей два однородных блока пород фундамента, создающих магнитные и гравитационные аномалии. Над зоной разломов, в чехле, расположена структура с положительной избыточной плотностью. Такой модели отвечает локальный минимум *D*-функции между двумя интенсивными

максимумами, трассирующими разломную зону в плане.

Предложенная методика моделирования положена в основу изучения Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), в пределах которой выявлены и количественно описаны западная и восточная границы центральной части, представленные разломами и разломными зонами, отделяющими её от сопредельных структур. В центральной части, включая акваторию Байкала, не обнаружено ни одного глубинного разлома за исключением разделяющего БРЗ на Северо-Байкальскую и Северо-Восточную (Баргузинскую) впадины. Признаков вулканизма в нижней части осадочного чехла Байкалькой впадины не установлено. Под впадиной оз. Байкал выявлены разуплотнённые зоны фундамента шириной от 5 до 13 км, на глубинах 12 – 17 км, смещённые к востоку относительно оси прогибания чехла на 5 – 20 км, что совпадает с осевой зоной максимальных изодинам (гипоцентров землетрясений) по сейсмологическим данным, и осевой зоной разломов чехла, установленной российско-американским сейсмопрофилированием. На глубинах больше 17км наблюдается изотропность коры и верхов мантии. Установлено, что глубинные разломы на западном и восточном побережьях озера имеют различный генезис: на западном побережье разломы связаны с более молодой вулканической деятельностью, углы падения разломов на западном побережье, в целом более пологие, чем на восточном, с направлениями тех и других на Ю-ЮВ. Определено, что в пределах обнаруженных зон породы фундамента, несмотря на их разуплотненность, на 25% более намагничены, чем на сопредельных участках, что связано с их большей основностью. Эти зоны трактуются нами как участки растяжения.

При изучении тектоники Енисей–Хатангской депрессии сделан дополнительный анализ гравимагнитных полей вдоль ближайшего профиля ГСЗ НПО „Геофизика“, секущего Енисейский кряж. В результате получено взаимно-однозначное соответствие концентрических экстремумов *D*-функции на уровнях верхнего полупространства и эпицентров мантийных разломов. Установлено, что гравимагнитные поля над Енисейским кряжем и Енисей–Хатангской депрессией подобны между собой. Анализ полей трансформанты в пределах профиля, проходящего через депрессию, позволил выявить, в отличие от БРЗ, мантийные разломы, контролирующие структуры земной коры в этом регионе, а также определить в пределах центральной части депрессии контуры магматогенных антиклинальных структур пермо-триасового (?) возраста над мантийным разломом глубже ~35 км, не выявленных ранее. Такие структуры являются обращёнными структурами коры, что не отмечалось предыдущими исследователями. Наличие магматогенных структур в центральных частях осадочного чехла депрессии и их отсутствие во впадине Байкала позволяет говорить о более древнем образовании первой из них.

В пределах Северного Каспия уточнено положение южной границы Восточно-Европейской платформы. Установлено различие в плановом распределении региональных структур Скифской и Туранской плит: в пределах первой они линейны и субпараллельны оси главного кавказского хребта, в пределах второй носят мозаичный характер кроме единственной линейной зоны, совпадающей с положением Бузачи–Байчагырского глубинного разлома, выявленного по сейсмическим наблюдениям и имеющего важное значение в распределении нефтегазоносных структур. Впервые обнаружена зона, протягивающаяся по линии Суюткино – Гурьев вдоль оси так называемой „сигмоиды Северного Каспия“, именуемая нами Скифско–Туранской шовной зоной, которая фиксирует положение глубинного разлома на границе двух плит и является естественным региональным ограничителем углеводородного сырья. В раннепалеозойском фундаменте Скифской плиты выделены грабен осевой зоны и крылья Донецко–Каспийской складчатой системы, а также определены положения

верхнепалеозойских прогибов, заполненных вулканогенно-обломочными толщами на бортах Ростовско–Кочубеевской зоны и на склонах Среднекаспийского массива.

Конкретное решение задач распознавания нефтегазоносных структур и контролирующих их разломов в пределах исследуемых регионов имеет ряд общих особенностей. Применение лишь гравиметрии для поиска локальных структур чехла связано с известными трудностями, обусловленными не только точностью измерений (не менее 0.1 мГл), но и, главным образом, выделением чистой (полезной) аномалии от предполагаемой структуры на региональном фоне. Использование гравимагнитного метода позволяет максимально уменьшить роль регионального фона, обусловленного аномалиями ΔT_a от нижних горизонтов осадочно-вулканогенного чехла и фундамента.

В последние годы возрос интерес не только к тектонике и нефтегазоносности Московской синеклизы, но и к поискам на ней структур, пригодных для закачки и хранения нефтегазового сырья. В связи с этим нами проведены гравимагнитные исследования по изучению блоковой структуры фундамента и осадочного чехла в районе городов Данилов – Любим. Выделены блоки фундамента, отличающиеся друг от друга значениями средней плотности и намагниченности горных пород. Они контролируют восемь структур осадочного чехла, перспективных на нефть и газ, которые определены не только по значениям аномалий *D*-функции, но и по расходящимся векторам углов α-функции. В последнее время на двух из них проведены поисково-разведочные работы, обнаружившие притоки „тяжёлой“ нефти.

Исследования по уточнению структурно-тектонического положения Источного и Имелорского месторождений Уренгойского рифта проведены по семи профилям Δg и ΔT_a с точностью соответственно 0.15 мГл и 10 – 15 нТ. Профили проходили в крест основного простирания структур Уренгойского рифта, через точки измерения полей. Контуры исследованных структур в соответствии с данными моделирования выделялись по минимальным значениям *D*-функции на первых трёх уровнях верхней полуплоскости с эпицентром, расположенным ниже уровня приведения. На востоке и юго-востоке эти структуры ограничиваются глубинной зоной разломов, которая не была обнаружена с помощью сейсморазведки, но выделена по замкнутым концентрическим аномалиям максимумов *D*-функции с западным падением под углом 65 – 85º. Она уходит под структуру в фундамент с кровлей 3.5 км, достигает глубины 7 – 12 км и окаймляет с востока Источную и Имелорскую нефтегазоносные структуры, отделяя их от крупнейшего в регионе Колмогорского месторождения. Пробуренная в выделенной нами разломной зоне скважина с повышенной водонасыщенностью подтвердила наш прогноз о её низкой нефтегазоносности. Контуры Источной и Имелорской структур, определённые по аномалиям *D*-функции, находятся между контурами запасов по категориям C_1 и C_2. Полученные сведения о глубинной разломной зоне коррелируются с данными по Тюменской сверхглубокой скважине СГ-6, в которой обнаружено углеводородное сырьё неорганического происхождения на таких же глубинах (10 – 12 км).

Таким образом, показана эффективность использования гравимагнитного дифференциального метода для решения задач тектоники и нефтегазоносности как внутриплитных, так и внутриплатформенных тектонически активных зон.

Литература

1. *В.Н. Страхов.* Алгоритмы редуцирования и трансформаций аномалий силы тяжести, заданных на физической поверхности Земли // Интерпретация гравитационных и магнитных полей. Киев: Наук. Думка, 1992. С.4-81.
2. *О.Г. Шеремет.* Прогнозирование нефтегазоносных структур и разломных зон Прикаспия и Западной Сибири дифференциальным гравимагнитным методом // Нефть и газ юга России, Чёрного, Азовского и Каспийского морей – 2006. Геленджик: ГНЦ ФГУГП „Южморгеология“, 2006. С.69-71.

ВКЛАД В.Е. ХАИНА В УЧЕНИЕ О РАЗЛОМАХ ЗЕМЛИ И ИХ РОЛИ В СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКЕ ЛИТОСФЕРЫ

Шерман С.И.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия
(ssherman@crust.irk.ru)

Разноранговые разрывы – от трещин до протяженных глубинных разломов – всеобъемлющие структуры Земли. Практически нет геологического объекта, где бы ни были констатированы их определенные ранговые разновидности. В повсеместном распространении разрывов – их значимость и одновременно трудность в определении специфической роли при формировании геологического объекта на многообразных стадиях его развития. В таких случаях определяющая роль отводится четким определениям и формализациям понятий разрывов на различных масштабных уровнях, а также их классификациям. Без классификаций объектов на различных масштабных уровнях практически невозможен их сравнительный анализ, обобщения и выявление общих закономерностей развития. Многолетние исследования разломов многочисленными исследователями в различных частях мира являются примером тех широко распространенных геологических объектов, закономерности развития которых были изучены и установлены благодаря первоначальной четкой формулировке в определении понятий выраженности объекта на его различных иерархических уровнях. Таким показательным широко распространенным геологическим объектом являются глубинные разломы Земли.

Два авторитетнейших российских академика – А.В. Пейве и В.Е. Хаин – внесли существенный вклад в развитие учения о глубинных разломах Земли, акцентируя внимание на их различные свойства. А.В. Пейве [2] первым в мире выделил глубинные разломы как важнейшие структуры в геосинклинальных областях, дал их общую характеристику и классификацию [3,4] и посвятил их всестороннему глубокому исследованию основные научные труды [5]. А.В. Пейве заслуженно считается основоположником учения о глубинных разломах Земли [15].

В.Е. Хаин оставил глубокий след в геотектонике, прежде всего, как исследователь процессов при формировании масштабных геотектонических формаций и структур континентов Земли, в том числе и ее в целом [1, 7, 9, 10, 11, 13, и мн. др.]. Громадный педагогический опыт нашел отражение на стиле крупных научных публикаций и монографий В.Е. Хаина: в них всегда читатель находит глубокий анализ истории вопроса и исторического развития характеризуемого направления. Целиком это относится и к учению о глубинных разломах, в развитие которого В.Е. Хаин внес существенную, в некоторых случаях аргументировано ограничивающую нас увлеченность разломами.

В одной из первых своих работ о глубинных разломах, написанной в формате аналогичных статей А.В. Пейве, В.Е. Хаин [6] четко предопределяет три главных вопроса в этой актуальной в 60-е годы прошлого столетия проблеме: историзм, формализация понятия и ограниченная контролирующая функция. Начало учения о разломах В.Е. Хаин связывал с именем У. Хоббса, который предложил термин линеамент и объединил с ним многие прямолинейные черты земной поверхности. Сами же линеаменты – суть разломы, закономерно ориентированные по отношению к фигуре Земли. Термин преимущественно в географической литературе используется и в настоящее время для характеристики прямолинейных положительных или отрицательных форм рельефа. В этой же статье В.Е. Хаин конкретизирует признаки глубинных разломов, в том числе акцентирует внимание на важности аргументации

глубины их проникновения: «…в ряде случаев отсутствуют основания для категорического утверждения или отрицания глубинной природы разлома, до проведения сейсмозондирования. Очевидно, о таких разломах можно говорить как о глубинных лишь предположительно» [6, стр. 18]. И это было своевременно. К началу 70-х годов того же прошлого века увлечение глубинными разломами усилилось настолько, что автор этого очерка в докторской диссертации, одним из оппонентов которой был тогда чл.-корр. АН СССР В.Е. Хаин, для разломов протяженных, длительного развития, но не подтвержденных признаками глубинности предложил более широкий термин – генеральные разломы [14]. И, наконец, конкретное изложение отношения В.Е. Хаина к многообразным контролирующим функциям глубинных разломов: «…неправильно было бы считать, что глубинным разломам принадлежит исключительная и преобладающая роль в развитии земной коры» [6,стр.28].

В своих последующих работах Виктор Ефимович неоднократно обращался к исследованию глубинных разломов преимущественно под углом зрения региональной геотектоники или общих, не редко дискуссионных, геотектонических концепций развития Земли.

Под этим углом зрения важно вспомнить научные дискуссии по пересмотру концепций тектоники Земли, которые в прошлом столетии захватили широкие круги геологов всего мира, в т.ч. и бывшего Советского Союза. Среди геологов, т.е. многих из нас, не было единства мнений по принятию новой глобальной тектоники. Эту дискуссионную проблему Бюро Отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР вынесло на открытое научное обсуждение. Одним из трех [два других П.Н. Кропоткин, В.В. Белоусов] основных докладчиков был В.Е.Хаин [8], горячо и аргументировано поддержавший новую парадигму в геотектонике. Одно из возражений, которые неоднократно встречала новая глобальная тектоника, сводилось к происхождению глобальной сетки глубинных разломов и общего структурного плана Земли. Постоянство азимутальных простираний сетки разломов Земли считалось признаком отсутствия больших горизонтальных перемещений. В.Е. Хаин приводил два возражения. Первое, поскольку основной поверхностью раздела, по которой могут перемещаться плиты, считается верхняя поверхность астеносферы, то речь может идти только о разломах, достигающих ее, то есть о зонах Беньофа и/или осевых разломах Срединно-океанических хребтов. Но именно эти разломы являются границами плит со всеми вытекающими отсюда следствиями. Устойчивое унаследованное развитие крупных разломов платформ также приводилось в числе аргументов, противоречащих мобилизму. Виктор Ефимович справедливо считал, что, «во-первых, такая устойчивость лишь весьма относительна и, во-вторых, корни этих структур лежат …выше кровли астеносферы» [8, стр. 21]. Более того, в этой же работе он полностью солидаризуется с А.В. Пейве в том, что существование определенной симметрии в расположении основных структурных элементов Земли и несомненная унаследованность в их развитии не противоречат мобилизму, а лишь накладывают определенные ограничения на направления перемещений отдельных плит. Современные данные полностью подтверждают эти доводы.

Великолепное чувство нового характерно для всего творчества В.Е. Хаина. В те же 70-е годы прошлого столетия он поддержал внедрение количественных методов в характеристику и анализ разломной тектоники, которые начали развиваться, в том числе и в Иркутске, в Институте земной коры СО РАН. Теперь уже известные взаимосвязи между основными параметрами разломов не вызывают удивлений. Однако в те годы, 70-тые и раннее, изучение математических зависимостей между параметрами геологических структур не высоко оценивалось в геологии. Многие сопоставляли исследования в геологии и горном деле с искусством и даже саму

науку называли горным искусством. Отсюда, надо было искать не физико-математические закономерности в структурной организации разломной тектоники, а обладать талантом в горном искусстве. Сегодня это прошедший этап в изучении разломной тектоники. В становлении нового подхода к сбору и анализу количественных характеристик структурных форм литосферы большая заслуга В.Е. Хаина. Она позволила развиться новому направлению в разломной тектонике – квантификации разломов и от него к современным представлениям о структурно контролирующей роли разломов в реальном времени [месяцы, годы, десятилетия] с вытекающими практическими следствиями по сейсмичности и ее прогнозу [16]. Крупнейшие разломы Земли, развивающиеся в течение сотен тысяч и миллионов лет, могут быть рассмотрены в интервалах реального времени и при этом могут быть получены результаты, свидетельствующие о мгновенных (в геохронологическом интервале времени) процессах в зонах их динамического влияния. Уместно заметить, что раннее, при детальном анализе современных движений земной коры, оценивая значительный прогресс в этой области неотектонических исследований и, предвидя новые знания в сфере современных геологических процессов, В.Е. Хаин предложил выделить особый раздел тектонической науки и назвать его акутектоникой [11]. В этом же плане заслуживает внимания одна из последних монографий В.Е.Хаина в соавторстве с Э.Н. Халиловым [13], в которой анализ сейсмичности полностью соответствует акутектоническим методам в тектонике.

В заключении необходимо отметить громадный вклад В.Е. Хаина в исследование истории и методологии геологических наук, в частности, разломной тектоники [12]. Выполненная при авторском участии В.Е. Хаина и его общей редакции цитируемая монография [12] отражает его методологические и философские представления о геологии как науки, глубокое понимание важности исторической унаследованности в развитии основных идей и геологических школ и полное отражение роли и вклада российских ученых в общемировые достижения геотектоники. Вклад представителей российской науки и среди них академика В.Е.Хаина в учение о разломах Земли и их роли в современной геодинамике литосферы трудно переоценить.

Работа выполнена по программе 6 ОНЗ РАН.

Литература

1. *Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. – М.: Научный мир, 2004. – 612 с.
2. *Пейве А.В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях. //Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1945. – с. 23-46.
3. *Пейве А.В.* Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Статья 1. // Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956а. – с. 90-105.
4. *Пейве А.В.* Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. Статья 2. //Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1956б. – с. 57-71.
5. *Пейве А.В.* Избранные труды. Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры. М.: Наука, 1990. 352 с.
6. *Хаин В.Е.* Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры [исторический обзор] //Изв. высш. учебных заведений. Геология и разведка, № 3, 1963. – с. 13-29.
7. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника М.: Недра, 1964. – 479 с.
8. *Хаин В.Е.* О новой глобальной тектонике //Проблемы глобальной тектоники. М.: Наука, 1973. – с. 5-26.
9. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. – 359 с.
10. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. – 343 с.

11. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ, 1995.– 476с.
12. *Хаин В.Е., Рябухин А.Г., Наймарк А.А.* История и методология геологических наук М.: Издательский центр «Академия», 2008. – 416 с.
13. *Хаин В.Е., Халилов Э.Н.* Пространственно-временные закономерности сейсмической и вулканической активности // Бургас, SWB, 2008, 304 с.
14. *Шерман С.И.* Физические закономерности развития разломов земной коры // Новосибирск: Наука СО, 1977. – 103 с.
15. *Шерман С.И.* А.В. Пейве – основоположник учения о глубинных разломах //Геотектоника № 2, 2009. – с. 20-36.
16. *Шерман С.И.* Тектонофизическая модель сейсмической зоны: опыт разработки на примере Байкальской рифтовой системы //Физика Земли, 2009, № 11. с. 8-21.

ГЕНЕРАЦИЯ НЕЙТРОНОВ И ОСОБЕННОСТИ ВОЗМУЩЕНИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ПЕРИОД, ПРЕДШЕСТВУЮЩИЙ ЧИЛИЙСКОМУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЮ 27 ФЕВРАЛЯ 2010 С МАГНИТУДОЙ Mw=8.8

Шестопалов И. П. [а], **Белов С. В.** [б], **Харин Е. П.** [а], **Соловьев А.А.**[а], **Кузьмин Ю. Д.** [в]

[а] *Геофизический центр РАН, Москва, Россия*
[б] *Московский государственный открытый университет, Москва, Россия*
[в] *Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия,* (shest@wdcb.ru)

Введение

Ряд экспериментальных наблюдений последних лет показали, что сейсмическая активность может быть источником нейтронов [1-3].

Фактический материал и методика исследований

Фактический материал представлял собой результаты измерений:

1. Тепловых и быстрых нейтронов, а также гамма излучения приборами, установленными в экспериментальном павильоне отдела космических лучей Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Пушкова РАН (ИЗМИР АН), в г. Троицк. Московской области.

2. Тепловых нейтронов прибором, установленным на пункте комплексных наблюдений Камчатского филиала Геофизической службы РАН. Пункт расположен в межгорной долине реки Карымшина в 50 км от г. Петропавловска-Камчатского.

Исследования проводились в связи с мощным землетрясением магнитудой Mw=8,8, которое произошло 27 февраля 2010 года в 6:34 UT у берегов Чили в 90 километрах от города Консепсион на глубине 35 км. (координаты землетрясения: широта = 35,93S, долгота = 72,78W) [4].

В работах авторов [1,5] анализировались данные о сейсмической энергии, выделившейся на всем Земном шаре за период с 1680 по 2007 г., в сопоставлении с солнечной активностью. На основании этих данных выявлены вековые циклы солнечной активности и сейсмичности Земли продолжительностью около 100 лет. В начале каждого из циклов XVIII, XIX и XX веков сейсмическая активность имела максимальное значение, значения же чисел Вольфа, характеризирующие солнечную активность, были минимальны. Таким образом, наблюдалась существенная отрицательная корреляция сейсмичности Земли с солнечной активностью. По нашим данным, третий (начиная с 1680 г.) вековой цикл, начавшийся в 1890 г., закончился в конце XX в. Это позволяет считать, что в 90-х годах прошлого века начался новый вековой цикл, в начале которого (по аналогии с предшествующими) должны будут наблюдаться относительно пониженная солнечная активность и, наоборот, сильная сейсмическая активность, которая сохранится на протяжении примерно первой трети столетнего цикла. Землетрясения 26.12.2004 г. с магнитудой M=9, 28.03.2005 г. с M = 8.6 в районе Индонезии, землетрясения в 2006 и 2007 гг. с M>8, а также последние данные по сейсмичности за 2008-2010гг. подтверждают этот вывод. Землетрясение в Чили с M=8,8, которое произошло 27 февраля 2010 г., продолжило список мощных землетрясений, которые, как прогнозировалось, будут происходить в начале наступившего векового цикла. Ниже дан анализ вариаций потоков нейтронов и гамма излучения за 24-28 февраля 2010г. В работе также представлены данные о геомагнитных возмущениях, которые наблюдались в рассматриваемый период. Для этого использовались значения магнитного поля Земли с мировой сети

станций Интермагнет (всего около100 станций) [6].

Необходимо отметить, что после продолжительного минимума солнечной активности, который наблюдался в 2008-2009 гг., 2010 год – это начало нового 24 солнечного цикла. В январе-феврале 2010г. солнечная активность была очень низкой. Среднесуточные значения чисел Вольфа не превышали R=30.

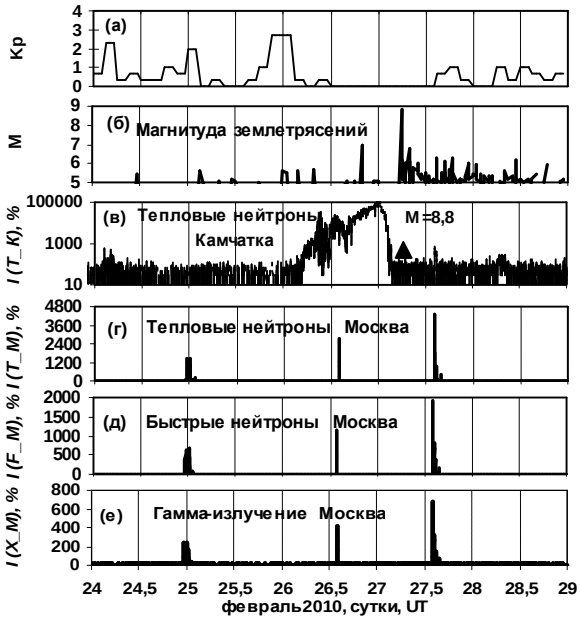


Рис.1. Временные вариации 24-27 февраля: а - Кр-индекса, б - магнитуды землетрясений (М), в-е – интенсивности нейтронов и гамма-излучения.

На рис.1 представлены значения Кр - индекса, характеризующего магнитную активность в планетарном масштабе. Из рис. видно, что все значения этого индекса незначительны. За указанный период магнитные бури не наблюдались.

На этом же рис. приведены минутные значения интенсивности потоков тепловых и быстрых нейтронов, гамма излучения, зарегистрированных в Москве, и интенсивности потоков тепловых нейтронов на Камчатке. Интенсивность потоков частиц *I*, выраженная в процентах, определялась следующим выражением: $I = (Ni-N\phi)/N\phi \times 100\%$, где *Ni* – минутные значения потоков частиц, $N\phi$ – фоновое значения потоков частиц, наблюдаемые 24 февраля.

Из рис. 1 видно, что примерно за двое с половиной суток до землетрясения 27 февраля, то есть в конце 24 - начале 25 февраля, стали происходить значительные всплески интенсивности: тепловых и быстрых нейтронов, и гамма-излучения, зарегистрированных в Москве (см. рис 1г-е). На рис.1 приведены минутные значения их потоков. Из рис. видно, что интенсивные всплески частиц наблюдались не только перед землетрясением 27 февраля, но и позже. Из рис.1 также видно, что характер вариаций интенсивности тепловых нейтронов, зарегистрированный в Москве и на Камчатке, различный. Основной особенностью характера вариаций тепловых нейтронов, зарегистрированных на Камчатке, является то, что примерно за сутки до землетрясения интенсивность нейтронов стала увеличиваться от нескольких десятков процентов и за шесть часов до землетрясения возрастание достигло максимума и составляло величину примерно 100000 %. То есть, от начала возрастания до максимума интенсивность увеличилась на несколько порядков. Затем после максимума наблюдалось быстрое уменьшение интенсивности частиц, и во время землетрясения она достигла фоновых значений.

На рис.2 представлены данные о вариациях магнитного поля, которые наблюдались 24 февраля. Здесь же представлены вариации интенсивности тепловых нейтронов, зарегистрированных на Камчатке. Из рис. видно, что 24 февраля, в первой половине суток прибором, установленным на Камчатке, были зарегистрированы всплески интенсивности тепловых нейтронов. В Москве возрастание потоков нейтронов в это время не наблюдалось.

Рассмотрим некоторые особенности характера вариаций магнитного поля Земли в это время. На рис. 2 представлены вариации магнитного поля Земли (Bx компонента), зарегистрированные на тех станциях, на которых было обнаружено значительное возмущение в период, предшествующий Чилийскому землетрясению 27 февраля, то есть примерно за трое суток до землетрясения. Все эти станции находятся в западном полушарии Земли, на рис. указаны коды

станций и их географические координаты (см. рис. 2б-и). Стрелками на них указаны экстремумы возмущения. Максимальная амплитуда возмущения Bx = -690 нТл наблюдалась на станции blc, Baker Lake, Canada. Длительность этого возмущения приблизительно один час. Значительные возмущения наблюдались также на следующих станциях: ykc, Yellowknife, Canada, Bx = -178 нТл; nag, Narsarsuag, Denmark, Bx = -160 нТл; fcc, Fort Churchill, Canada, Bx = -267 нТл. В южном полушарии максимальная амплитуда возмущения Bx = -200 нТл наблюдалась на станции maw, Mawson, Australia .

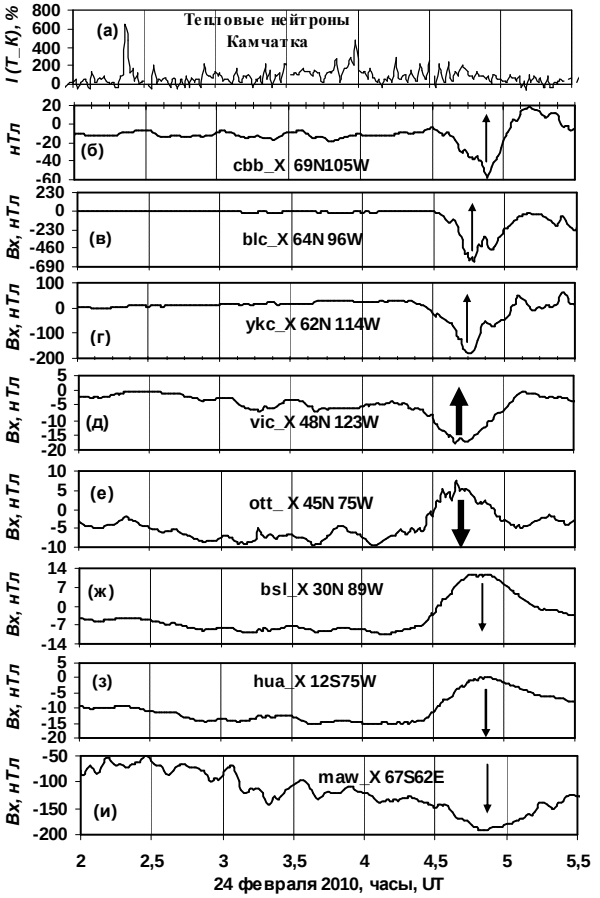


Рис.2. Временные вариации интенсивности нейтронов на Камчатке (а), амплитуды магнитного поля Земли, Bx компонента, (б-з) 24февраля.

Как уже отмечалось за указанный период обстановка в магнитосфере и ионосфере была спокойной, магнитные бури не наблюдались. Тем не менее, амплитуда возмущения в этот период достигла примерно таких же значений, которые наблюдаются во время средней магнитной бури. Есть основание полагать, что причина этих процессов связана не с процессами на Солнце и высокоскоростными потоками солнечного ветра в межпланетном пространстве, а с процессами внутри Земли. Укажем еще некоторые особенности характера вариаций магнитного поля Земли во время этого возмущения. Стрелками на рис. 2 указаны экстремумы возмущения. Жирные стрелки на кривых рис.2д и рис2е, на которых представлены данные со станций vic, широта 48 N, и ott, широта 45 N, указывают на то, что экстремумы этих кривых наблюдались раньше, чем на более высоких широтах, как в северном полушарии, так и в южном. Время запаздывания возмущений от средних широт до высоких как в северном полушарии, так и в южном составляет примерно 15 мин. Можно также отметить, что возмущение магнитного поля в данном случае наблюдалось в узком слое. Ось этого слоя по грубой оценке проходит примерно от 100°W в северном полушарии, и от центрального меридиана в южном полушарии, то есть она наклонена относительной вертикальной оси в сторону противоположной оси вращения Земли. Можно оценить скорость распространения возмущения в данном слое. Она может составить величину 5 - 20 км/сек.

На рис.3 представлены данные о вариациях магнитного поля, которые наблюдались 25-27 февраля, а также минутные значения интенсивности потоков тепловых нейтронов, зарегистрированных в Москве и на Камчатке.

Из рис. 3 видно, что возмущения магнитного поля наблюдались как перед началом возрастания потоков нейтронов, зарегистрированных на Камчатке, а также до, во время и вскоре после всплесков нейтронов, зарегистрированных в Москве.

Большинство станций находятся в западном полушарии Земли, на рис. 3 указаны коды станций и их географические и геомагнитные координаты. Максимальная амплитуда возмущения Bx = 180 нТл наблюдалась на станции blc, Baker Lake, Canada перед началом возрастания потоков нейтронов на Камчатке. Характер вариаций магнитного поля на средних широтах и на

широтах ближе к экватору меняется. Из рис. 3 видно, что на этих широтах наблюдается три возмущения: как перед началом возрастания потоков нейтронов, зарегистрированных на Камчатке, так и почти во время всплесков нейтронов, зарегистрированных в Москве.

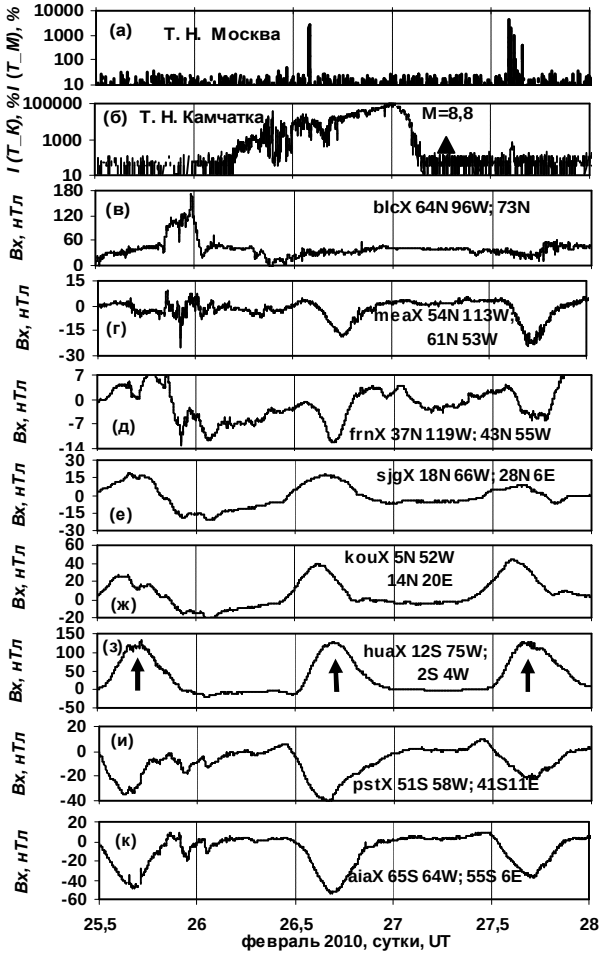


Рис.3. Временные вариации: (а-б) интенсивности тепловых нейтронов, амплитуды магнитного поля Земли (в-к) 25-27 февраля.

Амплитуда этих возмущений увеличивается на широтах, расположенных ближе к экватору. Амплитуда возмущения Bx = 130 нТл наблюдалась на станции hua, Hyancayo, Pery (географические координаты - 12S, 75W; геомагнитные - 2S 4W). На рис. 3з эти возмущения указаны стрелками. Таким образом, приблизительно за сутки перед землетрясением стали происходить возмущения поля с максимальной амплитудой в арктической области и в близи экватора.

Обсуждение результатов

Изложенные факты позволяют считать, что сейсмическая активность Земли, генерация потоков нейтронов и других частиц, геомагнитные возмущения, по-видимому, являются взаимосвязанными процессами. Для объяснения возможных механизмов генерации нейтронов и возникновения геомагнитных возмущений необходимо обратить внимание на следующие факты. Известно, что крупные землетрясения, такие как в Чили 27 февраля 2010 г. и 28 декабря 2004 г. на Суматре, вызывали изменение длительности суток и изменение ориентации земной оси [7]. То есть, очевидно, что в случае крупных землетрясений возмущения охватывают все геосферы Земли. В настоящее время многие ученые считают, что объяснения флуктуаций скорости вращения Земли следует искать в эффектах взаимодействия мантии и ядра. Известно, что ядро вращается относительно мантии со скоростью около 0,2° в год. Дрейф ядра и интенсификация его циклических смещений сопровождаются упругими деформациями мантии и соответствующими резкими изменениями напряженного и термодинамического состояния всех её слоев [8]. Установлено, что при деформациях внутренняя энергия тела возрастает, и вещество переходит в качественно новое активированное состояние, в котором возможно протекание реакций и процессов, невозможных при обычных условиях. Таким образом, в процессе механического воздействия, реализуемого в пластичной области, возможен переход вещества горных пород в активировано- ионизированное состояние. Наблюдаемые всплески нейтронов и других частиц, длительность которых составляет несколько минут, позволяют сделать вывод, что процессы внутри Земли, которые приводят к генерации частиц, протекают очень быстро. Это означает, что в гипоцентре землетрясения могут происходить кратковременные увеличение давления и температуры, и выполняться условия, необходимые для протекания

ядерных реакций. Однако возникает вопрос – как генерированные таким образом нейтроны доходят до земной поверхности, не затухая? По современным представлениям геофизическая среда состоит из блоков различных размеров: от очень крупных до весьма небольших [9], т.е. она является не сплошной, а иерархически дискретной. Система эта открыта для энергообмена с окружающей средой и обладает способностью связывать в себе упругую энергию, что позволяет рассматривать её как динамичную энергосодержащую среду. Активность - основное свойство такой среды. Временные изменения свойств пород связаны не с перемещениями вещества, а главным образом с изменением напряженно-деформированного состояния геосреды. В результате происходит передача энергии от одного структурного элемента к другому в различных направлениях. В случае сильных событий этот процесс может охватить всю Землю. При распространении фронта возмущения, вызывающего перераспределение напряжений, он в определённый момент достигает поверхности Земли. Можно предположить, что в этом случае возникают условия не только для генерации нейтронов и других частиц, но и для дохода их до земной поверхности без затухания.

Заключение

1. Во время подготовки крупных землетрясений происходит возмущение геомагнитного поля и генерация нейтронов, фиксируемых в районах, отдаленных от эпицентра будущего землетрясения.
2. Области возмущения магнитного поля локализуются как в северном, так и в южном полушариях в районах, расположенных от экватора до полярных широт, но в узком диапазоне долгот. То есть, возмущение магнитного поля в наблюдавшемся случае происходило в узком слое. Ось этого слоя наклонена относительной вертикальной оси в сторону противоположную от оси вращения Земли. При этом, возмущение поля с максимальной амплитудой происходили в арктической области.
3. По мере приближения даты землетрясения, приблизительно за сутки до него стали происходить возмущения поля с максимальной амплитудой вблизи экватора.
4. Предполагается, что механизм первичной генерации нейтронов Земного происхождения связан с ядерными реакциями в недрах при переходе вещества горных пород в активировано-ионизированное состояние.

Литература

1. *Шестопалов И. П., Харин Е. П.* Изменчивость во времени связей сейсмичности Земли с циклами солнечной активности различной длительности. // Геофизический журнал. 2006, Т. 28. №4. С.59-70.
2. *Yasunaga S.* Method and equipment for prediction of volcanic eruption and earthquake. Pat. № 5241175. USA. 1993. 8 p.
3. *Кужевский Б. М., Нечаев О. Ю., Шаврин П. И.*Анизотропия тепловых нейтронов в атмосфере. // Геомагнетизм и аэрономия. 1995, 32, № 2. С. 166-170.
4. http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/
5. *Белов С.В, Шестопалов И. П., Харин Е. П.*. О взаимосвязях эндогенной активности Земли с солнечной и геомагнитной активностью. // ДАН. 2009, Т. 428. №1. С.104-108.
6. http://intermagnet.org/
7. http://www.jpl.nasa.gov/news/index.cfm
8. *Баркин Ю.В*. Вековой полярный дрейф ядра в современную эпоху: геодинамические и геофизические следствия и подтверждения. Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. // Материалы XLI Тектонического совещания. 2008, Том 1. – М.: ГЕОС. С. 55-59.
9. *Садовский М. А. Болховитинов Л.Г.* Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987, 100 с.

ГЕОДИНАМИКА СУПЕРПЛЮМОВЫХ СОБЫТИЙ В ЭВОЛЮЦИИ АРКТИЧЕСКОГО ОКЕАНА И ЕГО КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Шипилов Э.В.

ММБИ КНЦ РАН, Мурманск, Россия
(ship@polarcom.ru)

Изучение геологического строения и базальтоидного магматизма континентальных окраин Арктического океана в сопоставлении с хронологической последовательностью формирования его спрединговых бассейнов дает основание для выделения в истории его становления трех тектономагматических этапов обусловленных суперплюмовыми событиями. Позднепермско-триасовая тектоно-геодинамическая активизация связана с действием Сибирского суперплюма, юрско-меловая – с Баренцевско-Амеразийским и кайнозойская – с Протоисландским.

В **позднепермско-триасовое время** завершаются основные процессы аккреции литосферы суперконтинента и, практически мгновенно (в геологическом масштабе времени), происходит скачок к началу распада только что созданной вегенеровской Пангеи, предваряющий дальнейшее стадийное нарастание ее деструкции вплоть до образования океанических бассейнов в позднем мезозое и кайнозое. Для арктической окраины Евразии этот этап знаменует повсеместный переход от карбонатной седиментации к терригенной и смену стабилизированного режима развития – подвижным.

Имеющиеся данные показывают, что к северу от Баренцево-Карской окраины существовал протяженный Южно-Анюйский океанический бассейн. Он располагался между окраинами Сибири и Северной Америки, в состав которой в это время входили блоки Новосибирско-Чукотского региона и Арктической Аляски. Апикальной частью этого океанического бассейна на континентальной окраине являлся Восточно-Баренцевский мегабассейн [4-7]. В депоцентре этого бассейна образования триаса составляют основной объём мезозойских отложений, достигая 7-8 км, а вместе с верхнепермскими – около11-12 км.

Тыловая часть Баренцево-Карской окраины была охвачена проявлениями базальтоидного магматизма. Синхронный трапповый магматизм имел место в пределах Печорской плиты и Коротаихинской впадины, а также в районах Таймыра, Енисей-Хатангского прогиба. На о-ве Диксон главная масса траппов представлена долеритами и габбро-долеритами в виде силлов и базальтовых покровов раннего триаса. Основные эффузивы трапповой формации вскрыты Тюменской сверхглубокой скважиной.

Различные геолого-геофизические материалы позволяют сделать вывод, что основной объем базальтоидного магматизма приходился на позднюю пермь - ранний триас, хотя редкие затухающие фазы тектономагматической активизации проявлялись и далее в триасе.

Таким образом, становится очевидным, что в поздней перми - триасе Баренцево-Карская окраина на севере развивалась под влиянием Южно-Анюйского океана. А вот ее южная, тыловая, область эволюционировала в едином тектоно-геодинамическом режиме с Северной Евразией. Об этом свидетельствуют и масштабы эпиконтинентального рифтинга и сопутствующий базальтоидный магматизм, указывающие на то, что рассматриваемый регион располагался в поле влияния Сибирского суперплюма, растекавшегося под литосферой и создававшего локальные апофизы проникавшие в земную кору на разном расстоянии от его гипоцентра.

За этим последовал переход к юрско-меловой (Амеразийской) генерации молодого океанообразования в Арктике. Но в конце триаса - начале юры этому предшествовали геодинамические события [2,8], являющиеся, по существу, последней

и локальной в регионе конструктивной фазой, приведшей к становлению Пайхойско-Новоземельской складчато-надвиговой системы.

Юрско-меловое время определяет формирование наиболее обширного океанического бассейна Арктики – Канадского. Разломная зона, по которой произошел откол композиции блоков Новосибирско-Чукотского и Арктической Аляски от Северной Америки и в дальнейшем трансформированной в осевой спрединговый центр, располагалась субпараллельно условному осевому центру Южно-Анюйского океана. Раскрытие Канадского бассейна носило полицикличный характер и сопровождалось широким проявлением ареала юрско-мелового базальтоидного магматизма на континентальных окраинах [10].

Первая фаза обусловлена началом действия нового плюма повлекшим первоначальный раскол литосферы, внедрение и излияние первых порций базальтоидного магматизма и процессы континентального рифтинга в Арктике («неудачная» попытка раскрытия Канадского бассейна). По нашим определениям [3] наиболее древняя датировка возраста платобазальтов – 189,1±11,4 млн. лет обнаруживается на о-ве Гукера (арх. ЗФИ). Видимо именно это событие было причиной развития линейной зоны Северно-Чукотского бассейна с накоплением юрско-меловых отложений значительной мощности.

Вторая фаза, в течение аалена-бата-титона, знаменуется последовавшим образованием расширенных полуграбенов и грабенов, субпараллельных первоначальному расколу, формировавшихся на окраинах Восточно-Сибирского и Чукотского морей и арктической окраины Аляски, блоки которых еще находились в соприкосновении с Северной Америкой. Одновременно закладывалась зона будущей Свердрупско-Новосибирской трансформы. В течение этого отрезка времени образовался весьма обширный ареал базальтоидного магматизма объединяющий области Свердрупского бассейна (Канадский Арктический архипелаг), о-ва Де-Лонга, архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и прилегающие к ним районы Баренцевоморской окраины. Большинство датировок абсолютного возраста базальтов (силлов и покровов) этой фазы магматизма (включая архипелаги Де-Лонга и Шпицберген, Баренцевскую окраину, Свердрупский бассейн) дают значения около 150 млн. лет. На о-ве Земля Александры, арх. ЗФИ – 156,5±7,5 млн. лет [3,9]. С этими событиями связывается не только проявление базальтоидного магматизма в Баренцевском регионе, но и морская трансгрессия с севера, углубление его бассейнов и накопление депрессивной черносланцевой фации киммеридж-волжского глинистого комплекса.

Третья фаза. Различные геолого-геофизические данные позволяют говорить, что в раннемеловую эпоху, в неокоме (около 140 млн. лет) стартует основная фаза раскрытия Канадского бассейна, продолжавшаяся с готерива до альба-сеномана. Рифтинг перерастает в спрединг с аккрецией меловой океанической коры. Сопутствующий базальтоидный магматизм концентрируются на вновь образовавшихся континентальных окраинах окружающих раскрывающийся Канадский бассейн. Новосибирско-Чукотско-Аляскинский блок начал удаляться от Канадского Арктического архипелага, скользя вдоль Свердрупско-Новосибирской трансформы. В пределах Баренцевоморского региона переход к открытию Канадского бассейна ознаменовался сменой глинистых сланцев («баженитов») грубозернистыми регрессивными «вельдскими» фациями раннего мела. Вдоль отмеченной выше трансформы на Баренцево-Карской окраине сосредотачиваются проявления базальтоидного магматизма, фиксирующие фазы наиболее активного развития Канадского океанического бассейна. Абсолютные датировки базальтов для этой фазы развития в пределах окраин Арктики дают значения в интервале 139-123 млн. лет. Наши определения возраста базальтовой дайки на о-ве Хейса указывают

на 125,2 ± 5,5 млн. лет [3]. Результаты выполненных нами исследований [3] свидетельствуют о том, что для базальтов о-ва Хейса генерация первичных расплавов происходила в более глубинных условиях (около 110 км и 1600°С), чем первичных расплавов базальтов о-ва Земли Александры (глубины 75-100 км при температурах 1450-1550°С). Это свидетельствует о вскрытии на данной фазе развития более глубинных уровней магмогенерации, чем на этапе первоначального раскола литосферы в преддверии образования Канадского бассейна. Вместе с тем происходит закрытие Анюй-Ангаючамского океана с образованием Южно-Анюйской офиолитовой сутуры.

Активный базальтоидный магматизм, судя по определениям абсолютного возраста, продолжался на континентальных окраинах Арктики и в интервале от 110 до 100 млн. лет, после чего спрединговый центр Канадского бассейна теряет способность генерировать океаническую кору и в диапазоне 95-80 млн. лет окончательно прекращает свою деятельность. Заключительные всплески магматической активности зафиксированы на одном из эскарпов хребта Альфа, базальты которого датируются 82±1 млн. лет по Ar/Ar. Однако не исключено, что этот магматизм связан с зарождением бассейна Макарова.

Изложенное позволяет заключить, что рассматриваемый этап и его геодинамические преобразования связываются с всплыванием Баренцевско-Амеразийского суперплюма, а затем разделением его на ряд функционирующих апофиз. Следствием этого сценария развития является образование «большой магматической провинции» (“LIP”). А после раскола литосферы и дезинтеграции рассматриваемой области на блоковые структуры, проявления магматизма (благодаря апофизам суперплюма) в пределах образовавшихся окраин сопровождали раскрытие и наращивание спрединговой океанической коры Канадского бассейна [5, 7, 10].

Кайнозойский этап. Раскрытию кайнозойских спрединговых бассейнов Арктики и Северо-Восточной Атлантики [1, 6-8, 11, 12] также предшествовало событие плюмового магматизма, тренды крестообразного ареала которого (с размахом не менее 2000 км и сопоставимого по размерам с Баренцевско-Амеразийским) имели субширотные и субмеридиональные простирания, предопределив направления развития спрединга. Этот магматизм достигал северной оконечности Гренландии. Основная фаза его проявления по абсолютным датировкам оценивается в 61-64 млн. лет. Центром Северо-Атлантической магматической провинции являлся прото-Исландский мантийный плюм. Выделяется и ряд более молодых и коротко живущих эпизодов магматизма (например, провинция Вестбаккен, а также и позднекайнозойских - северная часть Шпицбергена, о-ва Де-Лонга), отмечаемых в различных районах континентальных окраин Арктики непосредственно прилегающих к океаническим бассейнам.

Таким образом, все рассмотренные этапы геодинамического становления Арктики и ее континентальных окраин в той или иной степени были обусловлены соответствующими разновозрастными плюмовыми событиями. В этой связи, описанные выше проявления базальтоидного магматизма на континентальных окраинах можно охарактеризовать как индикационные признаки деструкции, а затем и распада континентальной литосферы вегенеровской Пангеи в Арктике [7, 13]. И если первый из этапов тектономагматической активности (относительно кратковременный) не привел к полному разрыву континентальной литосферы, то последующие два привели к молодому океанообразованию в Арктике.

Работа подготовлена в рамках выполнения проектов по Программам фундаментальных исследований ОНЗ РАН №14 «История формирования бассейна Северного Ледовитого океана и режим современных природных процессов Арктики (по программе Международного

полярного года 2007-2008 гг.)» и Президиума РАН № 16.

Литература

1. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В.* Система кайнозойских рифтов Восточной Арктики и ее возможное значение // ДАН. 1995. Т. 345. № 1. С. 84-86.
2. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В.* Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // ДАН. 1997. Т. 357. №4. С. 511-515.
3. *Карякин Ю.В., Шипилов Э.В.* Геохимическая специализация и $^{40}Ar/^{39}Ar$ – возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // ДАН. 2009. Т. 425. № 2. С. 213-217.
4. *Шипилов Э.В.* Пермско-триасовая интерференция тектоно-геодинамических режимов в эволюции арктической периферии Северной Евразии // ДАН. 2003. Т.393. №3. С.376-381.
5. *Шипилов Э.В.* К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника 2004. № 5. С. 26-52.
6. *Шипилов Э.В.* Генерации, стадии и специфика геодинамической эволюции молодого океанообразования в Арктике // ДАН. 2005. Т. 402. № 3. С. 375-379.
7. *Шипилов Э.В.* Генерации спрединговых впадин и стадии распада вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника 2008. № 2. С. 32-54.
8. *Шипилов Э.В., Богданов Н.А., Хаин В.Е.* Глубинная структура и тектонические преобразования Арктической окраины Евразии в фанерозое (Баренцево, Карское и Лаптевых моря) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС. 2000. С. 605-608.
9. *Шипилов Э.В., Карякин Ю.В.* Новые данные о базальтоидном магматизме Западного Шпицбергена // ДАН. 2010. Т. 430. № 6.
10. *Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., Матишов Г.Г.* Баренцевско-Амеразийский юрско-меловой суперплюм и инициальный этап геодинамической эволюции Арктического океана // ДАН. 2009. Т. 426. № 3. С. 369-372.
11. *Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Богданов Н.А., Хаин В.Е.* О тектоно-геодинамических взаимоотношениях области молодого океанообразования с континентальными окраинами Арктики (Шпицбергенской и Лаптевоморской) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2003. С. 41-58.
12. *Bogdanov N.A., Khain V.E., Shipilov E.V.* Geodynamics of the Arctic shelf of Russia // Terra Nova. 1997. Vol. 9. № 1. P. 211.
13. *Shipilov E.V., Vernikovsky V.A.* The Svalbard-Kara plates junction: structure and geodynamic history // Russian Geology and Geophysics. Elsevier. 2010. V.51. № 1. P. 58-71.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ

Шумлянская Л.А., Цветкова Т.А.

Институт геофизики НАН Украины им.С.И.Субботина, ул.Палладина 32, Киев, Украина

Широко известная модель внутреннего строения Земли (деление ее на ядро, мантию и земную кору) разработана сейсмологами Г. Джеффрисом и Б. Гутенбергом еще в первой половине XX века. Эта одномерная скоростная модель Земли – кусочно-непрерывная функция скорости P или S волны, зависящей от глубины, от поверхности Земли, или радиуса исчисляемого от центра Земли к ее поверхности. Функция состоит из непрерывных частей, которые отделяются друг от друга разрывами и переходными зонами. Разделения Земли на зоны обозначили буквами: A - земная кора, B - зона в интервале глубин 33-413 км, C - зона 413-984 км, D - зона 984-2898 км, Д - 2898-4982 км, F - 4982-5121 км, G - 5121-6371 км. Эти зоны отличаются сейсмическими характеристиками. Позднее зону D он разделил на зоны D' (984-2700 км) и D'' (2700-2900 км). В настоящее время эта схема значительно видоизменена и лишь слой D'' широко используется. Чем больше проводится сейсмологических исследований, тем больше появляется сейсмических границ. Глобальными принято считать границы 410, 520, 670, 2900 км, где увеличение скоростей сейсмических волн особенно заметно. Наряду с ними выделяются промежуточные границы: 60, 80, 220, 330, 710, 900, 1050, 2640 км. Дополнительно имеются указания геофизиков на существование границ 800, 1200-1300, 1700, 1900-2000 км.

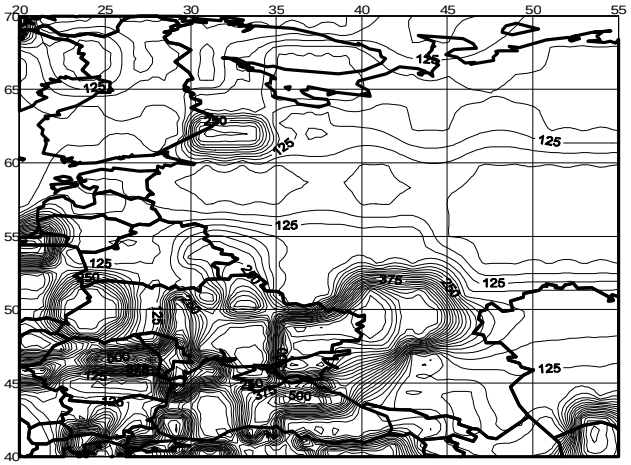
Используя 3-D P – скоростную модель мантии, построенную по методом Тейлорового приближения решения обратной многомерной кинематической задачи сейсмики [1], были получены сейсмические границы мантии под Восточно-Европейской платформой.

Для построения 3-D модели в качестве исходных использованы данные о временах первых вступлений P-волн от землетрясений, промышленных и атомных взрывах зафиксированных на станциях ISC за период 1964-2002 г.г. Модель имеет два априорных ограничения: 1) скорость – непрерывная функция пространственных координат; 2) функция v(r)/r – где r – радиус в сферической системе координат r, φ, λ, убывает с глубиной. Первое предположение является вынужденным, поскольку по временам первых вступлений невозможно устойчиво восстановить скачки скорости, второе вытекает из характера наблюденных данных. Результаты представлены в виде горизонтальных сечений через 25 км в истинных скоростях, до глубины 850-2850 км, долготных и широтных сечений в невязках относительно 1-D референтной модели, полученной как следствие решения задачи обращения, через 1° до той же глубины. Неполнота данных привела к неравномерному освещению мантии на глубине, в южной части исследуемой территории модель построена до глубины 2500 км, а на севере только до 850 км [2-4].

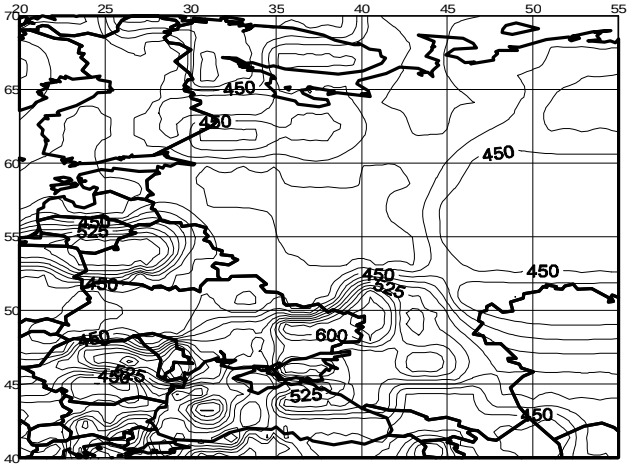
Общий подход решения задачи сейсмической томографии методом Тейлорового приближения состоит в следующем: построение обобщенного поля средней точки времен прихода волн на станции наблюдения; построение годографов средней точки – сечений обобщенного поля средней точки времен прихода волн; обращение годографов средней точки в скоростную кривую. В силу наложенного ограничения на скорость как непрерывную функцию, скоростная кривая дифференцируема. Скачки скорости отсутствуют, но возможно проанализировать кривую на интервалы выпуклости и вогнутости, а также найти точки перегиба. Для этого используем известные определения из функционального анализа: если во всех точках интервала (a, b) вторая производная функции $f''(x)$ непрерывна и отрицательна, то функция

$y = f(x)$ выпукла и наоборот, если вторая производная непрерывна и положительна, то функция вогнута; если в точке x_0 вторая производная функции $y = f(x)$ равна нулю или не существует, а при переходе через точку x_0 знак второй производной меняется на противоположный, то данная точка является точкой перегиба.

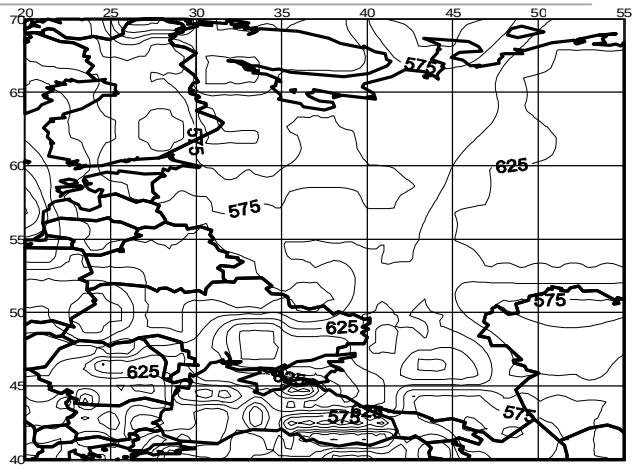
Были найдены точки перегибы для каждой скоростной кривой, характеризующую мантию Восточно-Европейской платформы. Результаты представлены в виде карт. Глобальное распространение имеют границы 420 км, 670 км, 1700 км (рис.1). На других глубинах границы имеют локальное распространение и связаны с конкретными тектоническими структурами.



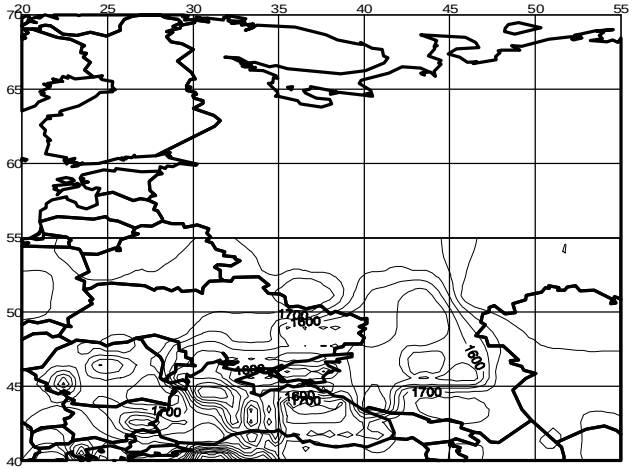
а



б



в



г

Рис.1. Сейсмологические границы: а – первая сейсмологическая граница; б -граница 420 км; в – граница 670 км; г – 1700 км.

Литература

1. *Geyko V*. A general theory of the seismic travel-time tomography // Геофиз.журн. – 2004. - Т.26,№1. - С.3-32.
2. *Гейко В.С., Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н.* Региональная 3-D P-скоростная модель мантии Сарматии (юго-запад Восточно-Европейской платформы) // Геофиз. журн. — 2005. — Т.27, №6. — С.927-939.
3. *Бугаенко И.В., Шумлянская Л.А., Заец Л.Н., Цветкова Т.А.* Трехмерная P-скоростная модель мантии Черного моря и прилегающей территории // Геофиз.журн. – 2008. – Т.30,№5 – С.145-160.
4. *Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н.* Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная P-скоростная модель мантии под Фенноскандией - I. // Геофиз.журн. – 2009. - Т.31,№1. - С.53-72.

НОВЫЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОБРАЗОВАНИЙ ФУНДАМЕНТА

Шустер В.Л., Пунанова С.А., Курышева Н.К.

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия,
(tshuster@mail.ru)
Иртышгеофизика, Тюмень, Россия

1. Разработана принципиальная модель строения залежи нефти (газа) в трещиновато-кавернозных массивных породах фундамента: неравномерно-ячеистая. Новым определением подчеркивается неравномерное и дробное распределение в массивных породах коллекторов и плохопроницаемых разностей, а так же резкая фильтрационно-емкостная неоднородность самих пород-коллекторов [8].

2. Обоснован возможный механизм формирования залежи углеводородов в трещиновато-кавернозных породах фундамента. Формирование залежи происходит путем аккумуляции первичных пузырьков (капель) нефти, произведенных нефтематеринской осадочной толщей, непосредственно прилегающей к фундаменту, под действием капиллярных сил [1].

3. По ряду нефтегазоносных районов (НГР) Западной Сибири проведена типизация ловушек в доюрских отложениях, включая верхнюю (вскрытую) часть фундамента. Установлены их сейсмические «образы». Выделено 10 типов [4]. Большинство ловушек относится к стратиграфически-экранированному типу. Меньшая часть к тектонически- и литологически-экранированному типу. Наиболее благоприятный тип ловушек для скопления нефти и газа в фундаменте – эрозионно-тектонический выступ фундамента с магматическими образованиями в цоколе.

4. По составу пород на границе мезозоя и палеозоя в НГР Ханты-Мансийского автономного округа выделены следующие типы коллектора:

- вулканогенно-терригенные породы триаса (туринская серия);
- трещинно-кавернозные известняки и доломиты;
- метаморфические породы;
- эффузивные породы;
- интрузивные породы.

Преобладающий тип пустотности в коллекторах доюрского комплекса Западной Сибири порово-кавернозный в верхней части разреза и трещинно-кавернозный в нижней части вскрытого разреза.

Наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами, максимальными дебитами и крупными запасами УВ в залежах фундамента, исходя из мирового опыта освоения месторождений нефти и газа в фундаменте [2, 9], обладают кислые интрузивные породы (гранитоиды).

5. Флюидоупорами для залежей УВ в образованиях фундамента являются глинистые толщи, перекрывающие фундамент, а так же плохопроницаемые породы, залегающие в кровле фундамента. Это гранитоиды (зона «закалки»), сланцы или эффузивные породы, как, например, триасовые базальты в Красноленинском НГР [2].

6. Важным аспектом нового подхода к оценке перспектив нефтегазоносности образований фундамента является изучение нефтегазогенерационного потенциала материнских осадочных толщ, облекающих ловушки в фундаменте.

Шаимский и Краноленинский районы Западной Сибири занимают первое место по числу нефтегазопроявлений в коре выветривания фундамента, что связано с неглубоким его залеганием. Основываясь на анализе геохимических показателей, большинство исследователей считает, что нефти юрского и доюрского комплекса (зона контакта фундамента и чехла) в центральных регионах Западно-Сибирского

НГБ образуют близкую по физико-химическим характеристикам и углеводородному составу группу с единой флюидодинамической системой и общим очагом нефтегазообразования. Нефтематеринскими признаются как нижнеюрские, так и верхнеюрские отложения. В последние годы здесь открыты новые месторождения в пермо-триасовых эффузивах, и с новой силой разгорелся спор об источниках нефти в этих коллекторах - собственно палеозойском источнике, либо миграционном характере флюидов - из юрских нефтегазоносных комплексов.

7. Показано существование двух источников нефти: сингенетичного, связанного с ОВ нефтепроизводящих отложений собственно палеозоя, и эпигенетичного, генерированного ОВ юрских отложений. Проведенное нами сопоставление содержаний и соотношений биофильных элементов V, Ni, Fe, Mo, Cu, Zn в нефтях и битумоидах Шаимского [6] и прилегающих регионов с привлечением данных [7] по редкоземельным элементам (РЗЭ) по месторождениям Ханты-Мансийское, Даниловское, Ловинское, Мартымья-Тетеревское и другим свидетельствует о существенном отличии нафтидов палеозоя и коры выветривания от юрских. В нефтях палеозойского возраста Ханты-Мансийской площади содержание всех изученных МЭ существенно ниже. Особенно это относится к ванадию, содержание которого здесь уменьшается почти на порядок. Металлопорфириновые комплексы, как никелевые, так и ванадиевые здесь не обнаружены. Изменяется и отношение V к Ni: если в нефтях палеозоя Ханты-Мансийской площади оно ниже 1 и составляет 0,2, то в нефтях из юрских залежей других площадей это отношение выше 1 и составляет 1,8 - 2,0. Различаются изученные нефти и по содержанию Fe, а также по отношению V к Fe. В нефтях Ханты-Мансийской площади оно ниже 1. Различны и концентрационные ряды. Значимые отличия проявляются и по содержанию МЭ в битумоидах. Это обусловлено, вероятно, наличием локальных очагов нефтеобразования в собственно палеозойских отложениях в дополнение к юрским.

8. Выявлены при анализе концентрационного распределения в нефтях Шаимского района элементов группы железа («биофильных») и РЗЭ различные тенденции их концентрирования, что объясняется, вероятно, полигенным характером их поступления в нефть – органогенным и глубинным. Наличие зон высокой преобразованности ОВ в доюрских отложениях, установленные в центральной части Западно-Сибирского НГБ и приуроченные к линейно вытянутым триасовым рифтам в фундаменте, к крупным гранитным блокам и/или к флюидопроводящим разломам, например, Шаимскому [3], способствует этим процессам.

9. Первоочередными объектами для выявления скоплений нефти и газа в фундаменте являются эрозионно-тектонические выступы фундамента, выполненные кислыми интрузивными породами, обладающими хорошими фильтрационными свойствами, перекрытыми зональными или локальными флюидоупорами (плохопроницаемые интрузивные или эффузивные породы) и облекаемые осадочными отложениями с высоким нефтегазогенерационным потенциалом.

10. Современные технологии сейсморазведки, в первую очередь, методика использования рассеянных волн, позволяют выделить в образованиях фундамента зоны разуплотнённых трещинно-кавернозных пород-коллекторов – потенциальных залежей нефти и газа [4].

Литература

1. *Арье А.Г., Шустер В.Л.* Возможный механизм формирования залежей нефти и газа в ловушках фундамента.//. Геология нефти и газа. 1998, № 12, с. 34-37.
2. *Дмитриевский А.Н., Шустер В.Л., Левянт В.Б., Пунанова С.А., Самойлова А.В.* Принципиальная модель формирования нефтяных и газовых скоплений в трещиновато-кавернозных массивных породах доюрского комплекса Западной

Сибири и проблемы их поиска и разведки. В кн.«Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири», г. Тюмень; ФГУП «ЗапСибНИИГГ». 2009, с. 54-73.

3. *Конторович А.Э., Фомин А.Н., Красавчиков В.О., Истомин А.В.* Катагенез органического вещества мезозойских и палеозойских отложений Западной Сибири. Сб. материалов межд. научно-практ. конфер. «Литологические и геохимические основы прогноза нефтегазоносности». СПб.: ВНИГРИ. 2008, с. 68-77.
4. *Курышева Н.К.* Прогнозирование, картирование залежей нефти и газа в верхней части доюрского комплекса по сейсмогеологическим данным в Шаимском нефтегазоносном районе и на прилегающих участках. Автореф. канд. диссерт. 2005. Тюмень, 22 с.
5. *Левянт В.Б., Шустер В.Л.* Проблемы поисков залежей нефти(газа) в массивных породах фундамента Западной Сибири. // Экспозиция нефть и газ, 2010. № 2 , с. 7-9.
6. *Пунанова С.А.* Геохимические особенности палеозойских нефтей Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. // Нефтехимия. 2002, том 42, № 6, с. 428-436
7. *Федоров Ю.Н., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П.* Микроэлементная характеристика сырых нефтей Шаимского и Среднеобского нефтегазоносных районов Западной Сибири: новые данные. Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь. Мат. Всерос. конфер с междун. участием. М.: ГЕОС. 2010, с. 586-589.
8. *.Шустер В.Л.* Проблемы нефтегазоносности кристаллического фундамента. ООО «Геоинформцентр», 2003, вып. 3, 47 с.
9. *Шустер В.Л., Левянт В.Б., Элланский М.М.* Нефтегазоносность фундамента (проблемы поиска и разведки месторождений углеводородов). М., ЗАО «Геоинформмарк», 2003. 175 с.

ПЕРЕОТЛОЖЕНИЕ AU ИЗ КИСЛОГО ДРЕНАЖНОГО РАСТВОРА НА ТОРФЕ

Щербакова И.Н., Лазарева Е.В., Густайтис М.А., Жмодик С.М.

Институт геологии и минералоги СО РАН, Новосибирск, Россия
(sherbachok@ngs.ru)

Дренажные растворы оказывают негативное влияние на территории вокруг горных выработок и мест складирования отходов обогатительного производства. Однако высокосульфидные отходы золотодобывающих предприятий являются не только источником тяжёлых металлов, но и благородных, содержащихся в них, в том числе в виде примеси в сульфидах, к примеру, в пирите. При окислении сульфидов золото переходит в раствор, где преобладает в виде тиосульфатных и политионитных комплексов [2, 6, 7], а также может находится в виде комплексов золота, таких как $Au(HS)_2^{1-}$ и $Au(HS)\cdot H_2O°$ [10].

Золото, выносимое дренажными потоками из хвостохранилища переотлагается на различных средах. Органическое вещество способно к осаждению и концентрированию различных элементов. Хорошо известны крупные месторождения благородных металлов в черносланцевых толщах, а также отмечаются высокие содержания золота в углях [1, 3, 8]. На примере Урского хвостохранилища рассмотрено распределение золота в торфяном веществе, которое в течение 50 лет взаимодействовало с кислыми дренажными растворами.

Урское хвостохранилище (п. Урск, Кемеровская область, Россия) сформировано более 50 лет назад и содержит отходы цианирования первичных полиметаллических Cu-Zn серноколчеданых руд и руд зоны окисления Урского месторождения. Отходы первичных руд на 50-90% сложены пиритом. Содержание золота в руде достигало 4 г/т. Отработанные первичные руды и руды зоны окисления складированы в виде двух куч высотой 10-12 м (рис. 1). Вещество отходов не закреплено и на протяжении всего времени существования хранилища размывалось дождевыми и паводковыми водами. По логу, где располагается хвостохранилище, протекает естественный ручей, который, дренируя материал отходов, превращается в кислый [5, 9]. Под влиянием кислых растворов заболоченная территория, находящаяся ниже хранилища, выжжена и вплоть до реки Ур (приток р. Иня) покрыта снесённым материалом отходов, а растительность уничтожена. Процессы окислительного выщелачивания, растворения, переотложения материала из кислых растворов и перенос вещества отходов потоками привели к формированию ореола рассеяния.



Рис. 1. Урское хвостохранилище.

Во время полевого сезона (2008-2009 г.г.) произведен отбор проб снесенного вещества отходов и торфяного вещества. Отбор проводился по вертикали в шурфах с учетом визуальных различий, а торф был взят с поверхности болотной кочки и с глубины 0.4-0.5 м от дневной поверхности. Исследованные шурфы расположены на пути дренажных растворов: первый в 10-15 метрах от места складирования отходов переработки первичных колчеданных руд; второй – в 8 метрах от отходов руд зоны окисления; третий расположен между двумя первыми вблизи русла дренажного ручья. В первом и втором шурфах материал брался с поверхности болотной кочки и захороненного торфа крупным блоком 20×20 см. В третьем захороненный торфяной материал опробовался через 5 см. Из вещества отжимались поровые растворы ручным мобильным прессом под давлением 150 кг/см^3. В растворах производился замер pH и Eh с использованием иономера-солемера “Анион-410”.

Изучение вещественного и минерального состава проводили с использованием электронного сканирующего микроскопа Leo 1430VP (Германия). Содержания элементов в веществе определялось при помощи рентгено-флуоресцентного метода (аналитик Коломогоров Ю.П., ИГМ СО РАН). Известно, что определение содержания благородных металлов в органическом веществе представляет значительную сложность, вследствие чего содержание золота определялось двумя методами – методом атомной-абсорбции (ААА) (аналитик к.х.н. Цимбалист В.Г., ИГМ СО РАН) и нейтронно-активационным анализом (ИНАА) (аналитик Пархоменко В.С., ИГМ СО РАН). Предварительно пробы были измельчены и гомогенезированы.

Поровые растворы, отжатые из торфяного материала – кислые (pH=2-4). Вниз по разрезу наблюдается увеличение pH. В поровых растворах болотных кочек pH составляет 2. В растворах из захороненного торфа pH увеличивается до 4, что соответствует значениям известным для торфа. В поверхностных слоях окислительно-восстановительный потенциал значительно выше, что обеспечивается присутствием в растворе значительного количества Fe^{3+}.

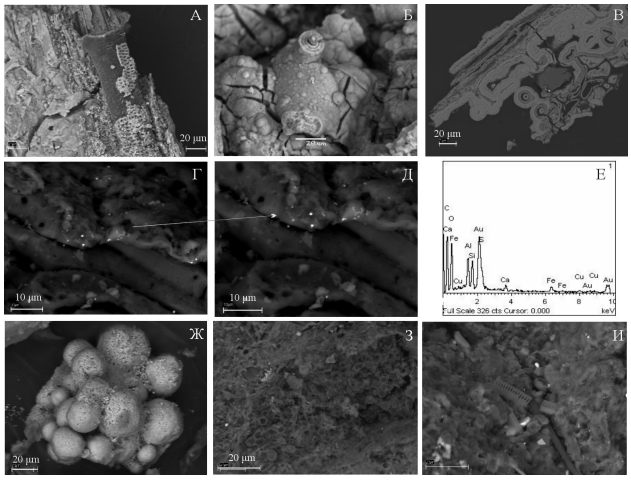


Рис. 2. Торфяное вещество хвостохранилища (А – органическое вещество покрытое сульфатами и гидроксидами железа; Б и В – зонально-концентрические обрастания гидроксидов железа; Г и Д – субмикронное скопление золота на торфяном веществе; Е – спектр золота с примесью меди; Ж – вторичные сульфид Fe (II); З и И – клетки и окремненные останки микроорганизмов)

Материал захороненного торфа и болотных кочек представлен растительными остатками и землистым веществом. Из исходных минералов в торфе присутствуют пирит, барит, кварц. На органическом материале происходит осаждение элементов, с последующим формированием вторичных фаз – гидроксиды и окисды Fe(III), сульфаты Fe(II - III), гипс, сульфид Fe(II) сферической формы, киноварь (рис. 2 А, Б, В, Ж). Предполагается, что образование гидроксидов железа связано с формированием локального геохимического барьера при взаимодействии поровых растворов с органическим веществом, так как в кислых условиях (pH < 3) должен формироваться ярозит [4]. Среди органических остатков установлено присутствие микроорганизмов – клетки и окремненные останки (рис. 2 И, З), что дает основания предположить о возможном влиянии микроорганизмов на формирование условия, подходящих для осаждения вторичных фаз.

Валовые содержания элементов – Cd, Al Ca, Fe, Pb, Cu в веществе болотной кочки и захороненного торфа, различаются. В захороненном торфе, который непосредственно контактирует с веществом отходов содержания элементов сопоставимы, и ниже, чем в веществе болотной кочки. Содержание Fe в материале болотной кочки резко превышает содержание элемента в захороненном торфе (19 и 4 мас.%). Подобная ситуация отмечается для Pb, Hg, As, концентрации которых составляют 190, 328 и 1840 г/т соответственно. В области отходов первичных руд, повышены концентрации Cu. В области воздействия дренажного ручья концентрации всех элементов выше, чем в других точках отбора.

В снесенном песчаном веществе отходов содержание золота составляет 0.2-3 г/т, в песчано-илистом – 0.3 г/т, в илистом веществе – 0.25 г/т. В образцах торфяного вещества, где присутствуют вторичные фазы железа (гидроксиды, сульфаты,

сильфиды) установлены высокие содержания Au – до 35 г/т. Вниз по разрезу в торфяном веществе наблюдается снижение содержания золота (табл. 1). В веществе с поверхности болотной кочки содержится 10-35 г/т золота, тогда как в захороненном торфе контактирующими с отходами золота содержится 8.9 г/т. В веществе, не контактирующем с отходами и не содержащем гидрокисдов железа, содержание золота сопоставимо с содержанием в отходах и составляет 0.5-2.5 г/т.

Таблица 1 Содержания золота в твердом веществе хвостохранилища*.

Область отбора проб	Описание пробы	ААА	ИНАА
Шурф 1	Кочка	0.29	0.20
	Захороненный торф	0.19	0.03
Шурф 2	Кочка	14.30	**35.00**
	Порода	0.30	0.50
	Песчанное в-во с простоями органики	0.14	0.20
	Песчанно-илистое в-во с прослоями органики	0.18	0.30
	Захороненный торф	9.60	**26.90**
Шурф 3	Кочка поверхность	5.30	**9.00**
	Кочка обохренная	4.40	**10.60**
	Песчаное в-во	0.80	3.10
	Илистое в-во	0.60	0.80
	Песчаное в-во	0.38	0.40
	Зах.торф под отходами	1.70	**8.90**
	Зах.торф	0.20	0.16
	Зах.торф	1.80	2.53

*Примечание: значения приведены в г/т.

На концентрирование золота торфяным веществом влияет снесенный материал отходов руд зоны окисления. Максимальные содержания элемента до 35 г/т в торфе, перекрытом отходами руд зоны окисления (табл.1), тогда как в торфе из области отходов первичных руд они минимальные. В торфах перекрытых переслаивающимися отходами содержания золота составляют 6-16 г/т.

Одновременно с осаждением тяжелых металлов и формированием гидроксидов железа происходит осаждение золота из раствора. Золото в торфяном веществе присутствует в виде субмикронных выделений (рис. 2Г, Д). В качестве примеси оно содержит медь (рис. 2Е). Установлено, что полученные данные ААА и ИНАА по содержанию золота показывают расхождение более чем, в чем в 2 раза для органосодержащих проб, тогда как в веществе снесенных отходов полученные результаты оказались сходны (табл. 1). Неразрушающий вещество метод – метод нейтронной активации дает более высокие значения.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта СО РАН № 31, ВМТК ИГМ СО РАН № 2.

Литература

1. *Арбузов С.И., Рихванов Л.П., Маслов С.Г., Архипов В.С., Павлов З.И.* Аномальные концентрации золота в бурых углях и торфах юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Известия Томского политехнического университета. Естественные науки. 2004. Т. 307. № 7 с.25-30.
2. *Брагин В.И., Усманова Н.Ф., Фетисов А.А., Меркулова Е.Н.* Поведение цветных и благородных металлов при гипергенном преобразовании хвостов обогащения медно-никелевых руд. 2009. С. 472-477.
3. *Варшал Г.М., Велюханова Т.К., Чхетия Д.Н., Холин Ю.В.*, Шумская Т.В, Тютюнник О.А., Корочанцев А.В., Кощеева И.Я., Быков И.В., Галузинская А.Х.* Экспериментальное исследование процессов концентрирования золота и элементов группы платина в черных сланцах // Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, Москва, Вестник ОГГГГН РАН № 5 (15)'2000 т.1 , с. 134-135URL: http://www.scgis.ru/russian/cpl251/h_dgggms/5-2000.1/hydroterm9.pdf
4. *Гаськаова О.Л., Бортникова С.Б., Айриянц А.А., Колмогоров Ю.П., Пашков М.В.,* Геохимические особенности техногенного озера, содержащего отходы цианирования золото-арсенопирит-кварцевых руд // Геохимия, 2000, № 3, с.317-328.
5. *Густайтис М.А., Лазарева Е.В., Богуш А.А., Шуваева О.В., Щербакова И.Н., Полякова*

Е.В., Бадмаева Ж.О., Аношин Г.Н. Распределение ртути и её химических форм в зоне сульфидного хвостохранилища // Доклады АН, 2010, том 432, № 5, с. 655-659.
6. *Звягинцев О.В.* Геохимия золота // Издательство Академии наук СССР. Москва. 1941. с.114.
7. *Миронов А.Г., Альмухамедов А.И., Гелетий В.Ф., Глюк Д.С., Жатнуев Н.С., Жмодик С.М., Конников Э.Г., Медведев А.Я., Плюснин А.М.* Экспериментальные исследования геохимии золота с помощью метода радиоизотопных индикаторов // Новосибирск. Наука. Сибирское отделение, 1989. 281с.
8. *Устинов А.Ю., Баринов Н.Н., Авраменко В.А.* Новые подходы к изучению золота из щелочных экстрактов бурых углей юга Дальнего Востока, 2009. с. 275-284.
9. *Щербакова И.Н., Густайтис М.А., Лазарева Е.В., Богуш А.А.* Миграция тяжелых металлов (Cu, Pb, Zn, Fe, Cd) в ореоле рассеяния Урского хвостохранилища (Кемеровская область) // Химия в интересах устойчивого развития, № 5, 18, 2010, с. 621-633.
10. *Yong Ran, Jiamo Fu, A.W. Rate, R.J. Gilkes* / Adsorption of Au(I, III) complexes on Fe, Mn oxides and humic acid /Chemical Geology, 185, 2002, p.33– 49

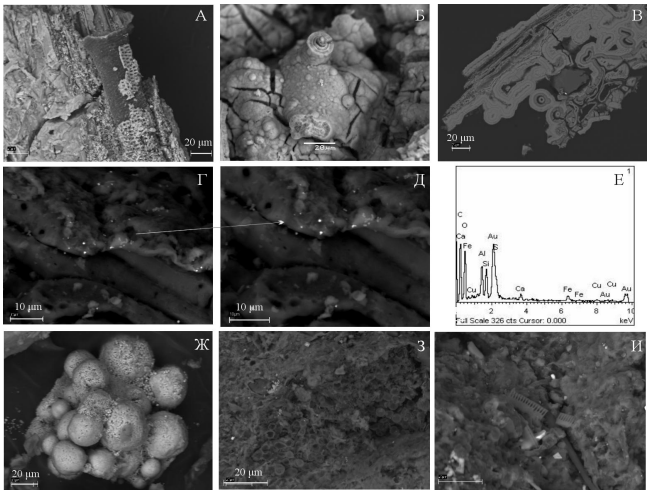


Рис. 2. Торфяное вещество хвостохранилища (А – органическое вещество покрытое сульфатами и гидроксидами железа; Б и В – зонально-концентрические обрастания гидроксидов железа; Г и Д – субмикронное скопление золота на торфяном веществе; Е – спектр золота с примесью меди; Ж – вторичные сульфид Fe (II); З и И – клетки и окремненные останки микроорганизмов)

ГЕОДИНАМИКА КРЫМА

Юдин В.В.

Крымское отделение Укр. гос. геологоразведочного института, Симферополь, АРК, Украина (yudin_v_v@mail.ru)

На обсуждение выносятся результаты многолетнего изучения региона, изложенные в подготовленной к печати монографии с аналогичным названием. Значительная часть выводов обоснована в 150 предшествующих публикаций автора.

Анализ структур в ранее составленных геологических и тектонических картах Крыма показал их значительное несоответствие друг другу. Противоречия моделей с актуалистической геодинамикой и геометрически реальными сбалансированными построениями достаточно очевидны. Общепринятые геологическая и тектоническая модели строения и эволюции полуострова отсутствуют. Выбор одной наиболее правильной из этих моделей строения невозможен. Как следствие, проблематично решать важные практические задачи – выделение критериев поисков полезных ископаемых, антисейсмические, противооползневые, экологические и другие мероприятия.

Создается впечатление, что разные понимания строения Крыма и его конкретных объектов, никогда не приведут к созданию единой общепринятой модели. В этой ситуации главным объективным критерием правильности построений следует считать не столько длительные дискуссии, сколько структурную сбалансированность построений. Практически все геологические карты и разрезы Крыма, в фиксистских и мобилистских интерпретациях, не допускают палинспастическую реконструкцию, вследствие чего их нельзя считать геометрически реальными. Каркас вертикальных разрывов и разно-ориентированные короткие надвиги не позволяет распрямить интенсивно сжатые в 2-5 раз складки и привести толщи в первоначальное положение. Поэтому, геологические карты Горного Крыма столь сильно отличаются от современных карт соседних по простиранию Карпат и Кавказа.

Горный Крым, как фрагмент Альпийско-Гималайского складчато-надвигового пояса, следует рассматривать с учетом общего строения и эволюции, глобальных реконструкций Тетиса и современной структурой геологии. Отрицание объективных геологических и геофизических данных о значительных горизонтальных перемещениях в Крыму и акваториях приводит отрицанию перспектив поисков полезных ископаемых в ряде районов.

Отличие составленной геодинамической модели от других, основанных на концепциях фиксизма, структурного мобилизма и тектоники плит, в первую очередь заключается в обосновании и прослеживании разновозрастных коллизионных швов. Они сопровождаются надвигами, шарьяжами, микститами и закономерно приуроченных к ним литодинамическими комплексами. Микститы рассматриваются как отдельный тип не стратиграфических, а тектонических объектов. В зависимости от направления наклона сутур, в их автохтоне закономерно расположены пассивные окраины и в аллохтоне - активные. На пассивные окраины в коллизионные этапы наложены краевые прогибы, а на активные - конвергентный магматизм и тыловые прогибы. Такое положение, общепринятое в хорошо изученных регионах мира, отражает основополагающие принципы актуалистической геодинамики. В предшествующих моделях эти принципы не соблюдались, что и приводило к противоречивости построений.

Новизна геодинамической модели заключается в открытии принципиально новых объектов, а также в создании карт и разрезов, позволяющих привести дислоцированные комплексы в

доскладчатое положение, что является критерием их геометрической реальности. Основные элементы модели выделены ниже курсивом и сводятся к следующему.

1. В Крыму и прилегающих акваториях выявлены, обоснованы и прослежены *три коллизионные сутуры: Северокрымская* (позднепалеозойская) с южным наклоном сместителя; *Предгорная* (юрско-раннемеловая) северного наклона и *Южнокрымская* (средне-верхнеюрская) южного падения. По ним произошла полная субдукция обширных частей океанической коры Палеотетиса и Мезотетиса с последующей коллизией. Ныне сутуры ограничивают древние разновозрастные микроплиты и островодужные террейны, названные *Украиния, Скифия и Крымия* [2, 3, 6, 9].

2. В присутурных зонах обнаружены *офиолиты*, как фрагменты субдуцированной палеоокеанической коры. Это радиоляриты в гальках трех коллизионных моласс, а также меланжированные гипербазиты во фрагментах серпентинитового меланжа и базиты [1, 2, 9].

3. Выделены и прослежены *одинадцать региональных надвиговых меланжей* разного возраста: Присутурный, Симферопольский, Подгорный, Южнобережный Соколинский, Белогорский, Мартовский, Щебетовский, Карадагский, а также подводные Южнокрымский и Предскифийский. Аргументированы критерии их выделения и описано внутреннее строение микститов [1, 4, 7, 9, 10].

4. Обоснованы позднепалеозойские *Предскифийский краевой прогиб* с потенциально нефтегазоносными структурами и *Южноскифийский тыловой прогиб* [7].

5. С позиций геодинамики в Крыму и в акватории олигоцен-четвертичный Туапсинский прогиб отнесен к категории *передового* (краевого), а синхронный ему Индоло-Кубанский с серией впадин по простиранию - к *тыловому* прогибу [9].

6. Открыта и генетически обоснована сползшая с юга нижнемеловая *Горнокрымская олистострома*, состоящая из более чем 100 крупных олистолитов и олистоплак, сложенных верхнеюрскими известняками и конгломератами [5, 6]. В оползневых массивах локально развита верхнеюрская Яйлинская олистострома.

7. Выделено *шесть неоген-четвертичных олистостром:* наземные - Массандровская, Опукская и Северокерченская, а также подводные - Южнокрымская, Южнокерченская и Западночерноморская [4, 6, 9].

8. Впервые составлены и опубликованы принципиально новые *Геодинамические карты* Крымско-Черноморского и всего Черноморско-Каспийского региона. Они отражают разновозрастные структуры и литодинамические комплексы всех этапов эволюции [8, 9].

9. Созданы первые структурные и палеогеодинамические *палинспастические реконструкции* Крыма с прилегающей акваторией [6, 9 и др.].

10. С позиций актуалистической геодинамики в Крымско-Черноморском регионе объяснено размещение разновозрастного магматизма [8, 9]. Магматические комплексы в основном субдукциионно-коллизиионные и расположены не в «разломах», а в параллельных полосах по падению сутур на активных окраинах.

11. В Крыму выделены, обоснованы и закартированы многочисленные разновозрастные надвиги преимущественно северного и северо-западного падения. Они сопровождаются разнопорядковыми, интенсивно сжатыми принадвиговыми складками и чешуями-дуплексами. Меньшее распространение имеют ранее пропущенные *послойные срывы* (флэты) и разнопорядковые *ретронадвиги* южного наклона.

12. Во многих участках Крыма впервые выделены *шарьяжные дважды опрокинутые складки*, свидетельствующие о чрезвычайно интенсивном горизонтальном сжатии структур. На их примерах предложены три новых обозначения элементов залегания для геологических карт (дважды опрокинутое,

горизонтальное опрокинутое и вертикальное в опрокинутом крыле) [6, 10 и др.].

13. Обоснован и прослежен через Крым неоген-четвертичный *Мраморный ретронадвиг* южного падения. В его аллохтоне на севере Чатырдага выявлены проявления грязевого вулканизма и диапиризма [5, 6,10].

14. В крымском регионе первые выделены и описаны разновозрастные *структуры поп-ап трех порядков* [9, 10, 11].

15. В основании Второй гряды Крымских гор установлен пологий субпослойный *Подкуэстовый надвиг* с современными смещениями по пластичным глинам нижнего мела [6, 10].

16. В Черном море по материалам сейсморазведки обоснована *Прикрымская складчато-надвиговая зона***,** в которой выделены Шельфовая и Батиальная структурные подзоны [9 и др.].

17. Впервые составлены *сбалансированные геологические карты* Горного-Предгорного Крыма и Керченского полуострова, а также *десять сбалансированных тектонотипических разрезов* с телескопическими детализациями сложных складчато-надвиговых структур и микститов [6, 10].

18. Выделен *Предгорнокрымский потенциально нефтегазоносный район* с крупными Симферопольской, Гераклейской, Двуякорной и другими антиклиналями [9].

19. Обособлены *три надвиговые сейсмогенные зоны*: Северокрымская (ретронадвиговая), Предгорнокрымская (присутурная) и Южнокрымско-Кавказская (в зоне квазисубдукции) [9 и др.].

20. В геодинамической эволюции Крымско-Черноморского региона выделены *три цикла Вильсона***.** При их развитии сформированы три структурных комплекса – скифиды, киммериды и неокиммериды. Каждый из них включает структуры растяжения и тангенциального сжатия.

Геодинамические циклы в Крымско-Черноморском регионе автономны и не вполне укладываются в представления о глобальных эпохах, циклах и фазах тектогенеза. Более того, отдельные фазы не имеют повсеместного проявления даже в пределах Крыма. При завершении каждого этапа конвергенции океаническая кора субдуцировалась с формированием коллизионных складчато-надвиговых ансамблей, после чего наступал период стабильного режима (тектонопаузы).

Каждый последующий геодинамический цикл Вильсона формировался южнее предыдущего, что отражает закономерное наращивание (аккрецию) края мегаконтинента при его длительном развитии. После коллизии древние микроконтиненты и островодужные террейны вошли в состав Евразийской мегаплиты, потеряв свою автономность и собственные названия. Ныне их можно понимать только в палеотектоническом смысле для соответствующего возрастного этапа окончания конвергенции.

Все структурные комплексы в Крымско-Черноморском регионе формировались длительно и непрерывно, возможно, с отдельными ускорениями геодинамических процессов. Каждый комплекс, в соответствии с циклом Вильсона, состоит из дивергентных дислокаций тангенциального растяжения и конвергентных - сжатия. Достоверные данные о протерозойских дислокациях отсутствуют.

Скифиды на дивергентном этапе формировались в раннепалеозойско-девонское время и выражены сбросами в рифтогенно-спрединговых формациях пассивных окраин. Конвергентные скифиды представлены складчато-надвиговыми структурами северной вергентности с поп-ап раннекаменноугольно-среднетриасового возраста, а также синхронным активно-окраинным магматизмом в Равнинном Кыму и молассами передового и тылового прогибов.

Киммериды формировались с позднего триаса до раннего мела включительно. Дивергентный этап, связан с раскрытием обширных частей Мезотетиса в течение позднего триаса - ранней юры. Он

представлен фрагментами грабенов и элементами офиолитов. Конвергентная стадия субдукции и коллизии проявилась с конца ранней юры до раннего мела включительно. В этот период образовались сложные складчато-надвиговые структуры преимущественно южной вергентности. Они включают ретронадвиги, шарьяжи, меланжи и разнопорядковые поп-ап, сопровождаемые олистостромами, магматизмом в Равнинном Крыму и соответствующими осадочными формациями. Горнокрымский островодужный магматизм Горного Крыма связан с Измир-Анкарской сутурой северного наклона.

Неокиммериды – понятие, предлагаемое для обозначения структурного комплекса последнего, еще незавершенного цикла Вильсона, формировавшегося в период с мела до настоящего времени. По возрасту комплекс не вполне соответствует выделенным ранее альпидам и кавказидам. Дивергентные неокиммериды раннемел-эоценового возраста выражены крупными сбросами в Западно- и Восточночерноморском грабенах с новообразованной субокеанической корой. Конвергентные неокиммериды олигоцен-четвертичного возраста представлены Крымской горно-складчато-надвиговой областью с высокоамплитудными надвигами северного наклона, имеющими продольную правосвиговую составляющую, а также ретронадвигами, принадвиговыми складками, шарьяжами и олистостромами, вызванными квазисубдукцией Черноморской плиты под Крым. Они слагают Крымскую, Горнокрымскую и мелкие структуры поп-ап, созданные главными фронтальными надвигами и встречно падающими тыловыми ретронадвигами [10, 11]. Выделение разнопорядковых поп-ап в Крыму позволило решить многолетнюю дискуссию о южной или наоборот северной вергентности крымских складок, о главном направлении падения надвигов и свидетельствует об отсутствии традиционно выделяемого Горнокрымского мегантиклинория.

Геодинамики Крыма и прилегающих регионов связана с очень значительными латеральными перемещениями фрагментов земной коры, выраженными в специфических формациях и в структурах тангенциального сжатия. Ныне регион представляет собой коллаж разновозрастных палеотеррейнов и микроплит, ограниченных древними коллизионными сутурами, с синхронными им передовыми и тыловыми прогибами. Все они составляют перекрытый мел-кайнозойским чехлом единый стабильный фрагмент Евразийской плиты, называемый Восточноевропейским кратоном.

Ныне Равнинный Крым в составе кратона несет элементы зарождающейся активной окраины в виде локальных тепловых аномалий. На юге он граничит с Крымско-Кавказской складчато-надвиговой областью и еще южнее по зоне конвергенции - с *Черноморской микроплитой*. Квазисубдукция в северном ограничении микроплиты имеет широкую полосу неотектонической активности вследствие новообразованных и унаследованных движений по надвигам и ретронадвигам субширотного простирания.

Геодинамическая карта неоген-четвертичного этапа и реконструкция Паратетиса позволили решить *проблему западного продолжения Горного Крыма* [9]. Исчезновение горного рельефа между Крымом и Карпатами, а также в Керченско-Таманском районе объясняется преобладанием на субширотных отрезках единой зоны конвергенции правосдвиговых смещений. В Горном Крыму, на Кавказе и в прилегающей акватории в основном развиты надвиговые структуры.

Экзогенная геодинамика региона представлена раннемеловой Горнокрымской, а также неоген-четвертичными наземными и подводными олистостромами. Все они состоят из оползневого матрикса и многочисленных олистолитов и олистоплак, сложенных более плотными породами. Амфитеатры на южном склоне Крымских гор образованы при сползании по склону крупных единичных или групп олистолитов, ныне расположенных в

акватории Черного моря. Недоучет выделенных олистостром приводит к противоречивому пониманию строения структур, тектонического развития, а также прогнозу полезных ископаемых и опасных геодинамических процессов.

Палинспастическая реконструкция неокиммерид показала, что за неоген-четвертичный период зона древнего осадконакопления в Горном Крыму и Керченском полуострове с прилегающей акваторией за счет горизонтального сжатия была сокращена не менее чем на 250 км. Из реконструкции юрско-нижнемелового сжатия киммерид следует, что за счет складок, надвигов и меланжей зона мезозойского осадконакопления сокращена более чем на 200 км. То есть, в Крыму и прилегающем шельфа в мезозое и кайнозое произошло многократное сокращение зоны древнего осадконакопления. Полученное значение сжатия для киммерид на порядок меньше, чем по результатам палеомагнитных реконструкций (до 2 тыс. км). Несоответствие объясняется невозможностью анализа глубоко погруженных и срезанных денудацией структур, а также субдукцией большей части абиссальных осадков Мезотетиса в Предгорной сутуре. Палинспастические реконструкции показывают, что почти все сложно дислоцированные комплексы Горного Крыма находятся далеко от места своего первоначального образования. Локально развитые сбросы имеют второстепенное значение и гравигенную природу.

Таким образом, в Крымско-Черноморском регионе определены палеогеодинамические режимы и их закономерные смены, аналогичные другим горно-складчато-надвиговым поясам мира. Палеомагнитные и структурные палинспастические реконструкции с анализом литодинамических комплексов показывают существование в обрамлении древних микроконтинентов и островодужных террейнов Крыма крупных палеоокеанов, которые ныне полностью субдуцированы и образовали единый кратон. Основу современного структурного плана региона составляют древние коллизионные сутуры и неоген-четвертичная зона конвергенции. С ними связаны разнотипные надвиги и микститы. Два полных и один незавершенный циклы геодинамической эволюции Вильсона не четко коррелируются с глобальными эпохами тектогенеза. Магматические комплексы приурочены к активным окраинам и расположены вдоль сутур по их падению, а также к рифтогенно-спрединговым зонам

Все литодинамические и структурные комплексы региона хорошо объясняются с позиций теории актуалистической геодинамики. Они прослежены на восток через Кавказ до Каспийского моря и на запад до Добруджи-Карпат, отражая общую геодинамическую эволюцию юга Европы. Новые данные бурения, последние геологические и геофизические исследования показывают, что строение и история развития структур Крыма значительно сложнее, чем считалось ранее на основе концепции фиксизма. Дополнения и изменения в эти представления будут вноситься еще не одним поколением геологов, особенно после глубокого параметрического бурения.

Литература

1. *Юдин В.В.* Симферопольский меланж. // Доклады Российской АН. Т 333, № 2. 1993. С. 250-252.
2. *Юдин В.В.* Предгорная сутура Крыма. // Геолопічний журнал. Київ, № 3-4, 1995. С. 56-61. *(Статья поступила 22.02.93 г)*
3. *Юдин В.В.* Палеогеодинамика Крыма, прилегающих акваторий и территорий. // Геолопічний журнал. № 3-4, Київ, 1996. С. 115-119.
4. *Юдин В.В.* Микститы Горного Крыма // Доклады АН. Т. 363, № 5,1998. С. 666-669.
5. *Юдин В.В.* О положении верхнеюрских массивов Горного Крыма. // Доповіді Національної академії наук України, Київ, № 2, 1999. С. 139-144.
6. *Юдин В.В.* Геологическоестроение Крыма на основе актуалистической геодинамики. Симферополь, Комитет по науке и региональному развитию при Совмине АРК, Крымская АН, 2001. 46 с.

7. *Юдин В.В.* Предскифийский краевой прогиб. В сб. докл. Ш Международной конференции “Крым-2001”: “Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона”. Симферополь, “Таврия-Плюс”, 2001. С.177 -183.
8. *Юдин В.В.* Магматизм Крымско-Черноморского региона с позиций актуалистической геодинамики. // Мінеральні ресурси України, №3. Київ, УкрДГРІ, 2003 . С. 18-21.
9. *Юдин В.В.* Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев, УкрГГРИ, 2008. 117 с.
10. *Юдин В.В.* Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1:200000. Крымская АН, ”Союзкарта”. Симферополь, 2009.
11. *Юдин В.В.* Структуры поп-ап в тектонике мира и юга Украины. В кн.: Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. Сб. докл. VIII междунар. Конф. «Крым-2009». Симферополь, 2010. С. 51-67.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ СТРОНЦИЯ В ПРОЦЕССЕ ГАЛОГЕНЕЗА В НИЖНЕМ КЕМБРИИ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

Юдина З. Д.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(udinazd@mail.ru)

Нижнекембрийские соленосные отложения Иркутского амфитеатра в течение многих лет привлекают пристальное внимание отечественных и зарубежных исследователей [1, 5, 6]. В свое время проводилось детальное изучение пород в скважинах, пробуренных в Иркутском амфитеатре на площадях в районе населенных пунктов: Оса, Ахины, Атовка, Тыпта, Балыхта, Тубинская, Марково, Киренская и др. Был выполнен послойный отбор керна, изучен химический состав пород, проведен рентгено-спектральный и др. виды анализов в лабораториях Иркутского Гиредмета и Московского университета (кафедра геохимии). Значительная часть результатов опубликована [2, 3, 4].

Однако материалы по стронцию – одному из важнейших индикаторных элементов процесса соленакопления, были получены позднее и ранее не публиковались. Всего автором было детально изучено свыше 1000 образцов пород из этого района. В докладе дана краткая информация о распределении стронция в различных типах пород. Над породами фундамента (1), песчано-алевролитовыми (2) и глинистыми (3) породами, расположенными в основании геологического разреза, по химическому составу нами выделены следующие типы пород: 4. Известняки-ч – чистые (примесь $CaMg(CO_3)_2$< 5%); 5. Известняки доломитистые ($CaCO_3$>50%); 6. Доломиты известковые ($CaCO_3$< 50%); 7. Доломиты-ч ($CaCO_3$ + $CaSO_4$< 5%); 8. Доломиты ангидритистые ($CaSO_4$ – 5-25%); 9. Ангидрито-доломиты ($CaSO_4$ = 25-50%); 10. Доломито-ангидриты ($CaSO_4$ = 50-75%); 11. Ангидриты доломитистые ($CaSO_4$ = 75-95%); 12. Ангидриты-ч ($CaMg(CO_3)_2$ < 5%), см. табл.1:

Таблица 1. Распределение стронция, кальция и $CaSO_4$ по литологическим типам пород в нижнекембрийских отложениях Иркутского амфитеатра

№ типа пор.	n	Sr, 10^{-3} %	Ca, %	$CaSO_4$,%	$Sr \cdot 10^3/Ca$
12	20	134±52	25,65±3,2	87,18±8,2	4,87±3,2
11	38	80±38	23,32±4,6	71,3±10,7	3,52±3,9
10	35	71±35	21,33±3,2	51,28±10,5	3,35±2,4
9	28	50±30	20,77±3,3	33,13±5,9	2,41±2,5
8	54	28±17	18,72±3,5	12,94±5,5	1,51±0,8
7	203	12±10	18,89±2,9	1,12±1,2	0,66±0,4
6	45	16±14	24,04±4,7	1,89±3,4	0,67±0,3
5	27	12±5	32,26±4,3	1,82±2,4	0,38±0,02
4	24	24±22	34,18±5,7	1,32±1,2	0,62±0,2
3	35	8,4±3	Примечание: n - количество образцов, ч - чистые разности с примесью < 5 %		
2	71	8,6±4,6			
1	15	11,6±7			

Геохимия стронция в процессе галогенеза достаточно хорошо изучена. Однако нет единого мнения о времени и условиях выпадения целестина – $SrSO_4$, и стадии его выделения из морской воды при ее сгущении [1, 5, 6].

Изучение распределения Sr в породах нижнекембрийских отложений показало, что самое высокое содержание стронция приурочено к ангидритам (табл.1). На графике цифры по горизонтали соответствуют указанным в 1-й графе табл. 1 литологическим типам пород, расположенным в порядке возрастания количества $CaSO_4$. Кривая содержания Sr отражает рост его концентраций от доломитов к ангидритам (рис.1).

Также изменяется отношение Sr/Ca. Состав пород на оси абсцисс отвечает естественному ходу осадконакопления. В пределах отдельных литологических разностей пород содержание Sr и Sr/Ca

отношение существенно не изменяются как снизу вверх по разрезу, так и по площади от разреза к разрезу.

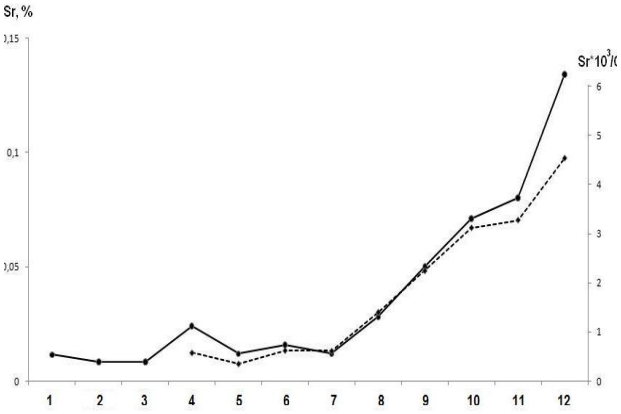


Рис. 1. Распределение стронция (сплошная линия) и отношения $Sr \cdot 10^3/Ca$ (пунктирная линия) в нижнекембрийских породах Иркутского амфитеатра.

В породах нижнего кембрия, отражающих снизу вверх по разрезу естественный ход галогенеза, выявлено три максимума в содержании Sr, которые приурочены к сульфатно-карбонатным породам мотской, бельской и ангарской свит. Эти максимумы соответствуют периодам интенсивного образования сульфатов в подготовительные стадии усольского, бельского и ангарского соленосных циклов (табл. 2).

Закономерное изменение Sr/Ca отношения по разрезу в зависимости от химического состава пород указывает на то, что поведение Sr в процессе галогенеза в основном определялось изоморфным вхождением его в кальциевые минералы, а не образованием собственного минерала – целестина. Это подтверждается рентгено-структурными исследованиями. Содержание Sr не зависит от положения ангидрита в соляном цикле.

Такова общая картина распределения Sr в породах нижнего кембрия Иркутского амфитеатра.

Изучение показало, что в Иркутском бассейне в отличие от других солеродных бассейнов (пермские отложения Приуралья, мезокайнозойские отложения Ферганы, верхнеюрские отложения СЗ Германии, девонские отложения Днепрово-Донецкой впадины) не обнаружены скопления целестина. Содержание стронция в ангидритах Иркутского бассейна почти такое же, как и в вышеуказанных отложениях.

Таблица 2. Распределение стронция, кальция и $CaSO_4$ по свитам пород

№ типа пор.	Свита	n	Sr, 10^{-3} %	Ca, %	$CaSO_4$,%
12	ангарская	3	91±44	27,8±0,5	88,4±8,8
	булайская	1	53	15,1	84,0
	бельская	6	172±24	26,2±1,4	86,3±3,5
	усольская	3	119±41	23,9±2,2	72,5±0,19
	мотская	7	138±57	26,7±1,4	91,8±6,9
11	ангарская	8	71±48	25,9±4,9	76,1±10,7
	бельская	7	78±43	23,9±1,3	63,7±13,6
	усольская	15	80±26	22,6±4,4	73±8,4
	мотская	8	92±46	21,7±6	70±9,6
10	ангарская	5	54±30	18,3±3,4	43,8±9,5
	бельская	8	82±43	22,3±2,7	53,1±15,4
	усольская	19	65±22	21,6±2,9	52,7±8,6
	мотская	13	110±70	22,2±4,2	49,9±4
9	ангарская	5	53±42	20,5±3,3	32,9±8,6
	бельская	14	46±26	21,6±2,2	31,7±5,4
	усольская	6	57±27	19,7±5,3	32,6±4
	мотская	3	50±42	19,3±4	41±3,4
8	ангарская	5	30±20	20,1±2,6	13,3±6,6
	булайская	6	35±21	20,6±2	13,5±8,9
	бельская	44	26±13	19,2±3,4	13,6±5,4
	усольская	113	28±17	18,2±3,3	12,9±5,5
	мотская	11	27±22	17,6±4,4	12,5±5,9
7	ангарская	14	21±18	19,2±2,3	1,3±1,5
	булайская	6	7±2	20,9±1,1	0,67±0,62
	бельская	44	15±13	18,6±3,6	1,6±1,4
	усольская	113	10±8	18,7±2,8	0,9±1
	мотская	26	10±2	19,8±2,3	1,4±1,3
6	ангарская	1	7	21,9	0,34
	булайская	1	15	29,4	0,02
	бельская	28	20±16	24,9±4,6	2,6±4,2
	усольская	14	10±4	22±4,8	0,58±0,69
	мотская	1	10	25,6	3,50
5	ангарская	1	8	34,9	2,70
	бельская	14	13±6	34,1±3	2,6±2,8
	усольская	12	10±4	30±4,8	0,71±0,78
4	бельская	16	23±20	35,1±5,9	1,5±1,3
	усольская	8	28±26	32,5±5	0,81±0,94

Согласно литературным данным [5], целестин может встречаться во всех отложениях соляного цикла. Причем, ранее не отмечалось одновременного накопления целестина в разных литологических типах пород одного цикла.

Целестин из-за физико-химических и палеогеографических особенностей Иркутского бассейна в осадок не выпал, и стронций остался в растворе. С этим, возможно, связано обогащение им седиментационных растворов Иркутского амфитеатра.

В распределении Sr в нижнекембрийских отложениях Иркутского амфитеатра наблюдается большое сходство с соленосными отложениями стассфуртской формации цехштейна Южного Гарца, как по среднему содержанию в литологических типах пород, так и по отсутствию целестина в сульфатно-карбонатных породах. Целестин в указанных отложениях отмечался [5] только в калийных солях.

Литература

1. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 3. Изд-во АН СССР. М. 1962. 550 с.
2. *Юдина З.Д.* Особенности химического состава карбонатных пород нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с их генезисом. Вестник Моск. ун-та. Геология. 1972. № 6. С. 112-115.
3. *Юдина З.Д.* Некоторые особенности поведения бора в процессе галогенеза в нижнем кембрии Иркутского амфитеатра. Геохимия. № 11. 1974. С. 1688-1694.
4. *Юдина З.Д.* Некоторые особенности распределения Li, Rb, K в нижнекембрийских отложениях Иркутского амфитеатра. Геохимия, № 1. 1975. С. 92-101.
5. *Herrmann A.G.* Zur Geochemie des Strontiums in den Salinaren Zechsteinablagerungen des staβfurt: serie des Südharzbezirkes. Chemie der Erde. 1961. 21. № 2. S. 137-194.
6. *Müller G.* Zur Geochemie des Strontiums in ozeanen Evaporiten. Geologie. 1962. Beih. 35. 90 s.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И МИГРАЦИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХФЛЮИДОВ В ПАЛЕОЗОНАХ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА-ЖЕЛОБ

Юркова Р.М., Воронин Б.

Институт проблем нефти и газа РАН, Россия, Москва
(bivrmyrzb@mtu-net.ru)

Объекты исследований

Доклад составлен по материалам изучения всех комплексов офиолитов и вулканогенно-осадочйых формаций, в том числе нефтегазоносных, залегающих во фронтальных частях островных палеодуг в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, остров Карагинский. Рассмотрены различные геодинамические типы палеодуг: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет на Камчатке, готерив-баррем); 2) развитая приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-сантон, остров Карагинский, маастрихт-палеоцен).

Установлено, что нефтегазоносные комплексы с промышленными месторождениями нефти и газа, так же как и диапировые внедрения офиолитов, приурочены к преддуговой зоне примитивной палеодуги Северного Сахалина. Залежи нефти и газа сосредоточены в осадочных комплексах, сформированных в позднепалеогеновых — неогеновых наложенных приразломных прогибах в поздние этапы развития предостроводужных палеозон при нарушении их структуры субмеридиональными правыми сдвигами, сопряженными с взбросо-сбросами северо--восточного и северо-западного простирания. Как показал структурно-формационный анализ, наложенные прогибы образовались в условиях значительной структурной перестройки предостроводужной палеозоны в результате закрытия (замыкания) желоба. Впадина Дерюгина в акватории Охотского моря представляет остаточную часть желоба глубиной 12 км с осадками позднекайнозойского времени.

Мантийная серпентинизация и подъём офиолитового диапира.

Ранее детальными комплексными исследованиями обоснованы мантийные условия ранней серпентинизации ультрабазитов [12]. В процессе ранней петельчатой безмагнетитовой серпентинизации за счёт оливина образовались антигорит с параметром

элементарной ячейки a=35,5Å и природный сплав железо - никель состава тэнита (35-40 ат.% Ni) в виде мельчайших (2-5 мкм) включений в антигорите. В антигорите и оливине установлены наиболее высокие содержания H_2 (800 и 230 ммоль/кг) и метана (30 ммоль/кг) и присутствие окиси углерода. Образование антигорита в условиях мантийной серпентинизации на глубинах 40-50 км (до 100 км) подтверждено экспериментальными, термодинамическими (T=450-600°C, P=13-16 кбар) и балансовыми расчетами [12]. Начальные генерации серпентинов ранней безмагнетитовой серпентинизации представлены в апогарцбургитовых серпентинитах, характерных для центральных ненарушенных частей дунит-гарцбургитового массива площадью 42 км^2, который рассматривается как наиболее древний мантийный комплекс офиолитов. Массив представлен на п-ове Шмидта (Сахалин) и выведен на поверхность в результате подъёма офиолитового диапира в зоне перехода примитивная (ранняя) дуга - желоб над сейсмофокальной зоной. Судя по данным аэромагнитных и гравиметрических съёмок, массив ультрабазитов п-ова Шмидта имеет почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии. Продолжение диапира

или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий. С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88 мгк [7]. Верхние границы магнитовозмущающих тел основного и ультраосновного состава залегают на глубине 10 км, что сопоставимо с глубинами дна глубоководных желобов, в частности Марианского глубоководного желоба, связанного с примитивной островной дугой. Нижние границы магнитных аномалий фиксируются при пересчёте на глубину 30 км. Часть кромок уходит в верхнюю мантию.

Начало серпентинизации связано с внутрислойным растворением ортопироксена и оливина. Это обусловлено нарушением установившегося в ультрабазитах флюидно-минерального равновесия в результате пластических перемещений ультрабазитового мантийного вещества, возможно в связи со сменой ротационного режима Земли.

[9] обосновывает существование в глубинных условиях новой фазы плотного водного магнезиального силиката, экспериментально подтверждённого, имеющего состав $Mg_7Si_2O_8(OH)_6$ и плотность 2,96 г/см [9]. Силикат устойчив в интервале от T=500°C и P=50 кбар до T=1300°C и P=130 кбар. В случае его расплавления может быть получена магма водного пироксенита. Этот расплав, по мнению А.Е. Рингвуда, мигрирует в клин над сейсмофокальнои зоной, порождая различные типы толеитовой, известково-щелочной, в том числе бонинитовой магмы, характерной для дайкового и вулканического комплексов меловой примитивной дуги о-ва Сахалин.

Серпентинитовые слои литосферной мантии на глубинах 40-50 км, по данным Г.Буалло [2], характеризуются пониженными скоростями прохождения продольных сейсмических волн: 7,8-7,9 км/с вместо 8,1-8,2 км/с в выше- и нижележащих слоях. Подъём диапиров приурочен к зоне перехода примитивная островная дуга - желоб над сейсмофокальной зоной. Эта зона, по данным Л.М. Балакиной [l], представляет область дифференцированных, преимущественно субвертикальных перемещений литосферных масс. Область наиболее интенсивных движений такого рода в литосфере (опускание в тыловой части дуги и поднятие во фронтальной) располагается под островным склоном желоба. Это приводит к подъёму слоев с мантийной сейсмической меткой (8,2 км/с) и обеспечивает в этой зоне наиболее высокую сейсмичность. На глубине 40-50 км наблюдается резкое выполаживание зоны Заварицкого-Беньоффа, трассируемой очагами землетрясений [2] В этой области проявлены силы растяжения и скольжения и тем самым предопределён срыв верхних частей литосферной мантии с подъемом диапира или диапиров, флюидонасыщенных пластичных серпентинитов.

Диапировые внедрения серпентинизированных ультрабазитов во фронтальных частях островных дуг над сейсмофокальной зоной с формированием слоёв глубинного (30 км) биметасоматоза подтверждаются исследователями Марианской островодужной системы

[14]. Серпентиниты в результате адиабатического всплывания разогретого пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемого декомпрессией и интенсивным плавлением, были пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами: лерцолитовым, полосчатым, габброидным, дайковым, спилит-кератофировым. Наиболее выразительными индикаторами подъёма офиолитов служат биметасоматические контактово-реакционные (при взаимодействии с серпентинитами) слои, которые возникали на различных стадиях формирования офиолитов: от высокотемпературных (T=900 °C) и глубинных в полосчатом расслоенном комплексе через серию разнотемпературных и разноглубинных родингитов на контакте серпентинитов с породами габброидного, дайкового и вукногенноплутонического спилит-

вератофирового комплексов до апотуфовых и апофлишоидных метасоматитов (350-160°С) пограничных вулканогенно-осадочных серий [13].

Экранирование вышеперечисленных комплексов серпентинитами способствовало сохранению в перекристаллизованных породах высоких содержаний европия (0,226 г/т) и относительно низких отношений изотопов стронция (0,70384), характерных для комплексов островных дуг. С протрудированием блоков, офиолитов в предостроводужные осадочные комплексы, сформированные автокинетическими потоками, связаны биметасоматические изменения песчано-глинистых пород и туфов в зонах субвертикальных контактов их с серпентинитами. Образование биметасоматических слоёв, судя по особенностям кристаллической структуры ксонотлита $[(K_{0.02}Na_{0.04}Ca_{5.76}Mg_{0.09}Fe^{2+}_{0.06}Si_{5.96}Alo.o4)O_{18}(OH)_2]$ с параметром c=14Å, происходило при температурах 350°С. Эти принципиально новые данные объяснимы только с позиций диапирового становления офиолитовой ассоциации. Следует отметить, что протрудирующие в зонах разломов мантийные серпентиниты, пронизанные пакетами "дайка в дайке", отличаются наиболее высоким содержанием водорода (до 500 ммоль/кг). Это заставляет связывать дополнительное поступление восстановительных флюидов с дайковыми каналами.

Миграция углеводородных флюидов и образование компонентов нефти.

Формирование офиолитовой ассоциации в целом происходило в единой флюидонасыщенной магматическо-метаморфической геотермальной системе. Это способствовало активному преобразованию магмы, пород и углеводородных флюидов. Серпентиниты экранировали углеводородные флюиды, создавая природную автоклавную ситуацию. Флюидное сверхдавление обеспечило подъём диапира, гидроразрыв перекрывающих слоев, а также преобразование углеводородов с формированием гомологов метана: этана, пропана, бутана, пентана, гексана и др. при реакции типа $2CH_4 \rightarrow C_2H_6+H_2$. Эти углеводороды, взаимодействуя при каталитической активности тонкодисперсных серпентинитов и железо-никелевых соединений (тэнит, пентландит, магнетиты), в условиях постоянно повышенных температур (Т>350°С) вследствие стадийного магматизма формировали все групповые компоненты нефти: нормальные алканы, изоалканы, нафтены, ароматические углеводороды. Убедительные экспериментальные и термодинамические свидетельства абиогенного образования всех групповых компонентов нефти (из H_2, CO, CO_2) при температурах 200-500°С и широком диапазоне давлений на бифункциональных катализаторах показаны в работах [4, 5].

Высокая сейсмическая подвижность предостроводужных палеозон способствовала нарушению целостности серпентинитовых слоев и эмиграции углеводородных флюидов. Проявления сейсмичности возможны в условиях высокой аккумуляции флюидов в очаговых зонах землетрясений, их концентрации в сжатом виде, что приводит к высоким поровым давлениям, подъёму углеводородных экструзий и интрузий и миграции углеводородов по сдвиговым разломам в магматические и осадочные ловушки присдвигового неогенового прогиба в завершающие этапы становления офиолитов (для Сахалина - в плиоцене). Антиклинальные ловушки нефти и газа в неогеновом осадочном бассейне формировались одновременно с накоплением осадков. Большинство из них были сформированы к концу верхнего миоцена [11]. По минеральным индикаторам установлено двухэтапное заполнение ловушек нефтью в позднем плиоцене и постплиоцене, что совпадает по времени с завершающими этапами становления офиолитов [13]. Процессы передвижения нефти в капиллярных системах при землетрясении усиливаются не только из-за сотрясения, но и вследствие

изменения электрических полей, вызывающих электроосмос. Все эти процессы имеют дальнопластовый характер. Существенная роль в преобразованиях вещества принадлежит энергии сдвиговых деформаций. По расчётам, приводимым в работе А.Н. Дмитриевского и И.А. Володина [3] пробегающие раз в сутки по сдвиговому разлому волновые (солитоновые) энергетические импульсы формируют кумулятивный эффект повышенной энергетики, который и приводит к описанным физико-химическим преобразованиям пород и флюидов и обеспечивает миграцию последних. Следует ответить, что до настоящего времени большие скопления восстановительных флюидов (водород, метан и др.) сохранились в серпентинитовых флюидоупорах Нижнетагильского массива гипербазитов на глубине 500 м. Интерес к поискам нефти и газа, связанных с серпентинитами, прогнозировал исследователь Охотоморской нефтегазоносной провинции В.В. Харахинов [10]. По его мнению, протрузии серпентинитов на всем протяжении Восточно-Сахалинского разлома, перекрытые глинистыми породами уйнинско—дагинского комплекса миоцена, могут содержать залежи нефти и газа. При этом поступление по дизъюнктивным проницаемым зонам глубинных абиогенных углеводородов может увеличивать нефтегазоносный потенциал бассейнов и формировать при определенных условиях самостоятельные месторождения, что подтверждено данными бурения. Судя по данным изучения флюидогеодинамики региона [8] в рассматриваемой зоне вплоть до настоящего времени продолжается сток и разгрузка глубинных эндогенных флюидов в гравитационно-конвекционном и компрессионном режимах при неполностью завершенном подъеме офиолитового диапира в Охотском море. Этот режим обеспечил формирование газоконденсатных и газовых залежей в Охотском море в результате миграции и преобразования, углеводородных флюидов по оперяющим офиолитовый диапир сдвиговым разломам [7]. Большая часть газогидратов сосредоточена на восточном склоне о-ва Сахалин, в зоне подъёма офиолитового диапира на склонах палеожелоба, представленного впадиной Дерюгина [6].

Литература

1. *Балакина Л.М.* Сейсмогенные движения в фокальных зонах на примере Курило-Камчатской дуги // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 198-209.
2. *Буалло Г.* Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 155 с.
3. *Дмитриевский А.Н., Володин И. А.* Формирование и динамика энергоактивных зон в геологической среде // Докл. РАН. 2006. Т. 411, №3. С. 395-399.
4. *Ионе К.Г.* Исследование процессов каталитического превращения CO, CO_2, H_2 - газов в Земной коре в углеводороды и воду // Дегазация Земли: геофлюиды, нефть и газ, парагенезы в системе горючих ископаемых: Тез. докл. Междунар. конф. М.: ГЕОС, 2006. С.115-117.
5. *Кулакова И.И., Руденко А.П.* Свидетельства в пользу абиогенного происхождения нефтяных углеводородов// Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 170-171.
6. *Обжиров А.И.* Миграция углеводородов из недр к поверхности и формирование нефтегазовых залежей и газогидратов в Охотском море в период сейсмотектонических активизаций // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ и их парагенезы. М.: ГЕОС, 2008. С. 359-362.
7. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. Масштаб 1:2500000. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
8. *Равдоникас О.В.* Флюидогеодинамика и нефтегазоносность северо-восточной окраины Азии: Объясн. зап. к карте м-ба 1:1000000. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1990. 38 с.
9. *Рингвуд А.Е.* Состав и строение Земли. М.:Наука, 1981. 113 с.
10. *Харахинов В.В.* Тектоника Охотоморской нефтегазовой провинции. Автореф. дисс. доктора геол-мин. наук. Оха на Сахалине:НИПИ Морнефть. 1998. 77 с.
11. *Юркова Р.М.* Граувакки неогена Северного Сахалина // Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 154-186.

12. *Юркова Р.М.* Мантийно-коровая серпентинизация ультрабазитов как источник углеводородных флюидов // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. М.: ГЕОС, 2002. С. 98-107.
13. *Юркова Р.М., Воронин Б.И.* Подъём и преобразование мантийных и углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 56-67.
14. *Maekawa H., Yamamoto К., Teruaki J., Ueno T., Osada Y.* Serpentinite seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions // Bull. Earth. Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. V. 76. P. 355-366.

ИЗУЧЕНИЕ ДИЗЪЮНКТИВНЫХ НАРУШЕНИЙ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Юровский Ю. Г.

Украинский Государственный геологоразведочный институт, Крымское отделение, Симферополь (yurovsky_yury@mail.ru)

В практике геологического изучения и картирования территорий разрывные нарушения обычно выявляются геофизическими методами. Однако, в определенных условиях (населенные пункты, прибрежная зона морей), в которых применение тяжелой геофизической техники невозможно, весьма эффективными оказываются газогеохимические методы. В косолидированных породах приразломные зоны представляют собой каналы интенсивной миграции подземных вод и газов. При выходе их на поверхность, в подпочвенном слое пород образуются характерные аномалии, где концентрация химических элементов и соединений, привнесенных из глубоких горизонтов, может на порядки превышать фоновые.

Методы целенаправленного изучения таких аномалий постепенно совершенствовались и, в настоящее время рассматриваются как самостоятельный вид газогеохимических исследований. В основу методики наблюдений положено комплексное, послойное изучение химических компонентов с использованием неглубокого бурения (5 – 7 м). В практике работ интервалы опробования располагаются через 0,5м, а само опробование проводится по мере углубления скважины. На каждом интервале после отбора образцов грунта, устанавливается пакер и затем откачивается проба подпочвенного воздуха. При наличии грунтовых вод и в морских условиях отбирается проба воды. В каждой из отобранных проб последовательно оцениваются концентрации радона (торона), метана, углекислого газа и гелия. Водные пробы подвергаются дегазации и затем химическому анализу. Образцы породы изучаются с помощью полуколичественного спектрального анализа, а при необходимости количественными методами. Такой методический прием позволяет получить комплексную характеристику состояния геологической среды в каждой точке опробования. Далее, распределение концентраций всех компонентов отображается графически в виде эпюр распределения по каждой скважине, а затем анализируется по профилю скважин. Причем профили располагаются вкрест простирания нарушения. В акватории морей такие же операции выполняются с помощью подводной техники. Использование данной методики позволило выявить и протрассировать ряд неизвестных и предполагаемых разрывных тектонических нарушений в отдельных районах Крыма и Донбасса. Коротко остановимся на трех примерах проведения газогеохимических исследований.

Тарханкутский полуостров. Структурная карта-схема Тарханкута, приведенная в работе Ю.В. Казанцева [2] отражает многочисленные разрывные дислокации, представленные главным образом надвигами южного падения. Часть из них подтверждена геофизическими данными и бурением, часть – предполагаемые. Образование надвигов, по мнению другого автора, произошло в Кайнозое и продолжалось в период тектонической активизации в неоген-четвертичное время [4]. Дислокации хорошо прослеживаются по поверхности горизонта А-21 альбского яруса нижнего мела. В Акватории Черного моря (Каркинитский залив) принадвиговые складки Юбилейная, Одесская, Шмидта и др. образовали на Голицинском поднятии ловушки углеводородов с продуктивными горизонтами палеоген-нижнемелового возраста.

Более молодые породы, перекрывающие меловые отложения

подверглись «торошению» с образованием системы субмеридиональных трещин и отдельны диаклазов. Зоны разрывов служат каналами миграции газов и подземных вод из меловых отложений в верхние структурные этажи. Предполагаемые разрывы были сначала выявлены на суше, а затем протрассированы а акваторию моря. При этом на дне ряда бухт полуострова обнаружены многочисленные очаги спонтанно выделяющихся газов. В составе газа преобладает метан. Но в ряде случаев обнаружилось присутствие тяжелых углеводородов, до П – пентана включительно. Присутствие тяжелых углеводородов свидетельствует о глубинном происхождении газа. Отдельные выходы чистого метана имеет явно биогенное происхождение [3]. В иловых водах и придонном слое воды в областях спонтанной разгрузки газов зафиксированы очаги сильного сероводородного заражения, с концентрациями H_2S превышающими 100 мг/л [5]. В придонном слое воды нами отмечены повышенные, по сравнению с фоновыми, концентрации карбонатов: CO_3 в 20 раз, HCO_3 в 1,5 – 2,1 раза, Ca^{+2} в 1,8 раза. Выявлены также повышенные концентрации галогенов (йода, брома и бора) аналогичные концентрациям палеогенового водоносного горизонта. Все эти данные свидетельствуют о комплексном образовании геохимических аномалий на побережье Тарханкута и наличии зон повышенной проницаемости для флюидов.

Казантипский полуостров. Аналогичные надводные и подводные исследования были выполнены на Казантипском полуострове, прилегающей к нему территории и в акватории Арабатского залива (Азовское море) [1,6]. По суше и в акватории протрассировано оперяющее нарушение Южноазовского ретронадвига. Градиенты концентраций газов здесь оказались несколько меньше: в иловых водах метан составлял 0,1 – 0,2%, сероводород до 67 мг/л. На суше концентрации метана достигали 3 – 5%, что вероятно связано с продуктивной толщей Семеновского месторождения нефти. Также, высокие концентрации метана зафиксированы над глиняными криптодиапирами (Керченский полуостров - район классического грязевого вулканизма). В отдельных точках отмечены небольшие концентрации гелия, повышенные радона и углекислого газа. В донных отложениях и на суше обнаружены аномально высокие концентрации ряда химических элементов: Pb, Ag, Zn, Vi, Cu, Li. Все участки с аномальными значениями в плане имели овальную, вытянутую по простиранию нарушения форму. Позднее, положение этого нарушения было подтверждено геофизическими и буровыми работами. Важным итогом выделения нарушения было то, что оно пересекало промплощадку строящейся Крымской АЭС. Напомним, что в подобных случаях строительство по правилам МАГАТЭзапрещается.

Горловско – Енакиевский район (Донбасс). Район представляет собой сочетание городской и сельской застройки, прерывамой редкими лесопосадками. В его пределах хаотично расположены крупные горнодобывающие предприятия (угольные шахты и карьеры), терриконы, коксохимические и химические заводы. Необходимость проведения исследований была вызвана гибелью шахтеров на горизонте – 400м, вследствие утечки ядовитых веществ (хлорбензола) с химического комбината. Проникновение хлорбензола на глубину 400м могло произойти как по естественному тектоническому разрыву, так и техногенным разрывам, образовавшимся в результате просадок на месте заброшенных подземных выработок.

Проведение исследований сильно затрудняли многочисленные, самые разнообразные техногенные геохимические аномалии. В Енакиевском районе, в отдельных точках зафиксированы ураганные концентрации радона – последствия проведенного здесь подземного ядерного взрыва. По интенсивности техногенного воздействия на геологическую среду весь район справедливо отнести к зоне экологического бедствия. Тем ни менее, в столь сложных, техногенно нарушенных условиях, удалось установить

следующее. Зона повышенной проницаемости, по которой просочился хлорбензол, была естественного происхождения. Разрывное нарушение с небольшой амплитудой смещения не было зафиксировано на геологических картах. Такое положение, к сожалению, встречается даже в районах с детальной геологической изученностью.

Приведенные выше примеры показывают, что комплексные газогеохимические исследования разрывных нарушений могут быть эффективны в самых различных природных и техногенно-нарушенных условиях. Методика их проведения несколько отличается от методов стандартных геохимических съемок. Причем основное отличие заключается в послойном опробовании верхней части геологического разреза. Миграция глубинных флюидов в этой части приобретает хаотический характер из-за анизотропии проницаемости четвертичных отложений и пестроты их литологического состава.

Литература

1. *Гавриленко Н.И., Шнюков. Е.Ф., Чекунов А.В. и др.* Геология и геодинамика района Крымской АЭС. Киев, Наукова думка, 1992. – 192с.
2. *Казанцев Ю.В.* Тектоника Крыма. М., Наука, 1982. 112с.
3. *Новикова И.А., Свечина Р.М., Андреева З.А. и др.* Комплексные геохимические исследования субаквальных площадей. Сб. Экспериментальное изучение процессов преобразования органического вещества прибрежно-морских и озерных осадков в связи с проблемами поисков нефти и газа. Л., ВНИГРИ, 1985. С. 18 – 26.
4. *Юдин В.В.* Магматизм Крымско–Черноморского региона с позиций актуалистической геодинамики. Минеральные ресурсы Украины, № 3, 2003. С.18 – 21.
5. *Юровский Ю.Г., Лущик А.В., Морозов В.И.* Субмаринная разгрузка подземных вод и газов на северо-западном побережье Крыма. Доклады Академии Наук УССР, т.272, №3, 1986. С.23 – 26.
6. *Юровский Ю.Г., Шкандрий Б.О., Чухлов Б.Г.* Выявление разрывных нарушений газогеохимическими методами в прибрежной зоне. Доклады Академии Наук УССР, Сер. Б, №10, 1989. С. 28 – 30.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Яковлев Д.В.[а] **Кушнир Д.Г.**[б]

[а] *ООО «Северо-Запад», Москва, Россия (mail@nw-geophysics.ru)*
[б] *ОАО "Таймыргеофизика", г. Дудинка, Россия (tmrgeo@mail.ru)*

Введение

Таймырский полуостров обладает колоссальными ресурсами по многим видам полезных ископаемых, включая и углеводородное сырьё. Вместе с тем, Таймыр до сих пор остаётся одним из наименее изученных регионов Росси. В этой связи в последние годы на Таймыре начат *Новый этап* изучения глубинного геологического строения региона, которое осуществляется за счёт средств федерального бюджета и нацелено на выявление и последующую подготовку к лицензированию новых крупных зон нефтегазонакопления в пределах, прежде всего, западной наиболее освоенной части полуострова (рис. 1).

Толчком для разворота региональных геолого-геофизических исследований послужили полученные с использованием инновационного подхода на базе сейсмогравимагнитного моделирования (технология СГММ) принципиально новые сведения о глубинном геологическом строении и перспективах нефтегазоносности периферийных областей Сибирской платформы и Западно-Сибирского осадочного бассейна, что потребовало соответствующим образом сконцентрировать исследования Нового этапа в зоне сочленения этих крупнейших геоструктур [1].

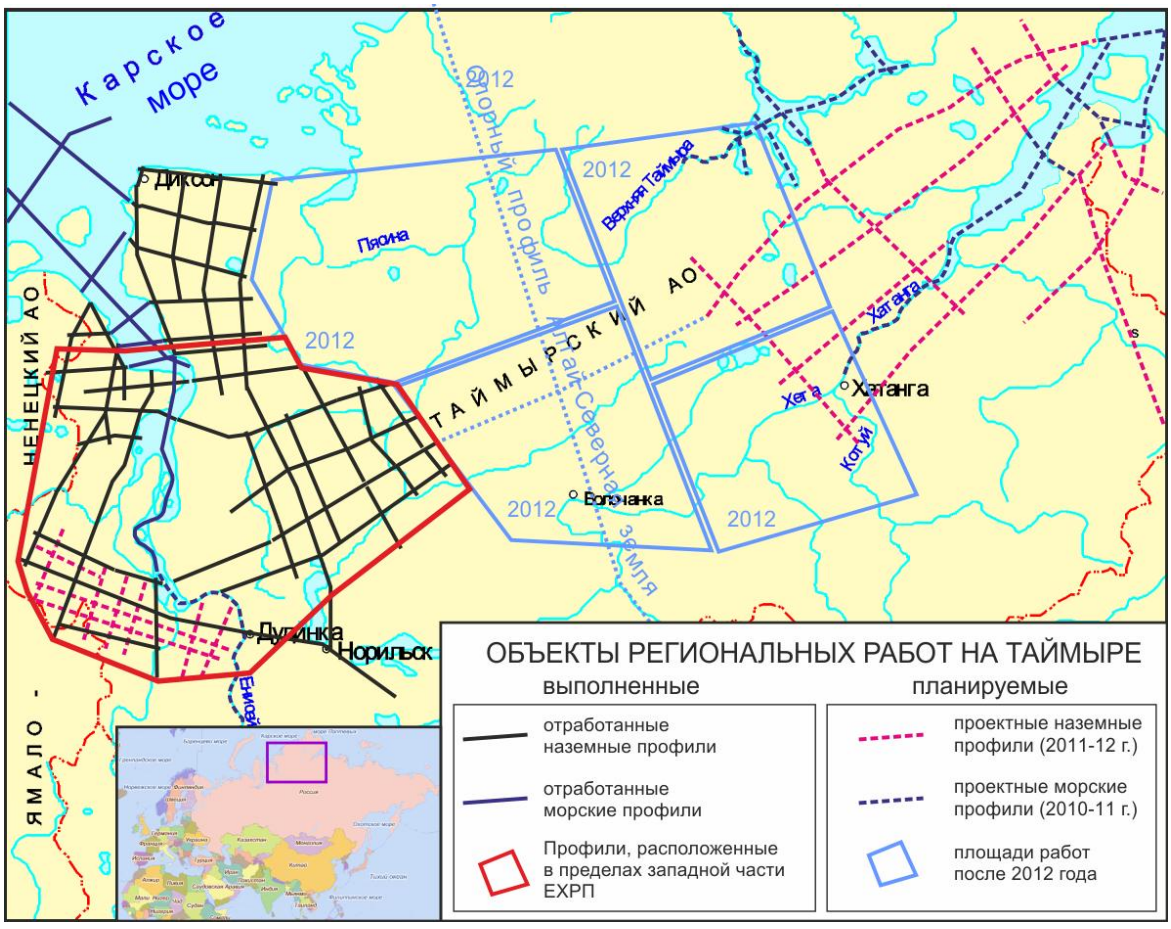


Рис. 1. Обзорная схема региональных Нового этапа работ на Таймыре

За последнее десятилетие в рамках исследований Нового этапа уже отработано почти 10 000 км сейсморазведочных и электроразведочных профилей. Приенисейскую полосу Таймыра удалось покрыть равномерной сетью региональных маршрутов (рис. 1), высокая значимость которых ярко проявилась при поступлении первых же полевых материалов [3].

Основные перспективы в данном регионе связывают с юрско-меловым уровнем разреза, нефтегазоносность которого уже доказана многочисленными месторождениями. Отложения этого возраста заполняют собой Енисей-Хатангский региональный прогиб [2], западная (приенисейская) часть которого входит в площадь геофизических исследований Нового этапа.

Геофизический комплекс

Работы Нового этапа реализуются на современном методико-технологическом уровне с использованием широкого комплекса методов, основу которого составляют сейсморазведка МОГТ-2Д и электроразведка МТЗ. Сейсморазведочные работы осуществляются с применением центральной системы наблюдений, максимальных удалений порядка 4-6 км, кратности 80-120 с регистрацией 18 с полезной записи. Возбуждение упругих колебаний производится вибрационными источниками (СВС 24/РС27 и Nomad-65).

Электроразведка методом МТЗ выполняется вдоль сейсморазведочных профилей с целью получения важной дополнительной информации о литологических свойствах разреза. Используется семь пятиканальных электроразведочных станций MTU-5 (“Phoenix Geophysics”), работающих в синхронном режиме на основе крестообразной электрической измерительной установки, заземленной слабополяризующимися электродами. Длительность непрерывной записи достигает 15-25 часов, что позволяет получать данные в частотном диапазоне 300-0,0005 Гц. Шаг по профилю составляет порядка 2 км со сгущением на пересечениях профилей.

Результаты

Важнейшим результатом данных исследований является выработка надежной, глубоко мотивированной методики литологической интерпретации результатов комплексирования данных сейсморазведки МОГТ и магнитотеллурического зондирования.

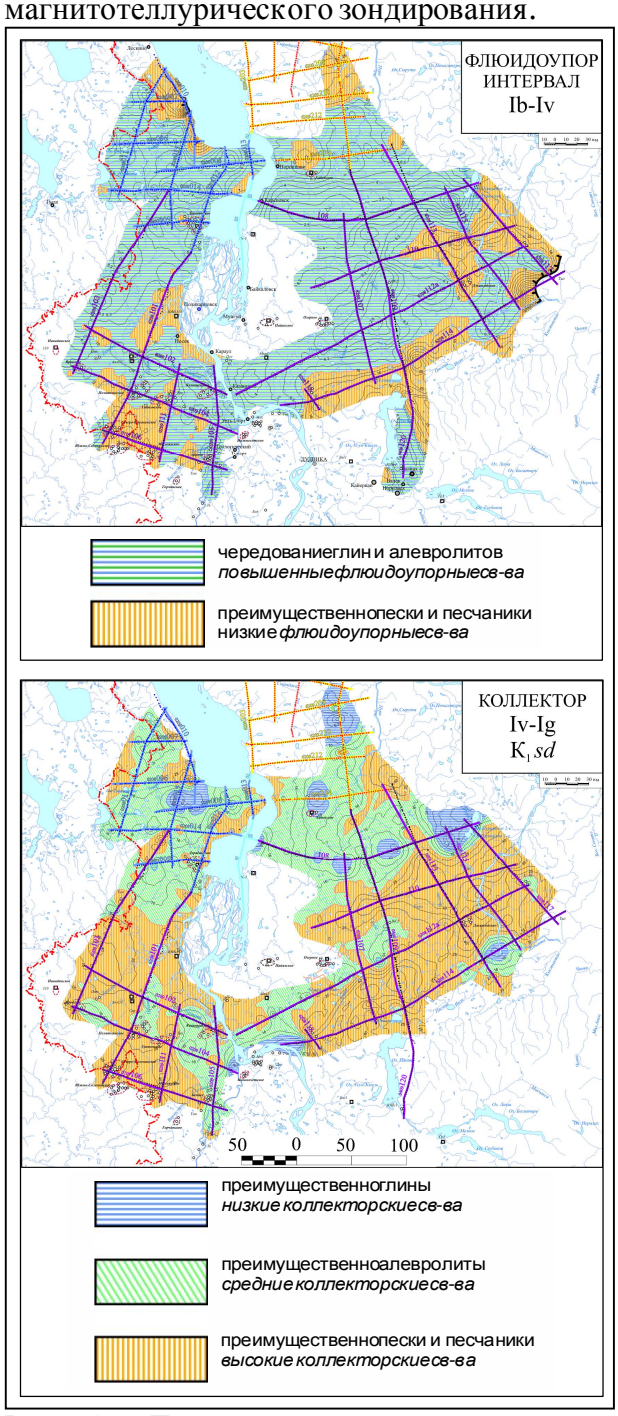


Рис. 2. Прогнозные литологические схемы Суходудинскогрезервуара

Комплексирование сейсморазведки и электроразведки на новом, количественном уровне впервые позволило провести районирование перспектив нефтегазоносности огромной территории западной части Енисей-Хатангского прогиба с использованием непрерывной равномерной сети фактических данных (рис. 2).

Также впервые удалось построить послойную объёмную геологическую модель неокомского клиноформного комплекса Таймыра, которая с учётом прогноза литологии по электроразведочным данным позволяет картировать зоны нефтегазонакопления и в этом наиболее сложном для изучения комплексе осадков.

Кроме того, большой объём новых геофизических данных позволил обнаружить целый ряд ранее неизвестных локальных нефтегазоперспективных структур, амплитуда которых местами достигает 1000 м, а протяжённость измеряется в десятках километров (рис. 3).

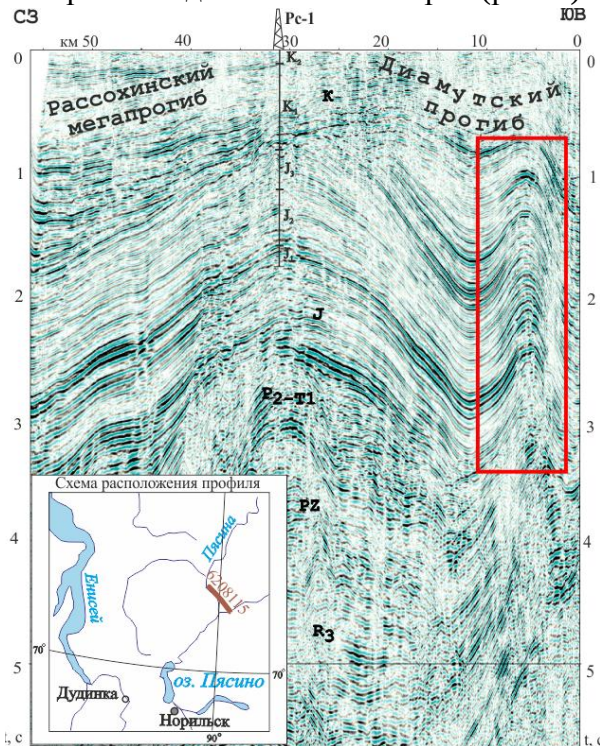


Рис. 3. Крупная структура в Диамутском прогибе, намеченная по результатам Нового этапа региональных исследований Таймыра

Заключение

Развёрнутые в последние 10 лет на Таймыре региональные геофизические исследования Нового этапа по объёму, системности, сложности природно-климатических условий представляют собой уникальную работу, не имеющую аналогов в мировой практике. Полученные материалы представляют собой надежную основу для постановки поисковых работ и выбора оптимальной схемы структурно-параметрического бурения. При этом они позволяют выявлять новые перспективы юрско-меловых осадков.

Литература

1. *В.И. Казаис* К реализации программы “Большая карта” по ускоренному изучению глубинной тектоники Таймыра на базе инновационной технологии СГММ. // Нефтегазогеологический прогноз и перспективы развития нефтегазового комплекса Востока России. Сборник материалов научно-практической конференции. Санкт-Петербург, 2010. С. 281-290.
2. *А.Э.Конторович, и др.* Тектоника и история формирования структуры чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба // Сборник тезисов Международной конференции геофизиков и геологов. г. Тюмень, Россия, 4-7 декабря 2007 г.
3. *Д.Г. Кушнир* Нефтегазоносность Таймырского побережья по результатам нового этапа региональных работ // Нефть и газ Арктического шельфа – 2008. Материалы Четвёртой Международной конференции. Мурманск, 2008.

НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЛУБИННОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ТАЙМЫРСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Кушнир Д.Г.[а], Яковлев Д.В.[б]
[б] *ОАО "Таймыргеофизика", г. Дудинка, Россия (tmrgeo@mail.ru)*
[а] *ООО «Северо-Запад», Москва, Россия (mail@nw-geophysics.ru)*

Введение

В настоящее время на Таймыре развёрнут новый этап региональных сейсморазведочных исследований МОГТ и электроразведочных работ МТЗ (рис. 1), ориентированных на выявление крупных зон нефтегазонакопления и подготовку к лицензированию высокоперспективных на УВ, но ещё слабо изученных земель полуострова.

Среди прочих, на данном этапе возобновлены брошенные в годы перестройки региональные работы МОГТ на побережье Карского моря, где уже к началу 1990-х годов, несмотря на крайне слабую освещённость сейсморазведкой и бурением, были открыты Дерябинское и Хабейское газовые месторождения в юрско-меловых отложениях, а также намечены уникальные структуры по горизонтам предположительно позднего палеозоя.

Результаты работ по опорному маршруту Диксон – оз. Хантайское

Исходной предпосылкой для обоснования исследований в этом районе послужили и результаты работ по опорному маршруту Диксон – оз. Хантайское [3], которые на базе новой геофизической информации о глубинном строении района позволили по-новому раскрыть перспективы нефтегазоносности северной части полуострова, где по геологическим данным доминируют дизъюнктивно-пликативные структуры Таймырской надвиговой системы.

В то время как области развития надвигов в большинстве случаев рассматриваются в качестве первоочередных объектов поисков залежей углеводородов, огромная территория надвиговой зоны Таймыра (площадью более 300 тыс. км^2) до самого последнего времени оставалась совершенно неисследованной. И

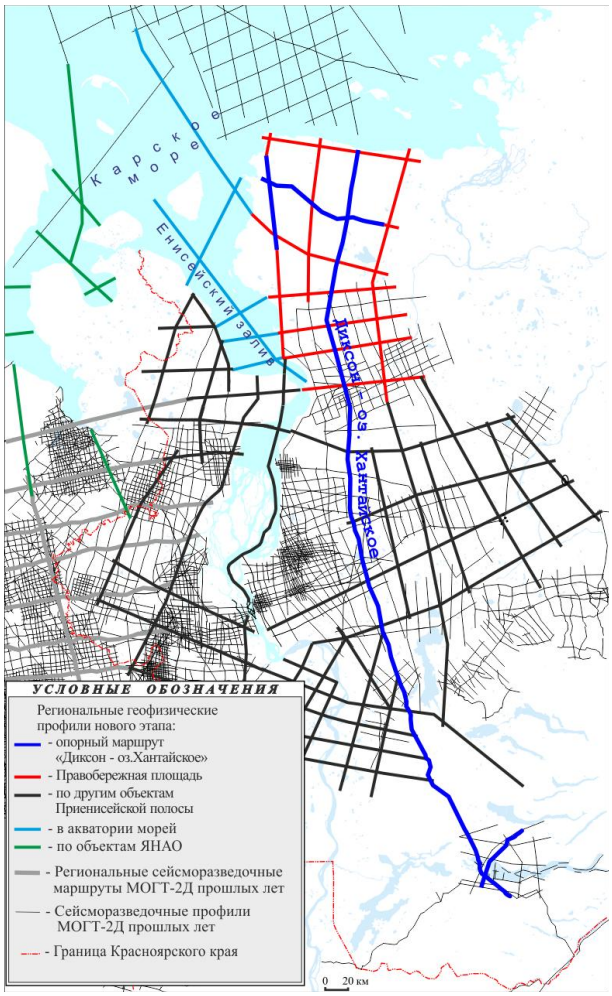


Рис. 1. Обзорная схема региональных работ на Таймыре

первый же сейсмический профиль, вышедший в Западную часть Таймырской складчатой области, показал существование крупнейшего прогиба, названного Гыдано-Таймырским, в пределах которого мощность осадочного комплекса достигает 20 км (порядка 10 км палеозойских отложений и столько же верхнерифейских). По своим масштабам эта депрессия сопоставима с расположенным южнее Енисей-Хатангским региональным прогибом и отделяется от него Карско-Хатангской мегагрядой, также впервые выделенной в рамках исследований по маршруту Диксон – оз. Хантайское (рис. 2).

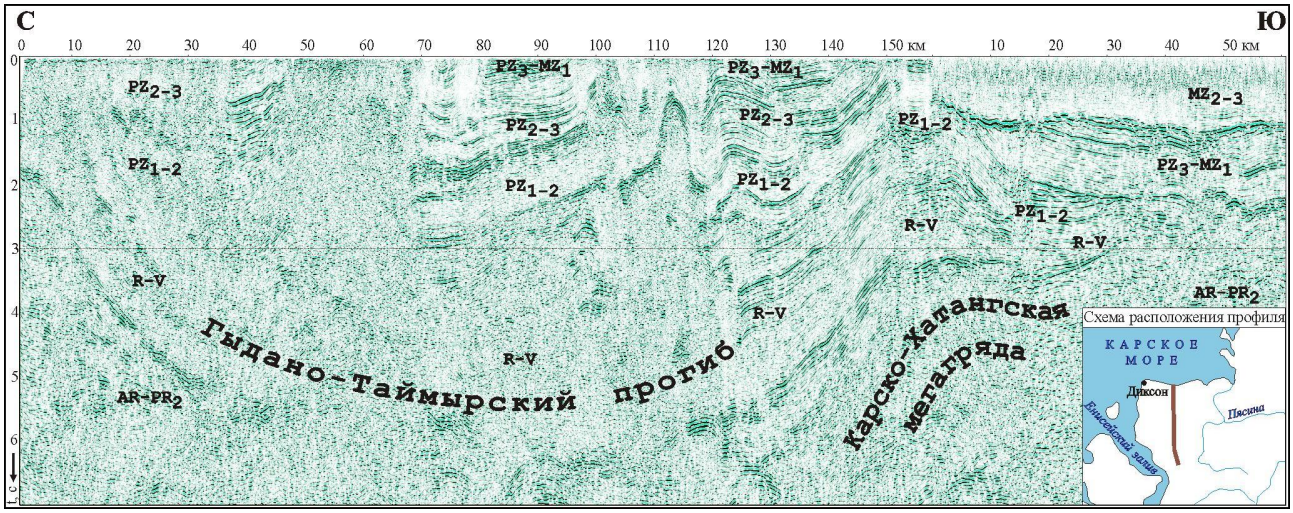


Рис. 2. Временной сейсмический разрез по северной части маршрута «Диксон – оз. Хантайское»

Максимальная результативность интерпретации геофизических данных в данном случае была достигнута за счёт комплексирования, поскольку сами по себе сейсморазведочные и электроразведочные данные ввиду значительной расчленённости геологического разреза с трудом поддавались толкованию. В то же время сопоставление сейсмического и геоэлектрического разрезов сразу же показало, что наиболее крупные аномалии сейсмического волнового поля совпадают с аномалиями удельного электрического сопротивления (рис. 3-4) и с учётом палеореконструкций связываются с вероятными рифовыми телами и проявлениями соляной тектоники. В обоих случаях наблюдаются чётко оконтуренные высокоомные зоны, соотносимые с участками резкой потери корреляции отражающих горизонтов. При этом рассматриваемые аномалии окружены хорошо сохранившимся осадочным разрезом, то есть (с учётом отсутствия проявления метаморфизма) можно исключить интрузивную природу связанных с ними тел.

Рифогенные постройки проявляются в геофизических полях участками потери корреляции, снижение амплитуды и энергии сейсмической записи, а также максимумами удельного электрического сопротивления и поля силы тяжести (рис. 3). При этом в данном случае важно, что рифы являются контрастными аномалиеобразующими объектами в гравитационном поле (поскольку расположены преимущественно среди терригенных толщ), что позволяет, учитывая относительно хорошую изученность территории гравиметрическими съёмками, оценить их площадное развитие. Локальные максимумы силы тяжести, наблюдаемые в бортовых частях Гыдано-Таймырского прогиба, как показали соответствующие расчёты, не связаны с изменениями структурного плана, и могут быть объяснены только литологическими изменениями. Соответственно, вдоль оси этих локальных аномалий можно предполагать распространение карбонатных тел, залегающих среди преимущественно терригенного разреза (рис. 4), что подтверждается совпадением на востоке данной аномальной зоны с выходами рифогенных отложений девона.

Аналогично по итогам комплексной интерпретации выделяются крупные проявления соляной тектоники. В южной части района и в волновом сейсмическом поле, и на геоэлектрических разрезах отмечаются секущие тела диапирового типа (рис. 4). На сейсмическом разрезе они проявляются резким прекращением корреляции горизонтов, связанных с осадочными сейсмофациями и наличием контрастного поднятия в перекрывающих отложениях. По электроразведочным данным с ними соотносится высокоомная аномальная зона, протяжённость которой по простиранию составляет более 100 км, что свидетельствует об обширном

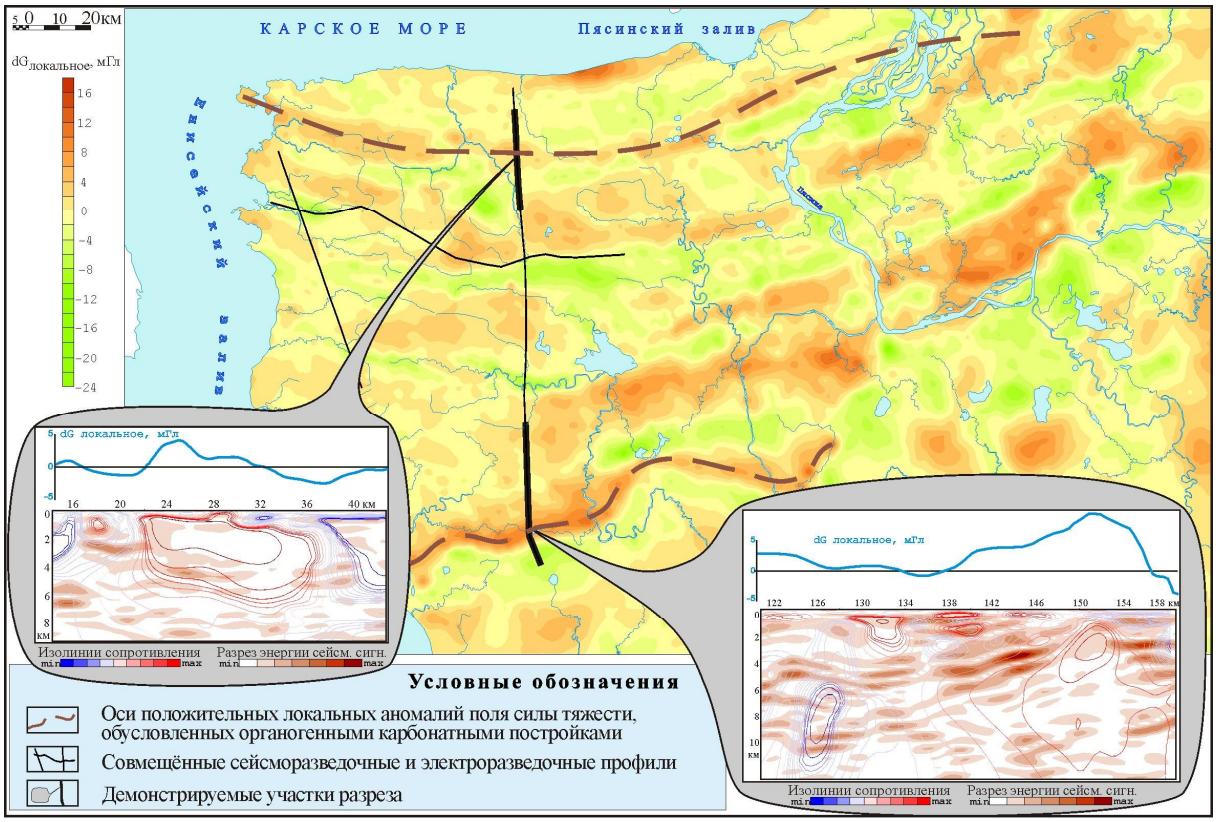


Рис. 3. Выделение и анализ распространения наиболее крупных рифовых тел по комплексугеофизических данных

распространении вероятного галогенного разреза.

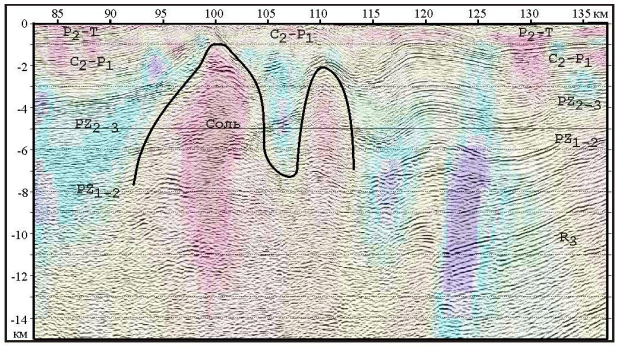


Рис. 4. Сопоставление сейсмического волнового поля с геоэлектрическим разрезом в районе предполагаемого развития соляной тектоники

Результаты продолжения работ в Таймырской складчатой области

Показанные выше данные позволили обосновать в западной части Горного Таймыра проложение дополнительных сейсморазведочных и электроразведочных маршрутов, на которых первоначальные выводы нашли блестящее подтверждение [2], и выявилась чёткая закономерность латерального изменения вещественного состава осадков в границах прогиба. Намеченные в процессе сопоставления сейсморазведочных, электроразведочных и других геофизических данных карбонатные постройки, солянокупольные тела и прочие литологические особенности, как оказалось, группируются в линейные зоны большой протяжённости, простирание которых контролируется палеограницами седиментационного бассейна и областью развития Таймырской надвиговой системы (рис. 5-6).

В результате, исходя из весьма значительной – на сотни километров – протяжённости структур Гыдано-Таймырского прогиба и связанных с ним прогнозируемых литологических особенностей разреза, в его границах рекомендовано выделение нового нефтегазоносного района, ресурсы которого (с учётом плотности, известной для ранее изученных сопредельных территорий с аналогичным типом разреза) могут оставить порядка 2 млрд. т УВ.

Дополнительную надёжность сделанным выводам придают результаты специально проведённых геолого-

геохимических исследований [1], которые показали, что в палеозойском разрезе Таймырской складчатой области прогнозируется широкое развитие нефтегазопроизводящих пород со значительным генерационным потенциалом. Причём, степень катагенетической преобразованности органического вещества свидетельствует, что ряд комплексов прошли главную фазу нефтеобразования, в то время как другие, вероятно, и сегодня продолжают генерировать углеводороды (особенно это касается непосредственного сочленения Горного Таймыра и Енисей-Хатангского прогиба, где палеозойские отложения, по всей видимости, испытали максимальное погружение только в меловое время).

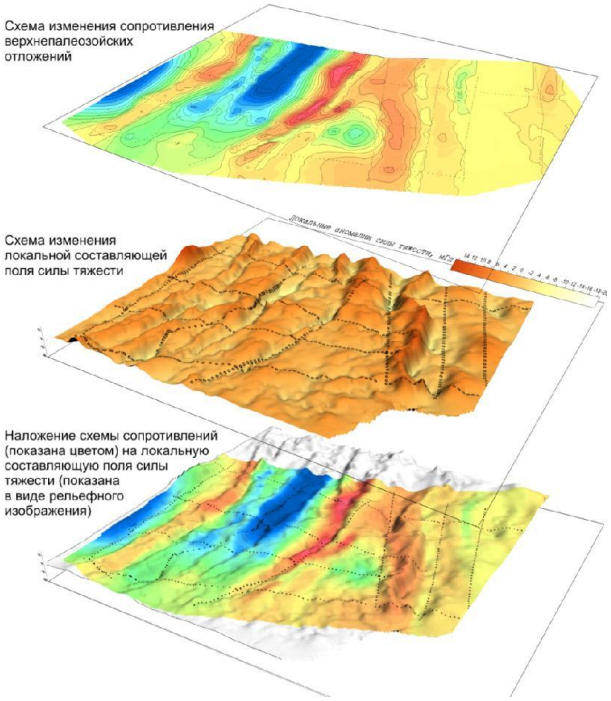
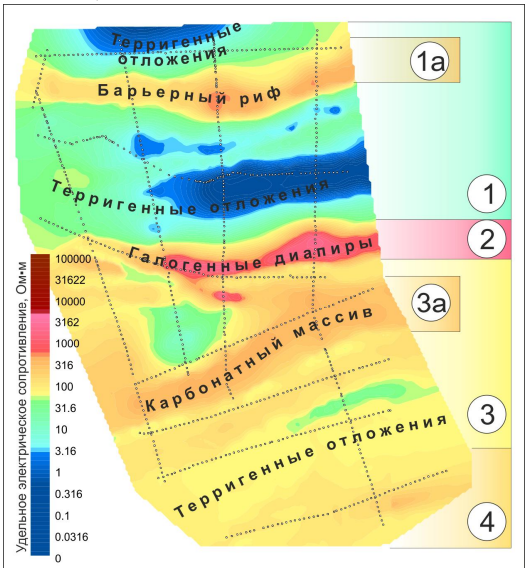


Рис. 5. Сопоставление карты сопротивления верхнепалеозойских отложений с картой локальной составляющей поля силы тяжести



1 - Область низких сопротивлений, связанная с развитием терригенных отложений и осложненная влиянием надвиговой тектоники, которая привела к графитизации органического вещества (зоны аномально низких сопротивлений).

1а - Область повышенных сопротивлений, связанная с развитием органогенных известняков

2 - Область аномально высоких сопротивлений, связанная с развитием соляной тектоники

3 - Область средних значений сопротивления, связанная с развитием терригенных и терригенно-карбонатных отложений

3а - Область повышенных сопротивлений, связанная с развитием органогенных известняков

4 - Область повышенных значений сопротивления, обусловленная выступом фундамента (Карско-Хатангская мегагряда)

Рис. 6. Схема геоэлектрическогорайонирования

Заключение

Рассматриваемая территория имеет уникально сложное геологическое строение, в котором принимают участие образования фундамента, осадочные толщи от рифейского до мезозойского возрастов, которые осложнены надвиговой системой, трапповым магматизмом, соляной тектоникой и рифовыми постройками. При этом она является плацдармом на территории Горного Таймыра, где впервые проведен полный комплекс систематических геолого-геофизических исследований. Использование комплексного подхода при анализе полученной геофизической и геологической информации позволило сделать целый ряд принципиально важных выводов о глубинном геологическом строении западной части Горного Таймыра, выделить группу крупных, не известных ранее геологических объектов, не выходящих на дневную поверхность.

Полученные данные обеспечили значительный прирост новой геологической информации, которая позволила радикально пересмотреть перспективы западной части Таймырской складчатой области и обосновать новое направление ГРР на севере Красноярского края.

Литература

1. *Болдушевская Л.Н., Филипцов Ю.А., Ладыгин С.В., Романов А.П. и др.* Результаты геохимических исследований битумов Сырадасайской площади (Западный Таймыр)

и корреляционные связи с битумоидами органического вещества пород. Материалы II Всероссийской научной конференции с участием иностранных учёных. Новосибирск, 2010. С. 11-13.

2. *Казаис В.И., Кушнир Д.Г., Яковлев А.Г., Яковлев Д.В., Окулов С.А., Романов А.П.* Комплексная интерпретация региональных геолого-геофизических данных по области сочленения Западно-Сибирского осадочного бассейна с Сибирской платформой (полуостров Таймыр). Материалы II Всероссийской научной конференции с участием иностранных учёных. Новосибирск, 2010. С. 73-76.
3. *Кушнир Д.Г.* Нефтегазоносность Таймырского побережья по результатам нового этапа региональных работ. Нефть и газ Арктического шельфа – 2008. Материалы Четвёртой Международной конференции. Мурманск, 2008.

ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА КНИПОВИЧА (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)

Ямпольский К. П.

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Хребет Книповича простирается между спрединговым хребтом Мона и Шпицбергеновской демаркационной разломной зоной, протягиваясь на 550-600 км(рис. 1)[1]. Специфические черты строения хребта неоднократно отмечались в публикациях, однако в трактовке его тектоники имеются большие расхождения. В данной работе содержатся новые сведения о строении северной части хребта, полученные в результате проведения непрерывного сейсмического профилирования на значительной части полигона, изучавшегося экспедицией Геологического института РАН и Норвежского Нефтяного Директората на НИС "Академик Николай Страхов" в 2006 г. Отработано 56 сейсмопрофилей, позволивших обособить зоны, отличающиеся характером сейсмозаписи. В их пределах выделены детали тектонической структуры. Интерпретация сейсмики позволила построить карту поверхности акустического фундамента полигона и карту мощностей осадочного чехла. Карты расширяют основы для историко-тектонических и геодинамических построений в отношении хребта на неотектоническом этапе его развития.

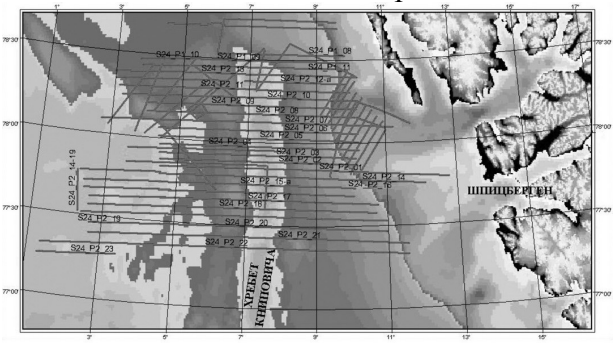


Рис. 1 Карта рельефа дна с линиями профилей НСП 24-го рейса НИС "Академик Николай Страхов".

Важным этапом интерпретации явилось построение карт поверхности дна, поверхности акустического фундамента и мощностей осадков. Карта поверхности дна была построена по данным многолучевого эхолота сотрудниками лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов ГИН РАН(рис. 2).

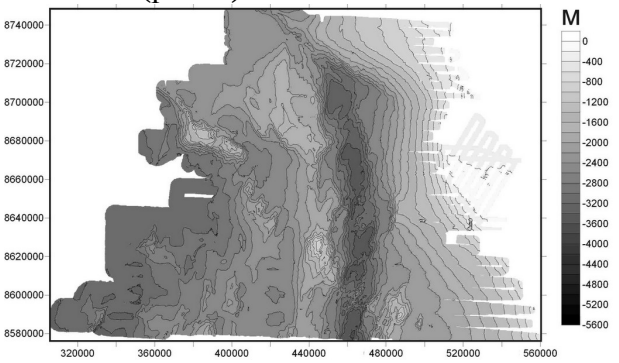


Рис. 2 Карты рельефа дна полигона. Построена Добролюбовой К.О. и др.

Для построения карты поверхности акустического фундамента были использованы данные, полученные при отбивке акустического фундамента в программе RadExPro. По результатам отбивки акустического фундамента была построена карта изохрон (рис. 3).

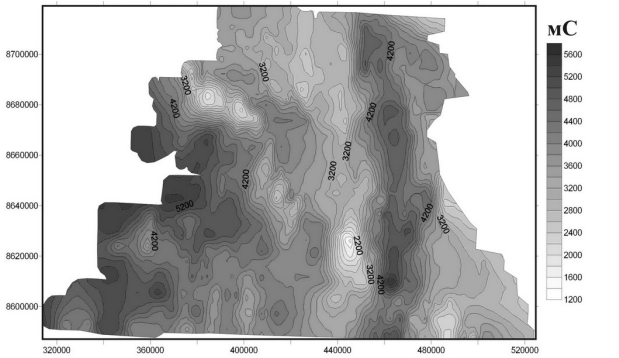


Рис. 3 Карта поверхности акустического фундамента, изолинии в миллисекундах.

Для построения карты мощностей осадков необходимо определить разность поверхности дна, пересчитанной в изохронны, и поверхности акустического фундамента. Вначале карта поверхности дна была переведена из метров в миллисекунды, после чего была сглажена, так чтобы детальность совпадала с картой акустического фундамента. В качестве

переводного коэффициента использовалась средняя скорость акустических волн в воде, полученная с датчика скорости звука многолучевого эхолота (1480 м/сек.). Полученная карта мощностей осадков (рис. 4), как разность изохрон, была переведена из временного представления в глубинное (метры) с помощью формулы средней скорости звука по осадочному чехлу (формула С.Ю.Соколова).

$$H = \left(V_0 + \frac{bt_{wt}}{4} \right) * \frac{t_{wt}}{2}$$

Где H – мощность в метрах, V_0 – скорость акустических волн на границе вода - осадки, t_{wt} – двойное время пробега между дном и акустическим фундаментом, β - коэффициент (для данного участка мирового океана β=0,33) [2].

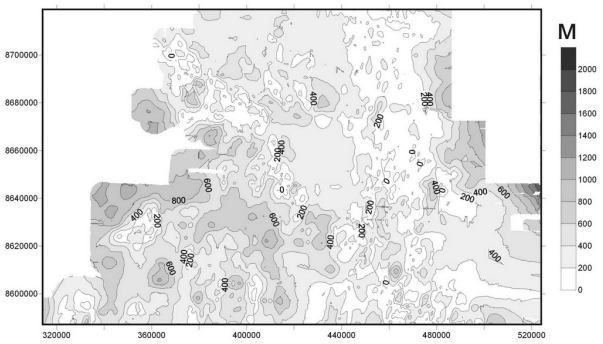


Рис. 4 Карта мощностей осадков, изолинии в метрах.

Карты акустического фундамента и мощностей осадков позволяют детально рассмотреть строение хребта, как в целом, так и по зонам. Рифтовая долина четко выделяется на всем полигоне. Она имеет асимметричное строение на севере участка и более симметричное в южной части, что хорошо просматривается при сопоставлении полученных в результате интерпретации разрезов (рис. 5). Мощность осадков, по сейсмическим данным, здесь варьирует от 200 до 400 метров, что подтверждается данными глубоководного бурения[4]. По всему полигону западный борт рифтовой долины четко выражен квестообразными поднятиями, которые выражаются и в рельефе, и в акустическом фундаменте, слой осадков в основном здесь не превышает 200 метров. Восточный борт можно разделить на два участка: северный и южный. Северный участок представляет собой пологий склон, не осложненный нарушениями и уступами, что объясняется

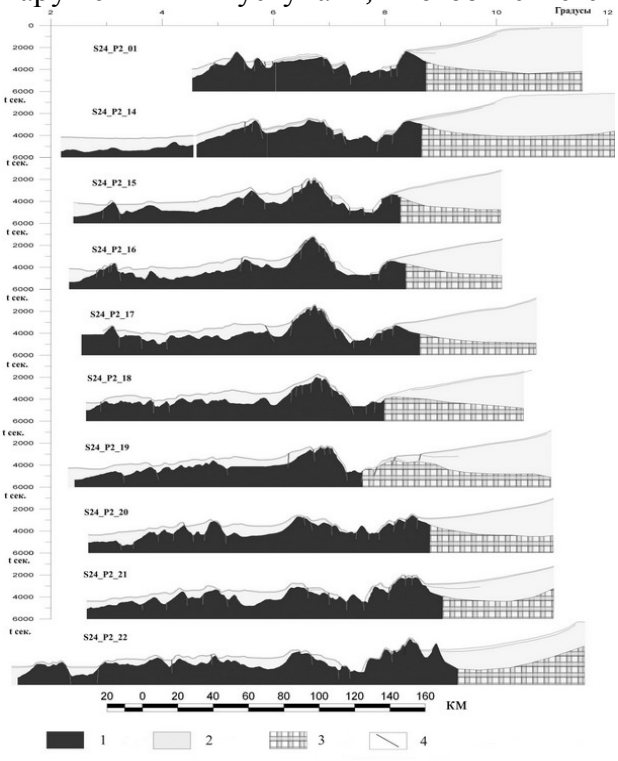


Рис. 5 Временные разрезы для профилей S24_P2_01 - S24_P2_22, с нанесенными разрывными нарушениями.

интенсивным сносом осадочного материала со Шпицбергена. Акустический фундамент здесь просматривается плохо, видимая мощность осадков варьирует до 800 метров. Южный участок находится в стороне от архипелага Шпицберген. Снос осадочного материала здесь менее интенсивен. Оба борта рифтовой долины симметричны и выражены квестообразными поднятиями. В осевой части долины появляются структуры, напоминающие медианный хребет [1]. Если сравнить оба борта в южной части полигона, то видно, что они практически идентичны на 20-40 километров в разные стороны от оси рифтинга. Дальше с западной стороны находится участок океанической коры, а с восточной – континентальной. При сопоставлении профилей (см, рис. 5), на самых южных (S24_P2_19 – S24_P2_22) прослеживаются симметричные борта рифтовой долины и медианный хребет. Ширина зоны симметрии составляет 80 км. – величина, несопостовимая с шириной Северной Атлантики. Хребет Книповича смещен на восток от центра Атлантики к о. Шпицберген. Исходя из этого, можно

сделать предположение, что современное расположение хребта не является первоначальным. Здесь имел место перескок оси спрединга.

В зоне III выделяется ровный акустический фундамент, покрытый мощным осадочным чехлом, который на некоторых профилях имеет четко выраженную слоистость. Мощность чехла достигает 600 метров. Разрывные нарушения в этой зоне практически не обнаружены. Зона IV, как уже было сказано выше, представляет собой холмогорье, образованное небольшими квестовыми поднятиями, имеющими западный пологий склон. Осадки залегают согласно на акустическом фундаменте, который хорошо просматривается.

На всем полигоне отчетливо наблюдается гряда поднятий, простирающихся в северо-западном направлении, параллельно Шпицбергенской разломной зоне. Эта гряда наблюдается по обе стороны от рифтовой долины, и в самой долине, где выражена поднятием. На карте акустического фундамента (см, рис. 2) эта гряда тоже выделяется, равно как и на карте мощностей осадков (см, рис. 3) здесь прослеживается уменьшение мощности. Возможно, в этом месте оси хребта идет более интенсивная подпитка мантийным материалом. Возникновение гряды является следствием спрединга. Можно сказать, что эта гряда хорошо иллюстрирует косой спрединг хребта Книповича. Угол спрединга к оси хребта составляет почти 45º. Однако, по карте рельефа дна, карте акустического фундамента и карте мощностей осадков (рис. 1 – 3), можно выделить сегменты хребта, параллельные Шпицбергенской разломной зоне. Рассматривая каждый сегмент отдельно, отмечается, что спрединг в их пределах происходит перпендикулярно оси хребта [3]. Всего здесь различаются 3 сегмента. Если рассматривать хребет в целом, то спрединг в этом районе происходит под углом ~45º, а на каждом сегменте в отдельности под углом 90º.

Анализируя полученные карты и профили (рис. 1 – 3), в районе работ выделяются современные деформации акустического фундамента, представленные поднятиями. Наиболее ясно они выражены в западной части региона (зона IV). Деформации имеют субмеридиональное простирание, с пологим западным бортом и более крутым восточным. На профилях рис. 4 видно, что эти поднятия хорошо выражены в рельефе дна. Судя по распространению осадков, можно заключить о недавнем формировании структур, а также о превалирующем воздымании западного крыла поднятия. Район расположения поднятий удален от оси хребта на 60-100 км на запад. Возможно, здесь находится более хрупкий участок коры, чем в зоне III, что может объяснить формирование нарушений именно в этой части. На карте мощностей осадков (см, рис. 4) в районе этих структур наблюдается её уменьшение. Можно полагать, что это связано с прорыванием нижних слоев осадков глубинным материалом во время формирования поднятий.

Результаты проведенных работ представляют новые данные о строение хребта Книповича. Полученные карты поверхности акустического фундамента и мощностей осадков расширяют основы для дальнейших историко-тектонических и геодинамических построений в отношении хребта Книповича на неотектоническом этапе его развития.

Литература

1. *Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Кохан А.В., Мороз Е.А., Пейве А.А., Чамов Н.П., Ямпольский К.П.* Строение зоны перехода континент-океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24-26 рейсов НИС “Академик Николай Страхов”, 2006–2009 гг.), // Международный полярный год. Труды. 2010. Том. 4. Науки о Земле. в печати.
2. *Семенов Г.А.* Сейсмические модели осадочного слоя в океане, М.: Институт океанологии АН СССР. 1990. 144 с.
3. *Mosar J., Eide E.A., Osmundsen P.T., Sommaruga A., Torsvik T.H.* Greenland-Norway

separation: A geodynamic model for the North Atlantic // Norwegian Journal of Geology. 2002. Vol. 82, P . 281-298.
4. *Talwani M., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian-Greenland Sea // Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. Vol. 88. P. 969–994.

ПРОБЛЕМЫ СОВРЕМЕННОЙ ЛИТОЛОГИИ

Япаскурт О.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия (ypaskurt@geol.msu.ru)

Я затрону актуальные вопросы, которые обсуждались на недавних Всероссийских литологических совещаниях и пленумах Межведомственного Литологического Комитета (МЛК) РАН [4] и использую фрагменты своего доклада, прочитанного на заседании Бюро отделения наук о Земле РАН в начале 2009г., относительно концепции развития литологических исследований на современном уровне развития науки. Этот проект, дополненный рекомендациями многих российских литологов был опубликован в брошюре [11]. Он обсужден и поддержан на недавнем пленуме МЛК 30.12.2010 и будет рассматриваться на очередном, 6-м Всероссийском литологическом совещании – в Казанском федеральном университете (Республика Татарстан) 27 – 29 сентября 2011 года. При разработке этого документа принимались во внимание яркие идеи академика В.Е. Хаина относительно эволюции геосфер, геодинамики и участия в этом многостадийного осадочного процесса [6,7].

Констатируя весомые достижения литологов в XX в, можно утверждать, что наука об осадочных образованиях Земли на теперешнем уровне ее развития характеризуется *генетической направленностью, системностью и историчностью* методологического подхода к познанию природных объектов наблюдения. Фундаментальное значение литологии для всех остальных наук о Земле состоит в том, что в их числе она единственная целенаправленно изучает уникальную (присуще только нашей планете) осадочную оболочку – стратисферу и ее эволюцию. Ключевые вопросы о времени и способах рождения континентов и океанов доступны решению, прежде всего, на основе литологических данных; вопросы о зарождении и эволюции биосферы также тесно сочетаются с концепциями литологии. Ей свойственны паритетные взаимодополнения и взаимосвязи с проблематикой практически всех геологических и многих географических наук, прежде всего: стратиграфии, палеонтологии, палеогеографии, геоморфологии, геотектоники, магматической и метаморфической петрологии, минералогии, геохимии, геофизики, гидрогеологии, инженерной геологии, геокриологии, экологической геологии, четвертичной геологии, морской геологии, океанологии и др., а также учений о полезных ископаемых – металлических, неметаллических и горючих (подавляющее большинство их видов прямо или косвенно обусловлены осадочными процессами). Актуальными научными направлениями литологии XX века представляются нижеследующие:

Первое. Одна из главнейших задач, на базе которой будут развиваться прочие направления литологии, сводится к дальнейшему наведению «моста» между нашими знаниями о современном седиментогенезе и реконструированием такового в геологическом прошлом на основе сравнительно-литологического принципа методологии исследования. При этом наиболее актуальны исследования океанской седиментации, учитывая неполноту наших знаний о ней. Сегодня особенно ценно специальное изучение способов, закономерностей и количественных оценок продуктов транспортировки в атмосфере и гидросфере микро- и наночастиц, роль участия которых в осадочном процессе до сих пор недооценивалась. Это направление работ школы академика А.П. Лисицына [2]. Вероятный результат – пересмотр известных ныне представлений о глобальных законах, управляющих механогенными и биохемогенными

процессами континентальной и океанской седиментации. Очень важно продолжить раскрытие закономерностей биофильтрации наноматериала при седиментогенезе.

Второе. Очень важный аспект – комплексные литолого-минералогические исследования керна глубоководных скважин на океанском дне. Они «наведут мостик» между нынешними знаниями о процессах седиментогенеза и недостаточно известными нам закономерностями раннего литогенеза (диагенез – начало катагенеза). Поэтому доступность (или недоступность) нам материалов глубоководного бурения непосредственно повлияет на удержание приоритетов отечественной литологии в данной области, либо обречет её на отставание от уровня мировых стандартов.

Третье. Исследование подводно-вулканических и гидротермальных процессов в недрах океана и их взаимосвязи с рудогенезом и раннедиагенетическими минерально-структурными преобразованиями осадков, а также выявление аналогичных или гомологичных образований в докайнозойских геологических формациях нынешних континентов.

Четвертое. Сегодня фундаментальное значение литологии для всех прочих наук о Земле состоит в том, что она *единственная* целенаправленно исследует уникальную (присущую только нашей планете) осадочную оболочку – *стратисферу* и её эволюцию. Особого внимания заслуживает развитие стадиального анализа внутристратисферных процессов породообразования, наращивая достижения в этой области П.В. Зарицкого, А.Г. Коссовской, Н.В. Логвиненко, В.Д. Шутова и др. видных ученых. Это главное направление работ автора проекта концепции [9, 10]. Сегодня накопленные геологами знания выводят нас на *этап качественного переосмысления концептуального подхода к принципам исследования стратисферы*. Она рассматривалась и до сих пор рассматривается многими геологами, как относительно инертное тело, деформируемое под воздействием внешних сил, а в металлогении осадочная оболочка привлекала к себе внимание в основном в аспекте ее коллекторских свойств (благоприятных или неблагоприятных для миграции рудоносных флюидов) или в аспекте познания эпигенетических околорудных изменений осадочных пород и возможных их донорских качеств применительно к рудному телу. *Нами же стратисфера будет рассматриваться как самоорганизующаяся и динамично развивающаяся органогенно-минерально-породно-флюидная система, которая сама в определенных обстоятельствах активно влияет на постседиментационный рудогенез.* Это открытая система, которая постоянно стремится достичь состояния физико-химической равновесности с периодически обновляемой средой своего местопребывания. Она *постоянно подпитывается энергией и веществом как сверху, так и снизу, и она отдает свою энергию процессам фазовой дифференциации своих собственных веществ на многих системных микро- и макроуровнях.* Именно в противоречии «система-среда» заложена суть движущих сил для большинства механизмов постседиментационных породных изменений, включая сюда стратиформный рудогенез и нафтидогенез. В таком аспекте весь *осадочный процесс будет воспринят исследователями как результат взаимодействия, обмена осадочным веществом и энергией между разными сферами планеты*. Этот результат оставляет о себе память, которую можно истолковывать посредством стадиального анализа последовательности минерально-структурных превращений многих пород и породных ассоциаций. Накопленные теперь о них сведения дают нам основание утверждать, что *литогенетический процесс, протекающий в интервале времени между накоплением осадка и его превращением в кристаллический сланец по своей масштабности адекватен региональному метаморфизму, и, так же как метаморфизм, он импульсивен.* Раскрытие механизмов и причин этой импульсивности (имеющее прямое отношение к проблемам

генезиса углеводородного сырья и многих руд) в дальнейшем составит суть *научной темы:* «процессы и факторы в зоне осадкообразования и стратисфере и их моделирование».

Пятое. Теперь очевидно, что внутристратисферные процессы и их эволюция в геологическом времени коррелируемы с особенностями геодинамических режимов и с их эволюцией [9 – 11]. На литогенез сильно влияет геодинамика, иногда непосредственно, чаще же опосредовано (через рельеф, климат, темпы погружений или воздыманий дна бассейна и проч.). Следовательно, *целесообразно впредь развивать научную тематику: «литогенез и геодинамика геосфер»*. Она объединит научные интересы литологии и геотектоники на паритетных началах. То есть литологи не станут механически вкладывать данные их бассейнового анализа в прокрустово ложе той или иной готовой геодинамической концепции, но, напротив, предоставят тектонистам объективные итоги применения к осадочным комплексам своих собственных методов с целью их осмысления и геодинамической интерпретации, сверяемой с данными др. наук.

Шестое. Одним из перспективных направлений являются *исследования роли литологических факторов формирования полигенетичных стратиформных руд* цветных, благородных и др. металлов в терригенных и карбонатных формациях. Целесообразно приступить к исследованию наименее изученных факторов мобилизации и надкларкового концентрирования металлов на водосборных площадях и внутри древних бассейнов седиментации, у которых через десятки и сотни млн. лет, во времена прохождения вещества через стадии катагенеза и метагенеза, эти металлы перераспределялись на внутристратисферных уровнях и переносились внутриформационными (элизионными) горячими гидротермами на новые геохимические барьеры, формируя там рудные залежи под воздействием эндогенных динамотермальных факторов. Тематика: «*литогенез и стратиформный рудогенез*». Она включает исследования многих др. видов полезных ископаемых в том числе нефти.

Седьмое. По-прежнему остается приоритетным направление: *эволюция осадочного процесса.* И если в этом плане гипергенные и седиментогенные процессы досконально раскрывались академиками Н.М. Страховым, А.Л. Яншиным, А.Б. Роновым, В.Е. Хаиным и др. [6, 7] и член-корр. РАН П.П. Тимофеевым [5], а в самое недавнее время – профессорами В.Г. Кузнецовым [1], А.Д. Савко и др. [3], В.Н. Холодовым [8], то над познанием *эволюции постседиментационно-предметаморфических процессов* внутри формируемой и постоянно возобновляемой стратисферы предстоит еще немало потрудится [9].

Итог. Приоритетное научное направление сегодня – это подход к дальнейшему познанию осадочного процесса как производного от взаимовлияния всех геосфер – открытых и саморазвивающихся систем (по [6, 7]).

Литература

1. *Кузнецов В.Г.* Эволюция и карбонатонакопление в истории Земли. М.: ГЕОС. 2003. 262 с.
2. *Лисицын А.П.* Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы «живого океана» // Геология и геофизика. 2004, т. 45, № 1. С. 15-48.
3. *Савко А.Д., Бугельский Ю.Ю. и др.* Коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые. Воронеж: Истоки. 2007. 355 с.
4. Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Мат-лы 5-го Всероссийского литологического совещ. М.: ГЕОС. 2008. Т.1-451 с.; Т.2-498 с.
5. *Тимофеев П.П.* Эволюция угленосных формаций в истории Земли. М.: Наука, 2006. 204 с.
6. *Хаин В.Е., Короновский Н.В.* Планета Земля. От ядра до ионосферы: учебное пособие. М.: КДУ. 2007. 244 с.
7. *Хаин В.Е., Халилов Э.Н.* Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа. М.: Научный мир. 2009. 520 с.
8. *Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса. М.: Наука. 2006.

9. *Япаскурт О.В.* Аспекты теории постседиментационного литогенеза // Литосфера. 2005. № 3. С. 3-30.
10. *Япаскурт О.В.* Генетическая минералогия и стадиальный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учеб. пособие. М.: ЭСЛАН. 2008, а. 356 с.
11. *Япаскурт О.В.* Основы концепции развития литологических исследований на современном уровне. М.: МАКС Пресс. 210. 30 с.

К ТЕОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ДИНАМИКА ПОВЕДЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ХОДЕ ФОРМИРОВАНИЯ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ

Ярошевский А.А.

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия
(aaya@geol.msu.ru)

Впервые отчетливое понимание необходимости построения физико-химической теории перераспределения химических элементов в геологическом пространстве пришло при построении модели зонного плавления мантии [13]. Дело в том, что формирование геохимической неоднородности геологических объектов всегда является результатом перераспределения химических элементов в геологическом пространстве-времени, сопровождающегося их (элементов) разделением (дифференциацией). Это перераспределение осуществляется только за счет диффузионного и конвективного массопереноса, физические законы которого накладывают принципиальные ограничения на реализацию этих механизмов в Природе. Поэтому для того, чтобы построить настоящую, физико-химически последовательную теорию геологических процессов, необходимо включить в соответствующую модель корректный (и конкретный) анализ физико-химической динамики перераспределения химических элементов в ходе этих процессов. При этом эмпирические закономерности распределения химических элементов в пространстве генетически единого геологического объекта являются непосредственным следствием именно механизмов и законов массопереноса и, тем самым, служат критерием адекватности физико-химической модели динамики процесса геологической реальности.

Таким образом, задачей является разработка теории (физико-химической модели) перераспределения химических элементов в ходе эволюции геологической системы и формирования ее геохимической структуры. Подобная модель должна

включать решение термодинамической задачи (решение системы уравнений, связывающих фазовый состав и состав фаз с температурой и давлением) и решение динамической задачи (системы уравнений тепломассопереноса). При этом надо иметь в виду, что такая задача не может быть решена методом физического эксперимента из-за того, что для сложной системы с фазовыми переходами, химическими реакциями и тепломассопереносом сформулировать критерии подобия экспериментальной и природной систем невозможно. Единственным методом может быть только численное решение математической интерпретации физической модели на базе современных ЭВМ. Такой математический эксперимент замечателен еще и тем, что дает возможность вывести на экран компьютера состояние системы в любой момент времени и, тем самым, получить полную информацию о ее состоянии и параметрах изучаемого процесса. Иными словами, математический эксперимент является незаменимым средством исследования свойств постулированного механизма физико-химической динамики перераспределения химических элементов в пространстве геологической системы. Этот подход был нами впервые в науке реализован в приложении к поведению химических элементов в магматических процессах [14, 8, 9, 11, 6, 1].

Эмпирическим материалом, конкретно формулирующим проблему, являются данные о строении дифференцированных интрузивных комплексов. Соответствующие наблюдения служат

доказательством двух важных положений: (1) о закрытости системы и формирования пространственной геохимической структуры только за счет процессов, протекавших внутри магматической камеры; (2) о существовании общего пространственного тренда минеральной и скрытой расслоенности (для интрузивных комплексов основных-ультраосновных пород), направленного снизу вверх в гравитационном поле и полностью соответствующего направленности эволюции составов минеральных парагенезисов и минералов в соответствии с законами кристаллизационной дифференциации, осложненных ритмической расслоенностью.

При формулировке проблемы механизма поведения химических элементов в ходе затвердевания дифференцированных магматических комплексов основных-ультраосновных пород мы исходим из следующих априорных положений.

(1) Формирование интрузива начинается с одностадийного внедрения слоя однородной по параметрам (фазовый и химический состав и теплосодержание) магматической массы.

(2) Магматическая система остается закрытой и эволюционирует только за счет потери тепла в окружающие более холодные породы; потеря тепла осуществляется путем диффузионных потоков через верхнюю и нижнюю границы; в горизонтальном направлении магматическая камера считается бесконечной и краевые эффекты не учитываются.

(3) В теряющих тепло приконтактовых зонах интрузива начинается кристаллизация и выделяющиеся кристаллы вместе с интрателлурической твердой фазой начинают оседать; скорости погружения кристаллов соответствуют закону Стокса; при этом в нижней приконтактовой зоне это перемещение незначительно, а из верхней приконтактовой зоны твердая фаза оседает до поверхности кумулуса. Кинетика зарождения и роста кристаллов не учитывается, рассматривается модель локального равновесия, в рамках которой количество вновь образованной твердой фазы просто пропорционально количеству теряемого тепла (коэффициент пропорциональности – теплота кристаллизации).

(4) В нижней части магматической камеры формируется кумулус; степень пористости кумулуса задается произвольно. В пределах кумулуса никаких перемещений твердых фаз и интерстициального расплава не допускается.

Алгоритм решения этой задачи и программный комплекс численных расчетов был создан М.Я.Френкелем [10; 18]. Исследование свойств этой – "седиментационной" – модели методом математического эксперимента сразу выявило ряд принципиальных ее особенностей, связанных с фундаментальными законами физики включенных в модель процессов и поэтому непреложных, особенностей, игнорировать которые при построении модели природного процесса недопустимо.

Во-первых, масштабы диффузионного перераспределения компонентов магматической системы. Проблема заключается в том, что градиент состава расплава в зонах кристаллизации возникает за с чет выделения из расплава твердых фаз иного, чем расплав, состава и однозначно связан с градиентом температуры в соответствии с зависимостью состава расплава от температуры вдоль поверхности ликвидуса. Эта связь определяет количественные соотношения между потоком тепла и диффузионными потоками компонентов расплава [8]. Коэффициентом этой связи в соответствующем уравнении является отношение коэффициентов теплопроводности и диффузии, которые отличаются на 6-8 порядков. Эти соотношения принципиально ограничивают масштабы диффузионного перераспределения химических элементов в ходе затвердевания интрузива, интегральный эффект которого ограничивается запасом тепла (теплосодержанием) интрузивной магмы и количественно оказываются пренебрежимо

малыми. Единственным реальным механизмом формирования пространственной неоднородности интрузива остается только перераспределение фаз разного химического состава (твердых и жидкой) в гравитационном поле, т.е., классический (Боуэновский) механизм кристаллизационной дифференциации. Все возможные механизмы, контролируемые диффузионным массопереносом, не являются геологически значимыми, и с соответствующим предположениями можно не считаться. Кстати, это было ясно еще Н.Л.Боуэну [20], но его пояснения по этому поводу остались незамеченными. При дальнейшем моделировании мы исключили расчет диффузионных массопотоков.

Во-вторых, стало ясным, что выделяющиеся в верхней приконтактовой зоне и погружающиеся в более высокотемпературную зону центральной части магматической камеры твердые фазы должны плавиться. Это очевидно *a priori* и было, в частности, основанием считать Боуэновский механизм кристаллизационной дифференциации не реализуемым в Природе (о чем писал, например, П.Ниггли [22]. Однако, это возражение несостоятельно. Замечательным свойством седиментационной модели оказалось то, что, плавясь, кристаллы поглощают тепло и температура на фронте погружения твердых фаз понижается вплоть до равновесной с данной твердой фазой [11]; при этом надо иметь в виду, что теплоемкость силикатов имеет порядок величины 0.5 кал/г.град., а теплота кристаллизации – 100 кал/г. Как следствие, фронты последовательно появляющихся твердых фаз движутся с существенно меньшей по сравнению со Стоксовской скоростью, как правило, не "перегоняя" друг друга и накапливаются в слоях кумулуса не в последовательности плотностей фаз, а в последовательности появления их на ликвидусе.

Отмеченные особенности седиментационного механизма кристаллизационной дифференциации являются следствием взаимосвязи потоков тепла и вещества, взаимосвязи, обусловленной выделением или поглощением тепла при фазовом переходе (кристаллизация-плавление) и теплообмена между потоками более холодных кристаллов вниз и более нагретого расплава вверх в ходе "фазовой конвекции". Эта особенность является не частным случаем, а фундаментальным свойством рассматриваемого механизма; без учета его, например, при попытках моделировать динамику разделения инертных по отношению друг к другу фаз получающаяся картина никакого отношения к поведению затвердевающего расплава не имеет. В том числе и по этой причине невозможно придумать условия подобия природной системы и какой-либо ее лабораторной модели.

Уровень разработки нашей модели такой, что конечным результатом математического эксперимента является воспроизведение (прямое моделирование) структуры геологического, в данном случае магматического, объекта (кстати, надо указать, что до сих пор, несмотря на то, что мы публикуем свои результате в течение уже больше 30-ти лет, никто в геологии этого делать не умеет). При таком – прямом – моделировании в рамках нашей модели приходится некоторые параметры "подгонять" под Природу. Основными "подгоночными" параметрами в данном случае являются: (1) конструируя модель конкретного объекта мы принимаем химический состав интрузивной магмы на основании оценки средневзвешенного состав интрузива; для этого нужны полные эмпирические данные о составах и соотношениях в разрезе всех слагающих расслоенный интрузив пород; таких данных в литературе почти нет, и мы проводили специальные исследования выбранных – простейших (?) – расслоенных магматических комплексов основных-ультраосновных пород – силлов интрузивных траппов Сибирской платформы [4, 5, 12], Йоко-Довыренского массива в Северном Прибайкалье [26], Киваккского интрузива в Северной Карелии [7, 15] и некоторых других; (2) содержание интрателлурической твердой фазы (это

задает теплосодержание интрузивной магмы) мы подбираем методом перебора вариантов прямой модели; (3) соотношение эффективных скоростей погружения кристаллов также подбираются методом перебора вариантов прямой модели. От численных значений этих параметров зависит результат математического эксперимента – конкретное распределение химических элементов и минеральных фаз в вертикальном разрезе модельного интрузива. Но задать их из общих соображений ("из первых принципов") невозможно. Поэтому одним из важнейших результатов моделирования является количественная оценка этих параметров природного процесса, которого мы не видим и не можем изучать непосредственно. Это – центральная методологическая проблема геологии – обосновать физически (физико-химически) последовательные представления о механизмах геологических процессов. Мы можем построить лишь достаточные для интерпретации эмпирических наблюдений модели, но никогда не докажем, что они необходимы (могут быть и альтернативные модели, но их надо построить).

Так вот, первое же сопоставление результатов моделирования с Природой (на примере долеритовых силлов трапповой формации [6]) заставило нас пересмотреть одну из важнейших априорных идей – а именно, идею о чисто седиментационном механизме кристаллизационной дифференциации. Дело в том, что чисто седиментационное фракционирование твердых фаз приводит к весьма контрастному распределению кумулятивных минералов в разрезе интрузива и резким границам между зонами с различным кумулятивным парагенезисами. В природе же распределения оказываются сглаженными с постепенными переходами между последовательными зонами. Единственным способом снять эту проблему ("размазать" распределение кумулятивных минералов по разрезу) оказалось введение идеи о конвективном перемешивание расплава со взвешенной твердой фазой между поверхностью кумулуса и верхней зоной примерзания. Самым замечательным является то, что необходимость введения конвекции из общих физических соображений была показана нами на предварительной стадии исследования модели [9]. Идея заключается в том, что появляющиеся около границы зоны примерзания кристаллы повышают интегральную плотность каши (расплав+твердая фаза), которая становится выше плотности подстилающего расплава и "пробулькивает" к поверхности кумулуса. Эта идея, которая была ясна еще Г.Хессу [21], но не часто использовалась в литературе, становится совершенно очевидной после нашего математического эксперимента..

Но на самом деле физика явления значительно интереснее. Обычно считается, что раз объем магматической массы начинает остывать, неизбежно возникает свободная (термическая) конвекция (см., например, [3], и многочисленные более поздние зарубежные публикации), которая контролирует, в частности, распределение взвешенной твердой фазы в объеме интрузива (см., например, [19]. Но инверсия плотности, вызванная появлением твердой фазы, на порядок превышает увеличение плотности за счет тепловой сжимаемости и полностью подавляет свободную конвекцию! Поэтому никакой "поддержки" во взвешенном состоянии твердой фазы в интрузивной расплаве (в природной обстановке!) быть не может, иначе это было аналогично тому, как барон Мюнхаузен вытаскивал себя и свою лошадь из болота за волосы.

Но в нашей модели мы (по техническим причинам одномерного варианта) не смогли включить реальную пространственную структуру конвективных движений и поступили "просто" – мы предположили, что конвекция столь интенсивна, что приводит к равномерному в каждый момент времени распределению взвешенной твердой фазы в области расплава между поверхностью кумулуса и границей верхней зоны примерзания. В результате, варьируя только относительными скоростями

погружения твердых фаз (их "убегания" из слоя расплава, примыкающего к верхней границе кумулуса), мы смогли получить полное согласование распределения минералов и химических элементов в модели с реальной картиной в наших объектах [12, 2]

В итоге, нам удалось построить конвекционно-кумуляционную модель кристаллизационной дифференциации, которая, во-первых, не противоречит общим физическим законам, а, во-вторых, (впервые в науке!) позволяет количественно воспроизвести строение (распределение минералов и химических элементов в последовательности пород) дифференцированных магматических комплексов [8, 10].

Литература

1. *Арискин А.А., Ярошевский А.А.* Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава: развитие конвекционно-кумуляционной модели // Геохимия. 2006. №1. С.80-102.
2. *Болиховская С.В., Ярошевский А.А., Коптев-Дворников Е.В.* Моделирование геохимической структуры Йоко-Довыренского расслоенного интрузива, Северное Прибайкалье // Геохимия. 2007. №6. С.579-598.
3. *Кадик А.А., Хитаров Н.И.* Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла и вещества // Геохимия. 1968. №6. С.651-665.
4. *Киреев Б.С., Коптев-Дворников Е.В., Ярошевский А.А.* Геохимическая структура Кузьмовского долеритового силла трапповой формации (нижнее течение реки Подкаменная Тунгуска) // Геохимия. 1986. №6. С.796-809.
5. *Коптев-Дворников Е.В., Бармина Г.С., Френкель М.Я., Ярошевский А.А.* Геологическое строение дифференцированного траппового интрузива Вельминского порога (р.Подкаменная Тунгуска) // Вестн.МГУ. Сер.4 (геология). 1976. №4. С.50-56.
6. *Коптев-Дворников Е.В., Ярошевский А.А., Френкель М.Я.* Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава. V. Оценка реальности седиментационной модели // Геохимия. 1979. №4. С.488-508.
7. *Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С., Пчелинцева Н.Ф., Хворов Д.М.* Распределение кумулятивных парагенезисов, породообразующих и второстепенных элементов в вертикальном разрезе Киваккского интрузива (Олангская группа интрузивов, Северная Карелия) // Петрология. 2001. Т.9. №1. С.3-27.
8. *Френкель М.Я., Ярошевский А.А.* Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава. I. Диффузионный механизм переноса тепла и вещества // Геохимия. 1976. №8. С.1197-1203.
9. *Френкель М.Я., Ярошевский А.А.* Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава. II. Конвекция и условия примерзания // Геохимия. 1976. №11. С.1624-1632.
10. *Френкель М.Я.* Формулировка и алгоритм решения на ЭВМ системы уравнений переноса тепла и вещества в процессе становления пластового интрузива // Геохимия. 1978. №4. С.547-559.
11. *Френкель М.Я., Ярошевский А.А.* Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава. IV. Математическое моделирование термики и дифференциации пластового интрузива с учетом оседания твердых фаз // Геохимия. 1978. №5. С.643-668.
12. *Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А., Бармина Г.С., Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С.* Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1988. 214 с.
13. *Ярошевский А.А.* Физико-химическая модель выплавления вещества земной коры. Дисс.канд.геол.-мин.наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1966, стр.
14. *Ярошевский А.А.* (О седиментационной модели кристаллизационной дифференциации.) Выступление на II семинаре “Геохимия магматических пород”, ГЕОХИ АН СССР, 1976 г. Краткое содержание опубликовано: А.И.Поляков. II семинар по геохимии магматических пород // Геохимия. 1976. №12. С.1976.
15. *Ярошевский А.А.* Геохимическая структура магматических комплексов (на примере Киваккского расслоенного оливинит-норит-габброноритового интрузива, Северная

Карелия) // Геохимия. 2004. №12. С.1251-1270.
16. *Ярошевский А.А., Болиховская С.В., Коптев-Дворников Е.В.* Геохимическая структура Йоко-Довыренского расслоенного дунит-троктолит-габбро-норитового интрузива, Северное Прибайкалье // Геохимия. 2006. .№10. С.1027-1039.
17. *Ярошевский А.А.* Граничные условия возможного механизма формирования ритмической расслоенности дифференцированных магматических комплексов основных и ультраосновных пород // Изв.Секции наук о Земле РАЕН. 2006 (2007). Вып.15. С.117-131.
18. *Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L.* COMAGMAT: A Fortran program to model magma differentiation processes // Computers & Geoscience. 1993. V.19. No.8. P.1155-1170.
19. *Bartlett R.W.* Magma convection, temperature distribution and differentiation // Amer.J.Sci. 1969. V.267. No.9. P.1067-1082.
20. *Bowen N.L.* The Evolution of the Igneous Rocks. Princeton Univ.Press, Princeton, New Jersey, 1928. 334 p. [Русск. перевод: *Н.Л.Боуэн.* Эволюция изверженных пород. М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1934. 324 с.]
21. *Hess H.H.* Stillwater igneous complex, Montana. A quantitative mineralogical study // Geol.Soc.Amer. Mem.80, 1960. 230 p.
22. *Niggli P.* Das Magma und seine Produkte. Teil I. Leipzig, 1937. SS. [Русск.перевод: *П.Ниггли.* Магма и ее продукты. Ч.I. М.:Госгеолиздат, 1946. 436 с.]

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ФЕНОМЕН НАУЧНОГО ТВОРЧЕСТВА В.Е. ХАИНА И РАЗВИТИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК. (воспоминания и размышления аспиранта)

Львова Е.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Мне посчастливилось знать В.Е. Хаина в течение 20 лет и работать под его руководством. Но еще задолго до личного знакомства с ним мне предстало его многогранное творчество и фундаментальные труды. В какой бы области наук о Земле мне ни приходилось работать, всегда, прежде всего я обращаюсь к его трудам. Так было, когда будучи еще студенткой, я работала в ГЕОХИ у Александра Николаевича Балуховского. Тогда для меня впервые открылся целый научный клад – атласы литолого-палеогеографических карт СССР и мира. Так было, когда занимаясь вопросами происхождения сиаля и поглощения солнечной энергии веществом осадочного слоя, я, прежде всего, обнаружила работы В.Е. Хаина, посвященные геохимическим аккумуляторам. Так было, когда меня интересовали вопросы ранней истории Земли, вопросы соотношения циклов Вилсона и Бертрана с другими проявлениями глобальной цикличности в эволюции Земли. Опять, я, прежде всего, обращаюсь к идеям и трудам Виктора Ефимовича.

Не одно поколение геологов училось по замечательным университетским учебникам общей, исторической геологии, общей геотектоники, которые написал В.Е. Хаин.

Не могу не сказать еще об одной важнейшей стороне деятельности Виктора Ефимовича как университетского профессора. Мне посчастливилось слушать лекции В.Е. Хаина по курсу общей геотектоники и региональной геотектоники, когда я была студенткой 4 курса. Для меня они явились не просто крепким фундаментом истинного научного знания, который позволяет противостоять столь распространенным сейчас случайным поветриям в науке. Это был большой вклад в формирование моего научного мировоззрения.

Не говоря уже о том, что глубочайшая культура и эрудиция В.Е. Хаина делали лекции увлекательными и запоминающимися.

В последнее время в университете мало придавали значение ораторскому мастерству лектора. И, вспоминая студенческие годы, я могу сказать, что ораторское искусство В.Е. Хаина, исполнение им той или иной научной темы производило большое впечатление.

Теперь уже много лет я читаю лекции в Музее Землеведения. За эти годы пришлось прочесть около 500 лекций. И каждый раз, какие бы слушатели ни были передо мной – наши студенты или зарубежные делегации, я думаю, был ли бы Виктор Ефимович доволен мною, если бы сейчас слушал меня.

Еще об одном удивительном качестве В.Е. Хаина хотелось бы сказать. Ученых, владеющих большим объемом информации, прекрасных специалистов много. Но всегда были редки, а теперь стали уникальны мыслители. Мне думается – это самое прекрасное качество В.Е. Хаина – он крупный мыслитель. Сейчас мы наблюдаем настоящий взрыв научной информации. Но дело в том, чтобы правильно интерпретировать, творчески осмыслить её. И здесь поражает владение Виктором Ефимовичем самыми современными сведениями о каждом уголке планеты, об её беспрестанно меняющемся лике, и это выстраивается у В.Е. Хаина в крупные идеи эволюции всей Земли.

Я не ставлю перед собой задачу сказать обо всех направлениях деятельности В.Е. Хаина. Это столь крупная личность и творчество его столь многогранно, что вряд ли возможно в одном докладе претендовать

на такой обзор. Но, на мой взгляд, есть важнейшие черты его творчества.

Он бросил вызов времени и не один вызов.

Во-первых, сам характер углубленной дифференциации современной науки, наплыв колоссального объема информации не позволяет в наше время появляться энциклопедически образованным ученым, которые могли бы в равной мере талантливо и плодотворно работать в разных областях науки. В наш век появление Ломоносовых кажется невозможным. Но В.Е. Хаин опровергает это.

Во-вторых, в разгар научного творчества В.Е. Хаина в геологических науках произошла крупная революция, заставившая пересмотреть основополагающие представления, переосмыслить на новой теоретической основе всё, что было накоплено и достигнуто наукой за прежнее время. Не все ученые тех лет, имеющие уже сложившееся мировоззрение, смогли легко и успешно принять новые взгляды. Для многих ломка прежних представлений оказалась драматической, что привело одних – к отказу от дальнейшей работы, других – к упрямому и необоснованному консерватизму. В то время как В.Е. Хаин стал одним из первых крупных ученых, кто по достоинству оценил передовые идеи теории тектоники литосферных плит, и смог внедрить их в отечественную науку. Незадолго перед этими событиями В.Е. Хаин задумал осуществить грандиозный и дерзновенный замысел – повторить гениальный труд Э.Зюсса «Лик Земли» на новом, современном этапе развития науки, синтезируя колоссальный объем материала в глобальном масштабе. Так был начат многотомный труд «Региональная геотектоника». Первая книга вышла в свет в 1971 г. Однако, по мере работы над этой темой, В.Е. Хаин начал понимать, что первые тома «Региональной геотектоники», написанные на основе фиксистских представлений, стали устаревать в связи с революционным пересмотром основ теории геотектоники. И, завершая этот громадный труд, занявший почти два десятилетия, В.Е. Хаин пришел к драматическому выводу: работу надо создавать заново на новых теоретических основах. Восхищает научное мужество В.Е. Хаина признать это, но еще более восхищает, что отважившись начать этот труд заново, В.Е. Хаин успешно завершил его, и в свет вышла монография «Тектоника континентов и океанов. 2000 год.»

В силу того, что В.Е. Хаин был современником бурного, стремительного развития геологических наук, ему пришлось работать наперегонки со временем и опережая время.

Не менее титанический труд осуществлялся почти одновременно. Вышли в свет три тома «Исторической геотектоники» и здесь неоценим вклад В.Е. Хаина в становление этого научного направления, в утверждение эволюционного, исторического подхода к исследованию тектонических процессов и создаваемого ими структурного плана земной коры.

Будучи исключительно разносторонним ученым и имея опыт работы в самых разных отраслях геологической науки, В.Е. Хаин во многих своих трудах сформулировал основные направления развития наук о Земле. Разработка «основных направлений развития» характерна для его творчества последних нескольких десятилетий, эта идея находит свое выражение во многих статьях, монографиях, даже в учебниках. Великолепно владея историей науки, лично участвуя в её современном развитии, В.Е. Хаин более чем кто-либо другой имел основание смотреть в будущее, прогнозировать развитие наук и не только наук геологического цикла, но в их взаимосвязи с другими естественными науками. Так появились крупные сочинения – «Основные проблемы современной геологии (Геология на пороге XXI века) 2003 года издания и «Современные проблемы геотектоники и геодинамики» 2006 года. Как вперёдсмотрящий, находясь высоко на марсовой площадке корабля, раньше всех видит неизвестную землю, так

и В.Е. Хаин, находясь на высоте своего колоссального научного потенциала, мог видеть и видел будущее нашей науки.

В.Е. ХАИН – ОППОНЕНТ МОЕЙ ДОКТОРСКОЙ ДИССЕРТАЦИИ

Смирнова М.Н.

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва (valyb@mail.ru)

С академиком Виктором Ефимовичем Хаином я познакомилась на поминках профессора А.А.Богданова – рецензента моего учебника «Основы геологии СССР», а по-настоящему – руководителя всех моих научных и педагогических дел в Грозненском нефтяном институте. Узнав о трагедии, я сняла скатерть со стола, скупила все цветы на базаре и прилетела в Москву. Увидав меня, В.Е. Хаин сказал: «Вот еще одна сирота прилетела» и добавил: «Я хочу Вас предупредить, что Вас ждет тяжелая жизнь, т.к. у Алексея Алексеевича были не только почитатели и доброжелатели, и все ваши интересы осуществляются в Москве, а живете Вы на Кавказе. Единственное, что сейчас ясно – связывать учебник с защитой степени уже нет ни возможностей, ни оснований, так что форсируйте работу по изучению глубинного строения Северо-Восточного Кавказа».

В «Грознефтегеофизике» проводилась только сейсморазведка, а для изучения глубинного строения были необходимы методы «гравиразведки» и «магниторазведки». В группу НИСА вошли доценты института – В.В. Кузнецов и Т.В. Яковлева, получившие хорошее базовое образование в Москве и студенты геологи и геофизики. Гравиметрическое поле мы разделяли на составляющие с различной глубинностью, получив при этом поверхности МОХО, фундамента и мезозоя. Основное внимание уделялось глубинным разломам. Сама природа доставила мне бесценный материал. В 60-70х гг на Северо-Восточном Кавказе прошел ряд сильных землетрясений. В Грозном была сейсмическая станция АН СССР «Грозный», начальницей которой была наша заочница Н.А. Навицкая. Мы с ней вместе проводили полевые наблюдения в эпицентральных зонах, а мои сотрудники проводили магнитные исследования для поисков активных разломов. Скоро эти исследования привлекли внимание ИФЗ им. О.Ю. Шмидта в Москве, и их консультантом стал проф. Н.В. Шебалин. Собирая материал на нефтяных промыслах, мы увидели что землетрясения влияют на добычу нефти. Это было совершенно неизученное явление. В 1971г произошло 7-бальное землетрясение на Старо-Грозненском нефтяном месторождении, фактически до сих пор единственное доказанное техногенное землетрясение. Н.В. Шебалин сделал доклад на эту тему в Гренобле, после чего в Грозненский Нефтяной Институт и Министерство Нефтяной Промышленности пришли запросы выслать наш отчет во временное пользование. Обе организации ответили отказом. Я, возмущенная, поехала консультироваться к В.Е. Хаину. Он дал мне хороший совет: «Не лезь на рожон» и посоветовал сделать доклад в Министерстве Нефтяной Промышленности. Действительно, отчет никуда нельзя было посылать, т.к. данные по добыче нефти показывали хищнический отбор и невероятно завышенный Госплан. В результате доклад был одобрен, а план добычи нефти был уменьшен, что имело практическое значение.

Гравиметрические работы на Терском и Сунженском хребтах дали интересные результаты. Обе антиклинальные зоны были построены как пирамиды – центральный блок выражен в рельефе, а остальные блоки погребены в прилегающих впадинах. Через 2 года, когда это подтвердилось сейсморазведкой, возникло новое разведочное направление «промежуточных» блоков, и при бурении почти везде была получена нефть. В 1973г диссертация была готова и представлена на кафедру проф. Г.П. Горшкова. На обсуждении были сделаны некоторые замечания: для докторской диссертации мала территория (проф. Славин), работа

геофизическая и обсуждаться должна на кафедре геофизики (проф. А.Ф. Якушева). Обстановку разрядил В.Е. Хаин, оттенив новизну методики и ценность теоретических и практических выводов. Он считал, что работа геологическая с глубоким проникновением геофизики.

В 1974г у меня случилась крупная неприятность с дочерью, учившейся в МГУ. Её исключили из комсомола и университета. Всё это подвергалось показательному осуждению. Дело в том, что в Москве она жила у моего отца, писателя и большого полконника И.В. Бунина. После войны он переписывался с окружением Бунина и печатался во Франции. Вместо гонорара ему присылали книги. Некоторые из них она читала, и, вероятно, кому-то их давала. В.Е. Хаин посчитал это крупной неприятностью, но не смертельной: «Ей надо выйти замуж как можно быстрее, иначе её по этапу отправят в Грозный. А в общем – какой совет вы хотите от меня получить, когда один из моих сыновей собирается стать милиционером? Займитесь лучше делом, а я позвоню В.В. Федынскому – главному геофизику Министерства Геологии, чтобы он посмотрел гравиметрическую часть работы. В.В. Федынский сделал замечание, выкинув главу о происхождении грозненской нефти, добавив: «Это можно будет представлять только через 30-50 лет», и дал добро на защиту. Настал момент отнести работу на кафедру общей геологии.

Г.П. Горшков был весёлый и радостный. Оказывается, он уезжал в загранкомандировку в какую-то страну, где было разрушительное землетрясение. Я стояла в недоумении. Вместо двух недель он пробыл в командировке 4 месяца и забыл про всё, тем более про мою диссертацию. Я обратилась к В.Е. Хаину с вопросом «Что делать?», и тот ответил мне : «Искать вместе с Горшковым диссертацию во всех его шкафах». И мы нашли её, чему я была естественно очень рада. Я пошла узнавать срок защиты и оказалось, что все места заняты и, что я смогу защищать свою работу только через год. Я была обескуражена и написала письмо декану факультета, председателю учебного, изложив все обстоятельства. Учтя ситуацию, он поставил мою защиту на текущий год. А.Ф. Якушева позвонила мне в Грозный и поставила «золушкины условия»: через 4 дня представить рефераты. Я в один день залитировала рефераты, одну ночь двое техников печатали их, на третий день купила билет на самолёт, а на четвёртый день положила 150 рефератов на стол А.Ф. Якушевой.

Наступил день защиты. Ко мне подошел профессор Е.Е. Милановский и посоветовал снять защиту, т.к. все обстоятельства складываются не в мою пользу.

Я взглянул на В.Е. Хаина, он довольно громко сказал: «занимайтесь делом», и я встала за кафедру.

Кроме оппонентов академика В.Е. Хаина, профессоров А.Е. Борисова и А.Е. Шлезингера, выступали крупные учёные Г.Д. Ажгирей, Н.В. Шебалин, А. И. Летавин, В.Н. Шолпо и др. Наиболее внушительно выступил академик В.Е. Хаин. Он считал работу первой по изучению глубинного строения Чечено-Ингушетии и Дагестана, в которой впервые подняты вопросы нефтяной сейсмологии, впервые предложены поиски нефти на «промежуточных» блоках. Члены парткома после выступления В.Е. Хаина начали покидать аудиторию, а интересующиеся сенсациями разошлись еще раньше. По результатам голосования, ученый совет присудил мне ученую степень доктора геолого-метеорологических наук.

Последний раз я видела В.Е. Хаина в ресторане, по случаю 50-летия Н.А. Касьяновой. Он был полон энергии, хотя неважно ходил из-за плохого зрения, а я совсем плохо ходила, будучи с палочкой. Он предложил помочь опубликовать материалы по будинам Кавказа и их механических свойствах, которые я изучала более 20 лет, со студентами на практиках. Я с грустью ответила: «Все мои архивы погибли во время бомбёжки Грозного в чеченскую войну» Он

поцеловал мою руку и перешел на другие темы.

Он был самым знаменитым геологом в XX-XXI веках, ярким региональным тектонистом, с широкими знаниями сопредельных наук, нефтяником по образованию, активным и доброжелательным человеком, таким же долгожителем как В.А. Обручев.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

Дополнительный раздел (А-Я)

Содержание:

Анисимов Л.А.
ОСНОВНЫЕ ПОЯСА НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ И НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ 2175

Аухатов Я.Г.
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕКОМПЕНСИРОВАННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ И РАЗМЕЩЕНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ 2178

Варенцов Ив.М.
ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ МЕТОДАМИ СИНХРОННОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ 2181

Вишневская В.С., Шульгина В.С., Тарабукин В.П., Афанасьева Е.В., Исакова Т.Н., Аристов В.А.
НОВЫЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ НАХОДКИ В ГЛУБОКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕЛЕННЯХСКОГО ХРЕБТА (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ) ТРЕБУЮТ РАЗРАБОТКИ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КОНЦЕПЦИЙ 2186

Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров
НОВАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА 2191

Егорова С.В.
МАФИЧЕСКИЕ ДАЙКИ РАЙОНА ОЗ.ТУЛОС, КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН 2194

Жураев М.Р.
ИЗУЧЕНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕРОВОДОРОДНЫХ ВОД ПРИ ПОМОЩИ МЕТОДА ВЭЗ-ВП, НА ПРИМЕРЕ ЧИМИОН-КАШКАРКЫРСКОГО СТРУКТУРЫ 2196

Жураев М.Р.
ИЗУЧЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ БУХАРО-АЛАЙСКОГО ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСА В ПРЕДЕЛАХ ЧИМИОН-КАШКАРКЫРСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СКВАЖИНАХ 2200

Куклинский А.Я., Вориводина Т.Е.
ПРОГНОЗ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ И ФАЗОВОЕ СОСТОЯНИЕ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ФЛЮИДОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КРЯЖА КАРПИНСКОГО И ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ 2203

Куклинский А.Я., Яхина М.А., Ермоловский А.В., Зубарева Е.В., Вориводина Т.Е.
ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ЗОНЫ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОЛГОГРАДСКОГО ПОВОЛЖЬЯ 2205

Левин Б.В., Сасорова Е.В., Доманский А.В.
О ВОЗМОЖНОМ ВКЛАДЕ ЭФФЕКТОВ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ В ГЛОБАЛЬНУЮ ГЕОДИНАМИКУ 2211

Леликов Е.П., Емельянова Т.А.
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ФРОНТАЛЬНОЙ ЗОНЫ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ 2215

Малёнкина С.Ю.
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ НЕДАВНО ОБНАРУЖЕННЫХ ЮРСКИХ СТРОМАТОЛИТОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 2219

Малёнкина С.Ю.
ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АСПЕКТ МЕЗОЗОЙСКОГО ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 2224

Мирлин Е.Г., Кононов М.В., Миронов Ю.В.
НОВАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА 2228

Нестерова Н.С.
ТЕСТИРОВАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИИ СФЕНА 2232

Павлов А.Г., Филиппов В.Р., Быстрова А.В., Никифоров Т.Т.
НЕКОТОРЫЕ ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗОВ НА ЮГО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 2236

Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Маринин А.В.
БОЛЬШОЙ КАВКАЗ: СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И АЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА 2240

Романовская М.А., Талденкова Е.Е.
ВЛИЯНИЕ ТЕКОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА АРКТИЧЕСКОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ В MZ-KZ (НА ПРИМЕРЕ РАЙОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ И НОВОСИБИРСКИХ ОСТРОВОВ) 2246

Рудакова А.В.
ФАЦИАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СВИТ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ ХАНТАЙСКО-РЫБНИНСКОГО ВАЛА (НОРИЛЬСКИЙ РАЙОН) 2249

Тетерин Д.Е., Сущевская Н.М., Кольцова А.В., Домарацкая Л.Г.
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЛИВА ДРЕЙКА В ПОСТМИОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ, ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИКА, ЮЖНЫЙ ОКЕАН 2254

Филатова В.Т.
МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОСЛАБЛЕННЫХ ЗОН В АРХЕЙСКОМ ФУНДАМЕНТЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА 2256

Шигаев В.Ю.
ГЕОЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СИСТЕМЕ ДИНАМИЧЕСКОЙ ФИЗИКО - ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ 2261

Шкодзинский В. С.
ГОРЯЧАЯ ГЕТЕРОГЕННАЯ АККРЕЦИЯ ЗЕМЛИ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ 2264

Шкодзинский В.С.
ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГЕОСФЕР В СООТВЕТСТВИИ С МОДЕЛЬЮ ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ 2268

Шкодзинский В.С.
ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМ В СВЕТЕ МОДЕЛИ ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ 2273

Шумилов В.Н.
ПРИРОДА СИЛ СУБГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГОРООБРАЗОВАНИЕ 2278

Шумилов В.Н.
ПРИРОДА ВУЛКАНОВ 2281

Шумилов В.Н.
ПОЧЕМУ ЖИЗНЬ 3 МИЛЛИАРДА ЛЕТ НЕ ВЫХОДИЛА ИЗ ОКЕАНА НА СУШУ? 2284

Эсминцев А.Н.
КРИЗИС ЖАНРА В ГЕОЛОГИИ 2287

Петров О.В., А.Ф. Морозов, С.П. Шокальский, Ю.Г. Леонов, Г.Э. Грикуров, И.И. Поспелов
МЕЖДУНАРОДНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА АРКТИКИ 2291

ОСНОВНЫЕ ПОЯСА НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯИ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ

Анисимов Л.А.

ООО ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть, Волгоград, Россия
(lanisimov@lukoilvmn.ru)

Географическое и стратиграфическое распределение ресурсов углеводородов отражает наиболее важные тектонические события в истории Земли. Нам представляется важным, что концентрация основных ресурсов углеводородов приурочена к определенным поясам, где были созданы наиболее благоприятные условия для накопления восстановленного углерода, а затем созданы тектонические предпосылки для нефтегазообразования и нефтегазонакопления. В этом плане выделяется Главный пояс, секущий центральные части Евразийского и Американского континентов, к которому приурочено более 90% углеводородных ресурсов (рис.1). К второстепенным можно отнести Альпийский и Тихоокеанский пояса.

Для Евразии меридиональное направление основного пояса нефтегазоносных бассейнов обосновывается прежде всего существованием генерального разлома или системы разломов, известных под названием Урало-Оманского линеамента. В.И. Хаин (1973) детально исследовал эту зону и отнес ее к категории линеаментов, рассматривая как образование, близкое по своему строению к рифтам. В геоморфологическом плане этой зоне отвечает вытянутая с севера на юг гигантская депрессия, пресекающая как равнинные, так и горные области, включая Тургайский прогиб и впадину Аральского моря. Далее, по мнению А.В. Горячева (1980), она прослеживается при пересечении альпийских горных цепей затрагивает восточный край Афро-Аравийской эпипротерозойской платформы.

Несмотря на широкую зону, занятую альпийским орогенезом, «уральское» направление прослеживается к югу, в зоне развития мезозойских бассейнов и на Аравийской платформе. В наиболее богатом углеводородами бассейне Персидского залива структуры осадочного чехла расположены в несколько рядов, параллельно вытянутой в меридиональном направлении гигантской Гхаварской структуре.

Под углом к этому направлению сформирована складчатая зона Загроса, представленная узкими антиклиналями СЗ-ЮВ направления. В коллизионной зоне альпийская складчатость не оказала влияния на ориентировку структур платформенной части и граница между Аравийской платформой и Загросом очерчена весьма резко.

Протягивающийся далее через арктические бассейны на Американский континент, пояс представлен Западно-Канадским бассейном, бассейнами Скалистых Гор, Примексиканской впадиной и бассейнами Венесуэлы. Известные ресурсы углеводородов здесь намного превышают ресурсы Старого Света, но они, в основном, представлены битуминозными песками (Атабаска), горючими сланцами (Скалистые Горы), тяжелыми нефтями и битумами (Венесуэла). На юге через оффшорные зоны Бразилии и Гвинейского залива намечается переход пояса в Евразийскую зону. К южной части пояса можно также отнести крупнейшие после Скалистых Гор скопления горючих сланцев Бразилии и Заира.

Включение горючих сланцев в рассматриваемую систему углеводородов имеет глубокий смысл, если рассматривать их как следствие процессов переотложения углеводородов нефтей, разгружающихся в бассейн седиментации (Г.А.Беленицкая, 2010).

В историческом аспекте наибольший интерес представляют мезозойские нефтегазовые системы, к которым приурочены основные продуктивные формации. Концентрация восстановленного углерода в мезозойских осадочных

бассейнах определяется как особым периодом в истории Земли, благоприятным для высокой биологической продуктивности, так и особыми геотектоническими условиями, когда мезозойские бассейны осадконакопления получили восстановленные соединения углерода при дегазации подстилающих их консолидированных плит палеозоя и при разрушении окружающих бассейны герцинских орогенов (уголь). В какой-то степени такой порядок унаследовали кайнозойские бассейны.

Положение нефтегазоносных мезозойских бассейнов на погруженных участках эпипалеозойских платформ позволяет оценить те черты сходства в эволюционной истории этих бассейнов, которые определили сходство их современного строения. В этом отношении особое значение для развития процессов нефтегазонакопления имеют процессы рифтообразования в консолидированном фундаменте платформ.

Для России в наибольшей степени изучены рифтогенные системы Скифско-Туранской и Западно-Сибирской плит. Как правило, их характеристика дается по комплексу данных о строении фундамента, а также по результатам анализа геофизических, в том числе и тепловых полей.

Образование множественных зон растяжения наиболее благоприятно для вертикальной разгрузки флюидов, причем эффузивные излияния ведут к закупорке проводящих каналов, в то время, как гидротермальная деятельность свидетельствует о хорошей вертикальной сообщаемости. Дефлюидизация земной коры в спрединговой зоне ведет к формированию обширной области оседания с образованием сбросов и сползанием осадков по листрическим поверхностям к центру растяжения. В зависимости от глубины разломов развиваются процессы вулканизма или гидротермальной деятельности. Последняя инициирует рифостроительство.

В зонах растяжения создаются особо благоприятные условия для мобилизации рассеянного восстановленного углерода и перевода его во флюидальные системы. При формировании рифтовой системы огромные массы поверхностных вод поступают в образовавшиеся разломы, в рифтовую долину сползает значительный объем осадочных пород, которые затем подвергаются тектонической и термальной проработке в относительно мягких температурных условиях. Погружение большой массы осадочных пород и вод в высокотемпературную зону создает различные гидродинамические и геохимические эффекты, которые могут являться положительными факторами для формирования и последующей экстракции углеводородов. В этом плане из трех геотектонических процессов – коллизии, субдукции и спрединга – как самому благоприятному для процессов нефте-газообразования отдается предпочтение спредингу.

В настоящее время резко возрос интерес к роли водорода, как внешнего источника гидрогенизации органического вещества. Изучение газового состава многих гидротермальных систем показывает, что концентрация H_2 в большинстве случаев превышает концентрацию CH_4. Широкий диапазон температурных колебаний в современных гидротермах позволяет предположить достаточно активный водообмен и возможный генезис водорода при взаимодействии нисходящих потоков воды и вмещающих пород.

Традиционные тектоно-седиментационные модели нефтегазовых систем, которые учитывают только внутренние ресурсы нефтегазоносного бассейна, должны быть дополнены внешними источниками поступления водорода и углерода из глубоких частей рифтовых зон и разрушающихся осадочных пород орогенов, окружающих бассейн.



Рисунок 1. Главный углеводородный пояс Земли

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕКОМПЕНСИРОВАННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ И РАЗМЕЩЕНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Аухатов Я.Г.

ООО «НТПР», г.Ижевск (yan-8917823520@yandex.ru)

В истории развития осадочных бассейнов выделяются этапы некомпенсированного и компенсированного осадконакопления. Если в этапе некомпенсированного осадконакопления седиментационные бассейны остаются незагруженным, то в этапе компенсации происходит быстрое заполнение областей опускания осадочными и галогенными осадками.

Актуальность изучения некомпенсированных условий осадконакопления и их прогнозирование в осадочных чехлах платформах плит связано с решением теоретических и практических вопросов в геологии:

- перспективы нефтегазоносности доманикоидных формаций, как потенциально нефтематеринских и нефтеаккумулирующих отложений;
- получение сланцевого газа, а также синтетической и техногенной нефти из доманикоидных отложений;
- некомпенсированные условия осадконакопления контролируют размещение рудных, нерудных и горючих полезных ископаемых[3];
- надвиговые движения в осадочных чехлах платформ часто приурочены к доманикоидным отложениям и происходят срывы обсадных колонн [4], что ведет к большим экономическим и экологическим ущербам.

Области опускания, к которым приурочено некомпенсированное осадконакопление, в геологической литературе известны как «иловая» или «доманиковая» впадина, некомпенсированный прогиб, аккумуляционно-топографическая впадина, прогибы некомпенсированного типа [11] и области опускания некомпенсированного типа. Одним из основных условий некомпенсированного осадконакопления является их относительная глубоководность. Первые представления о глубоководности и некомпенсированности осадконакопления возникали при изучении осадочных отложений геосинклинальных областей. С развитием глубокого бурения на нефть и газ в Волго-Уральской области стало известно о глубоководности платформенных осадков и приуроченности их к определённым структурам осадочного чехла некомпенсированным прогибам и их системам (Предуральская система передовых прогибов, Камско-Кинельская система прогибов и т.д.). Многие исследователи считают, что возникновение условий некомпенсированного осадконакопления на платформах есть результат прогибания или опускания [4,5] окраинных частей платформ, граничащих с геосинклинальными областями.

Геодинамические условия некомпенсированного осадконакопления на сегодняшний день трактуются неоднозначно. Прогибание или опускание участков литосферы трактуются его растяжением [1] , тангенциальным сжатием со стороны складчатых сооружений в результате шарьирования аллохтонов [8] и под действием субдуцированных плит [12], а также уплотнение пород основного состава в нижней коре фазовых переходов [2]. Однако экспиментальные данные фазового перехода габбро в эклогит и теоритические соображения не подтвреждают гипотезу Артюшкова (В.Е.Хаин, М.Г.Ломизе).

Ещё А.П.Карпинский, рассматривая общий характер колебания земной коры в пределах Европейской части России, пришёл к выводу, что направление и характер колебательных движений платформ тесно связано с тектоническими

движениями прилегающих Уральской и Кавказской геосинклиналей. В.Е.Хаин назвал это положение «законом Карпинского». Н.Н.Форш [10] явления смещения сводов и прогибов связывал с орогенезом Уральской геосинклинали и миграцией Предуральского прогиба.

Тектоническое развитие краевых прогибов четко зафиксировано в размещении на их территории различных по составу фаций, объединяемых в единый латеральный ряд: рифовую (краевая) – доманиковую (депрессионная) – флишевую (внутренняя). Ю.В.Казанцев за всей депрессией, находящейся между платформой и складчатой областью, следует сохранить название передовой прогиб.

Надвигообразование явилось главным процессом, создавшим структуру и вещественное выполнение Бельской впадины Предуральского прогиба. Ложе и выполнение Бельской впадины расчленено надвигами на множество тектонических аллохтонов, выходы которых в плане прослеживаются полосами параллельно сопредельной складчатой области. Интенсивность дислоцированности последовательно возрастает в направлении от платформы к геосинклинально-складчатой системы.

При этом надо сказать передачу тектонических напряжений со стороны Прикаспийской синеклизы, которая фиксируется возрастным скольжением границ формаций и смещением центров опускания в северном направлений.

Сопоставление стадий развития геосинклинальных прогибов, авлокогенов и областей опускания некомпенсированного типа платформ свидетельствуют об их относительной однотипности, если пренебречь некоторыми специфическими особенностями геосинклинальных прогибов – сложностью, длительностью развития и суммарным размахом движения. Можно выделить следующие основные этапы их развития: общее опускание; геоморфологическое расчленение (формирование ботовых и депрессионных зон); компенсационное поднятие.

Регулирующая роль областей опускания с некомпенсированным осадконакоплением в формировании и размещении полезных ископаемых обусловлена сочетанием ряда благоприятных факторов: геохимического, структурно-тектонического и литологического.

Геохимический фактор определялся, прежде всего, сероводородным заражением придонного слоя и водного бассейна доманикового бассейна осадконакопления. Рудные компоненты поступали в бассейн седиментации в результате поверхностного и подводного разрушения магматических и осадочных пород, а также растворов гидротермальных эксгаляций.

Сероводородное заражение водного бассейна и придонного слоя создают резерв в водном бассейне одних элементов (фосфор, марганец и др.) и удалению других (ванадий. молибден, уран и др.) в виде металлоорганических соединений и сульфидов, которое установлено в Черном море. Присутствие металлоорганических соединений в доманикоидных отложениях отразилось в микроэлементном составе добываемой нефти.

Медоносность казанских отложений происходило за счет разрушения складчатых сооружений Урала сноса материала в пределы Волго-Уральской области. Осаждение медных минералов происходило в зонах геохимических барьеров на границе депрессионных отложений Бугурусланской впадины с сероводородным заражением и пресноводных бассейнов в западинах палеорельефа.

Месторождения серы и сероводородсодержащих углеводородов приурочены к рифовым и сульфатно-карбонатным формациям, замещающих по латерали доманиковые формаций областей опускания некомпенсированного типа (Бельская, Камско-Кинельская, Бугурусланская, Прикаспийская и т.д.).

Литература

1. *Артемьев М.Е., Артюшков Е.В.* О происхождении рифтовых впадин // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1968. № 4. С.58-73.
2. Артюшков Е.В., Беэр М.Ф. О механизме образования нефтегазоносных бассейнов Западно - Сибирской плиты и Русской платформы // Геология и геофизика. – 1987. -№11. – С. 25-36.
3. АухатовЯ.Г. Формации некомпенсированных областей опускания и связанные с ними полезные ископаемые. Тез. докладов научной сессии ИГ БНЦ УрО АН СССР к 100 летию Г.Н.Фредерикса. Уфа,1989,с.53.
4. АухатовЯГ. Тектонические условия среза обсадных колонн в нефтегазодобывающих районах. Тезисы докладов 15 Губкинских чтений и перспективные направления, методы и технологии комплексного изучения нефтегазоносности недр. М.:1999,с.9.
5. ВалеевР.Н. Авлокогены Восточно Европейской платформы. М.:Недра, 1978.152с.
6. Галицкий И.В. О происхождений прогибов в осадочном чехле платформ. Геотектоника, 1981,№1,с.38-45.
7. Гарецкий Р.Г., Кирюхин А.Г., Матвиевская Н.Д., Мкртчян О.М., Шлезингер А.Е. Глубоководные бассейны Восточно-Европейской платформы.-Вкн.:Древние платформы и их нефтегазоносность.М.:Наука, 1981,с.28-41.
8. Казанцев Ю.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Бельской впадины Предуральского прогиба: Автореферат дисс. канд.геол.-минер. наук. Уфа, БашНИПИнефть,1974.21с.
9. ПущаровскийЮ.М.Резонансно-тектонические структуры //Геотектоника, 1969,№1,с.3-12.
10. Форш Н.Н. Волго-Уральская нефтеносная область. Пермские отложения уфимская свита и казанский ярус.-Тр.ВНИГРИ.вып.92,1955.156с.
11. Эллерн С.С. Прогибы некомпенсированного тип, компенсационные поднятия и их нефтегазоносность. – ДАН СССР,1984,т.279.№4,с.972-976.
12. *Royden L.H.*, 1993. The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. Tectonics, 12. C.303-325.

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ МЕТОДАМИ СИНХРОННОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Варенцов Ив.М.

Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, Троицк, Московская обл., Россия
(*ivan_varentsov@mail.ru*)

Введение

В докладе представляются современные возможности метода электромагнитного (ЭМ) зондирования Земли с применением естественных полей. Рассматривается схема комплексного применения нескольких модификаций магнитотеллурического (МТ) и магнитовариационного (МВ) методов. Эти методы основаны на определении электропроводности земных недр по операторам линейной связи (передаточным операторам) между различными компонентами ЭМ поля [1-3]. Высокая энергетика и широкий частотный диапазон естественных ЭМ полей, порождаемых токовыми системами магнитосферы и ионосферы Земли, электрическими разрядами в атмосфере и даже удаленными переменными токами индустриальной природы дают возможность на единой методической основе изучать геоэлектрическую структуру всей литосферы и решать широкий класс более частных региональных, поисковых и разведочных задач. Принцип частотного зондирования обеспечивает возможности изучения среды под непроводящими и умеренно проводящими экранами, а выбор диапазона периодов ЭМ колебаний позволяет фокусировать исследования в заданном интервале глубин. Методы естественного ЭМ поля способны характеризовать массивы горных пород по их удельному сопротивлению и обладают специфической чувствительностью к малообъемным, но высоко проводящим включениям: минерализованным флюидам, пленкам/прожилкам сульфидов, окислов металлов, графита; коровым и мантийным компонентам частичного плавления и т.п.

Определенные ограничения на применимость МТ/МВ методов связаны со структурой возбудителей поля, находящихся вне контроля. Эта структура должна отвечать достаточно простым модельным представлениям [1]; впрочем, это ограничение не обременительно и эффективное применение МТ/МВ методов возможно даже в приполярных областях с наибольшей неоднородностью ионосферно-магнитосферных токовых систем [4]. Простота структуры возбуждающего поля упрощает решение задач моделирования и интерпретации данных в двумерно (2D) и трехмерно (3D) неоднородных средах и позволяет достаточно адекватно описывать ЭМ отклики реальных геологических сред. Данные методы выходят за рамки простого картирования аномалий электрического сопротивления и построения отдельных геоэлектрических разрезов и становятся эффективным средством объемного изучения среды.

Методика синхронных ЭМ зондирований

Синхронность проведения ЭМ зондирований является существенным фактором получения надежных результатов. Во-первых, обеспечивается помехоподавляющее оценивание локальных передаточных операторов импеданса и типпера в многоточечных процедурах обработки [4-6]. Во-вторых, появляется возможность включения в интерпретацию новых синхронных передаточных операторов, прежде всего, горизонтального МВ отклика, связывающего горизонтальные магнитные поля в полевой и базовой точках [2, 6-8]. Более того, учет тонких свойств горизонтальных МВ откликов обеспечивает повышенное помехоподавление на этапе обработки синхронных данных [6].

Массивы синхронных ЭМ зондирований обычно строятся в течение ряда полевых кампаний, повторяя наблюдения в базовых точках, коими часто могут служить геомагнитные обсерватории [6, 8-10].

Принципы интерпретации данных

Главным инструментом интерпретации являются алгоритмы совместной инверсии данных импеданса, типпера и горизонталь-

ного МВ отклика в горизонтально неоднородных 2D/3D средах [11, 12], обеспечивающие рациональный компромисс разрешения и устойчивости. Наиболее прагматичен в современных условиях подход, основанный на 2D инверсии с учетом 3D-искаженности интерпретируемых данных [12]. В нем особое значение приобретают малоискаженные приповерхностными неоднородностями компоненты фазового тензора импеданса и МВ откликов [2, 6], включая построенные на базе этих передаточных операторов оценки простирания и трехмерности доминирующих глубинных структур. Здесь обеспечивается учет реальной топографии и батиметрии пунктов ЭМ зондирования. Но уже накоплен и первый опыт решения реальных задач 3D интерпретации [10, 13].

Эксперимент EMTESZ-Pomerania

Ярким примером массива синхронных ЭМ зондирований для изучения геоэлектрического строения литосферы в зоне сочленения крупнейших европейских платформ является международный эксперимент EMTESZ-Pomerania [9]. В пределах Балтийского сегмента зоны TESZ за последнее десятилетие выполнено более 200 глубинных зондирований, в т.ч. 9 донных морских. Исследования велись группами по 10-15 синхронных инструментов. Синхронность наблюдений позволила подавить интенсивные ЭМ помехи [6, 9]. На рис. 1 представлена карта максимальных амплитуд горизонтального МВ отклика отн. п. P08 на СВ конце профиля P2 вблизи Гданьска.

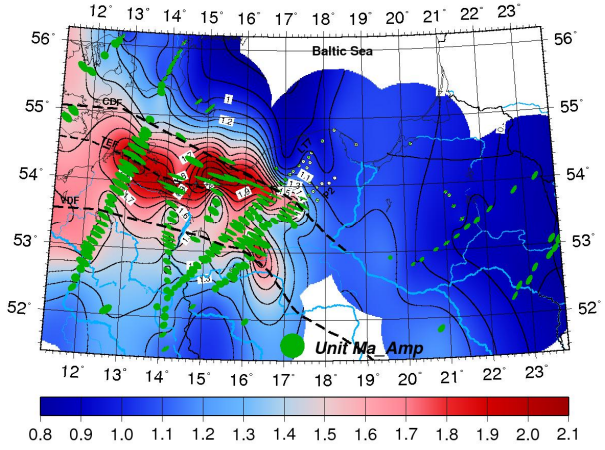


Рис. 1. Карта максимальной амплитуды и экстремальных амплитудных эллипсов (повернутых на 90°) горизонтального МВ отклика для периода 2048 с; CDF и VDF – фронты Каледонской и Герцинской складчатости, TEF – Транс-Европейский глубинный разлом.

Положительные аномалии на рис. 1 отчетливо трассируют простирание коровых проводников - на ССЗ в Польше и далее на запад вдоль Балтийского побережья до острова Рюген. Двумерная 8-компонентная интерпретация MT/МВ данных вдоль геотраверса LT7 дает форму и глубинную привязку коровых аномалий электропроводности в диапазоне глубин 7-25 км и детализирует геоэлектрическую структуру осадочного чехла и верхней мантии (рис. 2).

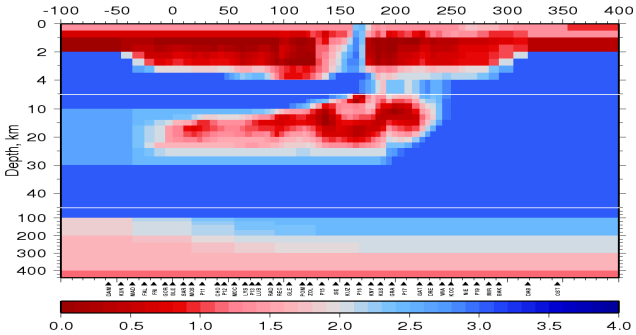


Рис. 2. Геоэлектрический разрез (Омм, lg-шкала) зоны TESZ вдоль геотраверса LT7; слева – ЮЗ, справа – СВ, начало координат– на границе с Германией.

Квази-3D (пленочная) интерпретация тензорных горизонтальных МВ откликов показывает [13], как коровые аномалии электропроводности продолжаются с профиля LT7 (рис. 2) на запад (рис. 3).

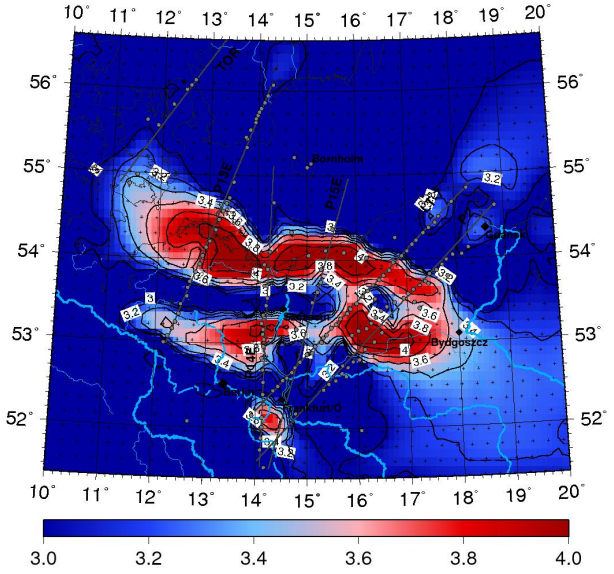


Рис. 3. Распределение продольной проводимости (См, lg-шкала) земной коры, построенное по горизонтальным МВ откликам для периода 2048с.

Природа выявленных коровых аномалий электропроводности связывается нами с Каледонскими метаосадками, первично обогащенными углефицированными материалами и существенно графитизированными на глубинах более 5-8 км. Важно, что ЭМ зондирования на Балтийском побережье, прилегающих островах и на морском дне позволяют проследить фронт Каледонской складчатости в ЮЗ секторе Балтийского моря.

Эксперимент EHS3D (Восточный Тибет)

В 2007-9 г. в Восточном Тибете на основе опыта, накопленного в проекте EMTESZ-Pomerania, построен массив глубинных ЭМ зондирований EHS-3D для изучения геоэлектрической структуры всей тектоносферы [14]. Карта максимальных амплитуд горизонтального МВ отклика (рис. 4) указывает на повышенную коромантийную электропроводность всего Тибета по сравнению с индийской территорией.

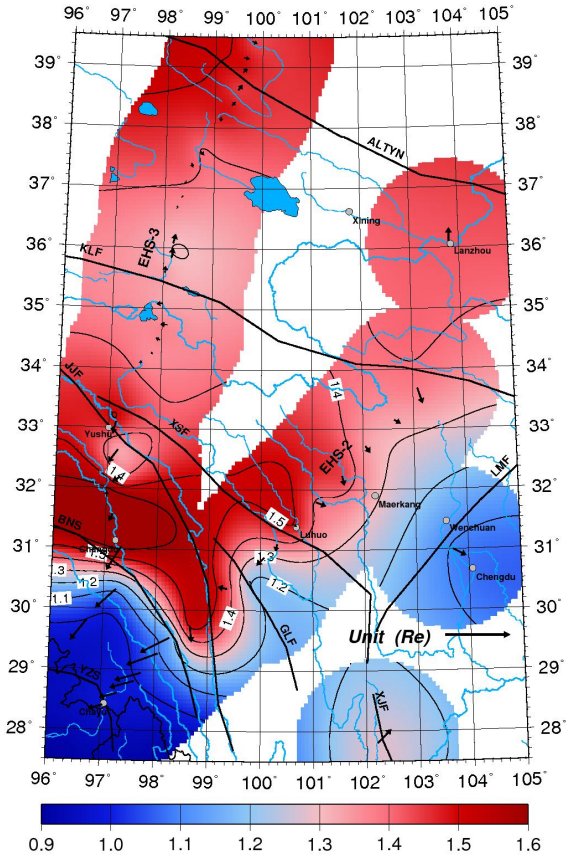


Рис. 4. Карта максимальной амплитуды горизонтального МВ отклика (отн. самого южного пункта на профиле EHS-3) и действительных векторов индукции для периода 1024 с.

Самые интенсивные аномалии отмечаются на ЮВ Тибета (рис. 4) - при этом их простирание по мере движения на восток меняется с широтного на меридиональное, а также на севере в пределах Кунь-Луня.

Геоэлектрический разрез вдоль меридианального геотраверса EHS-3, построенный методом 8-компонентной 2D инверсии MT/МВ данных с учетом их 3D-искаженности, демонстрирует серию коромантийных аномалий электропроводности термической и флюидной природы над погружающейся Индийской плитой и "корневую" мантийную аномалию на глубине более 170 км в центре сечения Тибета и севернее под Кунь-Лунем (рис. 4).

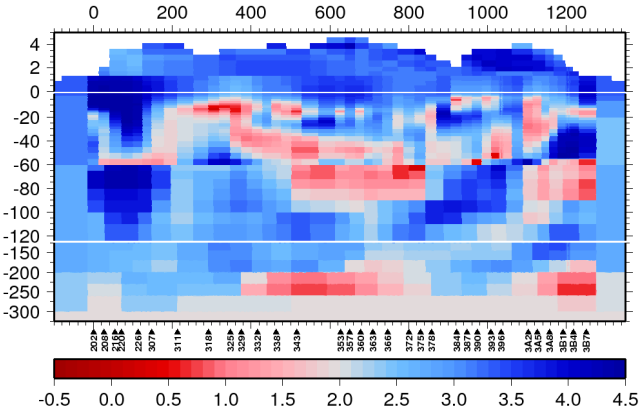


Рис. 5. Геоэлектрический разрез Тибета (Омм, lg-шкала) вдоль геотраверса EHS-3: слева – юг, справа – север, начало координат– на границе с Индией.

Необходимо отметить, что гипоцентры практически всех катастрофических землетрясений в окрестности данного геотраверса (вкл. землетрясение в Yushu 2010 г.) попадают в непроводящие области на границах выявленных аномалий повышенной электропроводности.

Эксперимент KIROVOGRAD (ЮЗ Россия)

В 2007-10 г. выполнена первая фаза международного проекта KIROVOGRAD по ЭМ зондированию земной коры на территории ЮЗ России и северной Украины на западном склоне Воронежской антеклизы. В этом эксперименте получена первая широкомасштабная реализация на постсоветском пространстве современных технологий синхронного MT/МВ зондирования [10, 13, 15]. Результаты этого проекта представлены на данной конференции: прослежено сочленение трех коровых аномалий электропровод-

ности: Кировоградской, Курской и Кирово-Барятинской, а также решена серия методических проблем ЭМ зондирования и комплексной интерпретации геофизических данных[10, 16]. Кировоградская аномалия продолжается на север с Украинского щита под Днепрово-Донецкую впадину, а Курская в плане совпадает с КМА. Обе аномалии локализуются на глубине 30-40 км. Самая северная Кирово-Барятинская аномалия имеет меньшую интенсивность и глубинность (20-30 км).

Данная работа велась в ходе студенческих практик на Геофизической базе МГУ в Калужской обл. и позволила обогатить учебный процесс элементами современного научного эксперимента.

Заключение

Представленные методы проведения синхронных ЭМ зондирований и обработки/интерпретации получаемых данных открывают широкую перспективу комплексного изучения геоэлектрической структуры литосферы, в т.ч. в регионах с высоким уровнем индустриальных ЭМ шумов и существенной неоднородностью естественных возбудителей ЭМ поля. Они применимы в областях с квази-2D строением среды и ее умеренной трехмерностью. Первый опыт решения задач 3D интерпретации внушает надежду на скорое получение практически значимых результатов при существенной трехмерности данных.

Следует отметить методическое единство современных технологий МТ/МВ зондирования в широком диапазоне периодов – выше обсуждались результаты глубинных литосферных зондирований, однако практически те же подходы применимы при проведении рудных зондирований с глубинностью 1-2 км [17].

Литература

1. Бердичевский М.Н., Жданов М.С. Интерпретация аномалий переменного ЭМ поля Земли. М.: Недра. 1981. 327с.
2. Бердичевский М.Н, Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир. 2009. 680 с.
3. Варенцов Ив.М. Разрешающая способность современных ЭМ геофизических методов с естественным возбуждением поля // Разведка и охрана недр. № 8. 2006. С. 66-71.
4. Варенцов Ив.М., Корья Т., Смирнов М.Ю. и др. Эксперимент BEAR – синхронное ЭМ зондирование Балтийского щита и его передаточные функции // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по прогпрослежирамме EUROPROBE. М.: Геокарт: ГЕОС. 2006. С. 79-94.
5. Варенцов Ив.М., Соколова Е.Ю., Мартанус Е.Р. и др. Методика построения передаточных операторов ЭМ поля для массива синхронных зондирований BEAR // Физика Земли. 2003. №2. С. 30-61.
6. Varentsov Iv.M. Arrays of simultaneous EM soundings: design, data processing and analysis // Electromagnetic sounding of the Earth's interior (Methods in geochemistry and geophysics, 40). Elsevier. 2007a. P. 259-273.
7. Рокитянский И.И. Исследование аномалий электропроводности методом МВ профилирования. Киев: Наукова думка. 1975. 280с.
8. Varentsov Iv.M., EMTESZ-Pomerania WG. Method of horizontal MV sounding: techniques and application in the EMTESZ-Pomerania project // Protokoll uber das 21 Kolloquium "Elektromagnetische Tiefenforschung" (Eds. O. Ritter, H. Brasse). Dtsch. Geophys. Ges. Potsdam. Germany. 2005. P. 111-123.
9. Ernst T., Brasse H., Cerv V. et al. Electromagnetic images of the deep structure of the Trans-European Suture Zone beneath Polish Pomerania // Geophys. Res. Let. 2008. V. 35. P. 15307. doi:10.1029/2008GL034610.
10. Варенцов Ив.М., Ковачикова С., Куликов В.А. и др. Коровые аномалии электропроводности на западном склоне Воронежской антеклизы // Международная конференция "Современное состояние наук о Земле" памяти В.Е. Хаина (Расширенные тезисы). М.: МГУ. 2011. 5с.
11. Варенцов Ив.М. Общий подход к решению обратных задач магнитотеллурики в кусочно-непрерывных средах // Физика Земли. 2002. №. 11. С. 11-33.
12. Varentsov Iv.M. Joint robust inversion of MT and MV data // Electromagnetic sounding of the Earth's interior (Methods in geochemistry and geophysics, 40). Elsevier. 2007b. P. 185-218.
13. Kovacikova S., Varentsov Iv.M., EMTESZ and KIROVOGRAD WGs. Quasi-3D inversion of horizontal MV responses // EM soundings: theory and applications. Proc. of the Int. Workshop on EM Sounding in memory of

Professors Mark N. Berdichevsky and Peter Weidelt. M: IPE RAS. 2010.C. 45-46.
14. Varentsov Iv.M., Bai D., Sokolova E.Yu. Joint inversion of long-period MT/MV data at EHS3D transects (Eastern Tibet) // XX Workshop on EM induction in the Earth (Extended Abstracts). Egypt, Giza. 2010. S7-05. 4p.
15. Алексанова Е.Д., Варенцов Ив.М., Верещагина М.И. и др. ЭМ зондирование осадочного чехла и консолидированной земной коры в зоне перехода от Московской синеклизы к Воронежской антеклизе: проблемы и перспективы // Физика Земли. 2010. № 8. С. 62-71.
16. Алексанова Е.Д., Баглаенко Н.В., Варенцов И.М. и др. Сопоставление геофизических полей в зоне Кировоградской и Курской аномалий электропроводности // Международная конференция ”Современное состояние наук о Земле” памяти В.Е. Хаина (Расширенные тезисы). М.: МГУ. 2011. 4с.
17. Varentsov Iv.M., Kulikov V.A., Yakovlev A.G. et al. 2D inversion in mining MT applications: surveys with drilling verification // 20th Workshop on EM induction in the Earth (Extended Abstracts). Egypt, Giza. 2010. S2-41. 4p.

НОВЫЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ НАХОДКИ В ГЛУБОКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕЛЕННЯХСКОГО ХРЕБТА (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ) ТРЕБУЮТ РАЗРАБОТКИ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КОНЦЕПЦИЙ

Вишневская В.С.[а], Шульгина В.С.[б], Тарабукин В.П.[в], Афанасьева Е.В.[б], Исакова Т.Н.[а], Аристов В.А.[а]

[а] Геологический институт РАН, Москва, Россия (valentina@ilran.ru)
[б] ФГУ НПП Аэрогеология, Москва, Россия
[в] Институт геологии алмаза и благородных минералов СО РАН, Якутск, Россия

Введение

Последнее крупное издание В.Е.Хаина с соавторами [2009] было посвящено геологическому строению разновозрастных тектонических структур Северо-Востока России. В их числе на северо-западном окончании Колымской структурной петли расположено Селенняхское палеозойское поднятие, надвинутое на мезозойский комплекс Полоусного синклинория.

В результате полевых и последующих палеонтологических исследований в северных отрогах хребта Черского (69º с.ш.) получена новая микропалеонтологическая характеристика отложений на двух возрастных уровнях: раннего карбона и впервые для ранней юры (рис.1).

На северо-западной окраине Селенняхского поднятия (р.Тирехтях, приток р. Уяндина) шельфовые отложения карбона с богатыми фаунистическими комплексами замещаются "немыми"туфогенно-кремнистыми отложениями уроничанской толщи с пластами органогенно-обломочных известняков (калькаренитов) и единичными маломощными горизонтами гиалокластитов.

Новые данные по микрофауне

В кремнисто-глинистых сланцах, фтанитах и пепловых туффитах заключены скопления радиолярий, присутствуют редкие конодонты. В карбонатных породах присутствуют фораминиферы и конодонты.

Ранее в этих отложениях были обнаружены единичные пункты с радиоляриями позднетурнейского-ранневизейского возраста – слои с Albaillella paradoxa [Руденко и др., 1997]. В настоящее время эта датировка подтверждена ассоциацией радиолярий, конодонтов и фораминифер в разных слоях толщи.

В известняках присутствуют конодонты зон delicatus-typicus Gnathodus delicatus Br.et Mehl, Gn.cuneiformis Mehl et Th., Gn. typicus Coop., Bispathodus stabilis (Br.et Mehl) в комплексе с фораминиферами, характерными для верхнетурнейских и нижневизейских отложений.

В состав комплекса входят таксоны, такие как Palaeospiroplectammina guttula (Malakh.) Eotextularia aff. diversa (N. Tchernysheva), Pseudoplanoendothyra ex gr. rotayi (Dain), Eogloboendothyra sp., Endothyra (Latiendothyra) sp. характерные как для верхнетурнейских, так и нижневизейских отложений. Появление в этом комплексе эндотир группы similis, а также Tetrataxis aff. paraminima Viss., T. aff. digma Grozd. и Tetrataxis sp. омолаживает состав комплекса, придавая этому комплексу переходный турнейско-визейский характер. В Средней Сибири, сходный комплекс был описан как «третий верхнетурнейский комплекс», имеющий переходный турнейско-визейский облик.

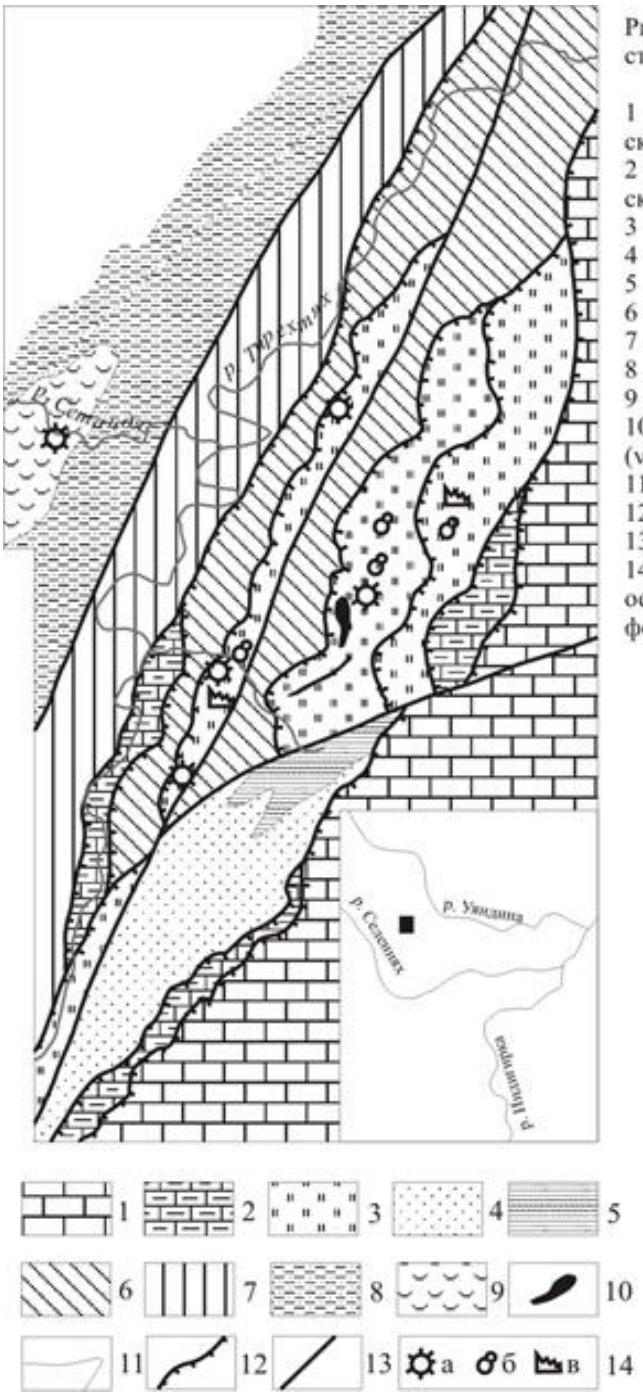


Рис. 1. Схема геологического строения бас. р. Тирехтях

1 - карбонатные отложения ордовикского-силурийского возраста (O-S);
2 - карбонатные отложения девонского возраста (D);
3 - уроничанская свита (C_1ur);
4 - правотирехтяхская толща (C_{1-2}pr);
5 - дякычанская толща (C_{2-3}dk);
6 - тупиковая толща (Ptp);
7 - позднетриасовые отложения (T_3);
8 - чемегендинская толща (J_1cm);
9 - сетакчанская свита (J_1st);
10 - габбро намысахского комплекса ($\nu C_1 n$);
11 - геологические границы;
12 - надвиги;
13 - крутопадающие разломы;
14 - места находок органических остатков: радиолярий (а), фораминифер (б), конодонтов (в)

В кремнистых породах и пепловых туффитах, вмещающих пласты известняков, обнаружены единичные конодонты "Hindeodella" segaformis Bisch. и богатый радиоляриевый комплекс, включающий Entactinia vulgaris vulgaris Won, Palacantholithus stellatus Deflandre, Brianellum ruestae Cheng и др., которые ранее в этом районе не были известны (рис.2).

Первые находки юрских радиолярий в восточной части Полоусного синклинория приурочены к отложениям сетакчанской свиты, ранее не имевшей надежной палеонтологической характеристики. Здесь из пепловых туффитов, сложенных более чем на 50% радиоляриями, методом химического препарирования HF выделены радиолярии узкого возрастного интервала – синемюра, возможно до раннего плинсбаха. В этом комплексе присутствуют многочисленные представители сем. Livarellidae Kozur et Mostler, 1981, время существования которого верхний норий – тоар. Род Livarella Kozur et Mostler, 1981 (рис. 3) имеет распространение верхний норий – синемюр [Yeh, Cheng, 1998]. Но,

поскольку совместно с ним в одном образце присутствуют формы Plesus aptus Yeh (J_1 pl-t_1), время существования которых было пролонгировано до синемюра на основе материалов по Филиппинам, Северному Китаю (Наданхидский террейн), Японии и США (Орегон) [Yeh, Cheng, 1998], а также Fantus exiguus Yeh (J, t), Katroma? bicornus De Wever, Lantus ? praeobesus Carter, Stichocapsa biconica Matsuoka (J,t), Bagotum? kimbroughli Whalen et Carter и др., что позволяет датировать возрастной интервал слоев с радиоляриями несколько шире - синемюр, возможно до раннего плинсбаха. Ранее кремнистые образования этого возрастного интервала были известны в Приморье и Корякии [Вишневская, 2001].

Заключение

В тектоническом плане палеозойские кремнистые образования (турне-визе) Селенняхского блока по мнению одних исследователей входят в состав Колымо-Омолонского микроконтинента [Парфенов, Кузьмин, 2001], других Верхояно-Колымскую сутурную зону [Оксман, 2000; Хаин и др., 2009], в то время как мезозойские кремнистые образования относятся то к Верхоянской пассивной окраине, то к Полоусненской тектонической пластине, надвинутой на край Сибирского кратона. Первая находка раннеюрских (синемюр) радиолярий требует проведения не только дальнейших полевых работ, но и поисков новых тектонических концепций для проведения палеогеодинамических реконструкций.

Литература

1. Вишневская В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.
2. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 209 с.
3. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: Наука, 2001. 560 с.
4. *Руденко В.С., Прокопьев А.В., Оксман В.С. и др.* Первые находки позднепалеозойских радиолярий в Восточной Якутии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 1. С. 88-95.
5. Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. М.: Наука, 2009. 227 с.
6. *Yeh K., Cheng* Y.Radiolarians from the Lower Jurassic of the Busuanga Island, Philippines // Bulletin of the NMNS. 1998. N. 11. pp. 1-65.

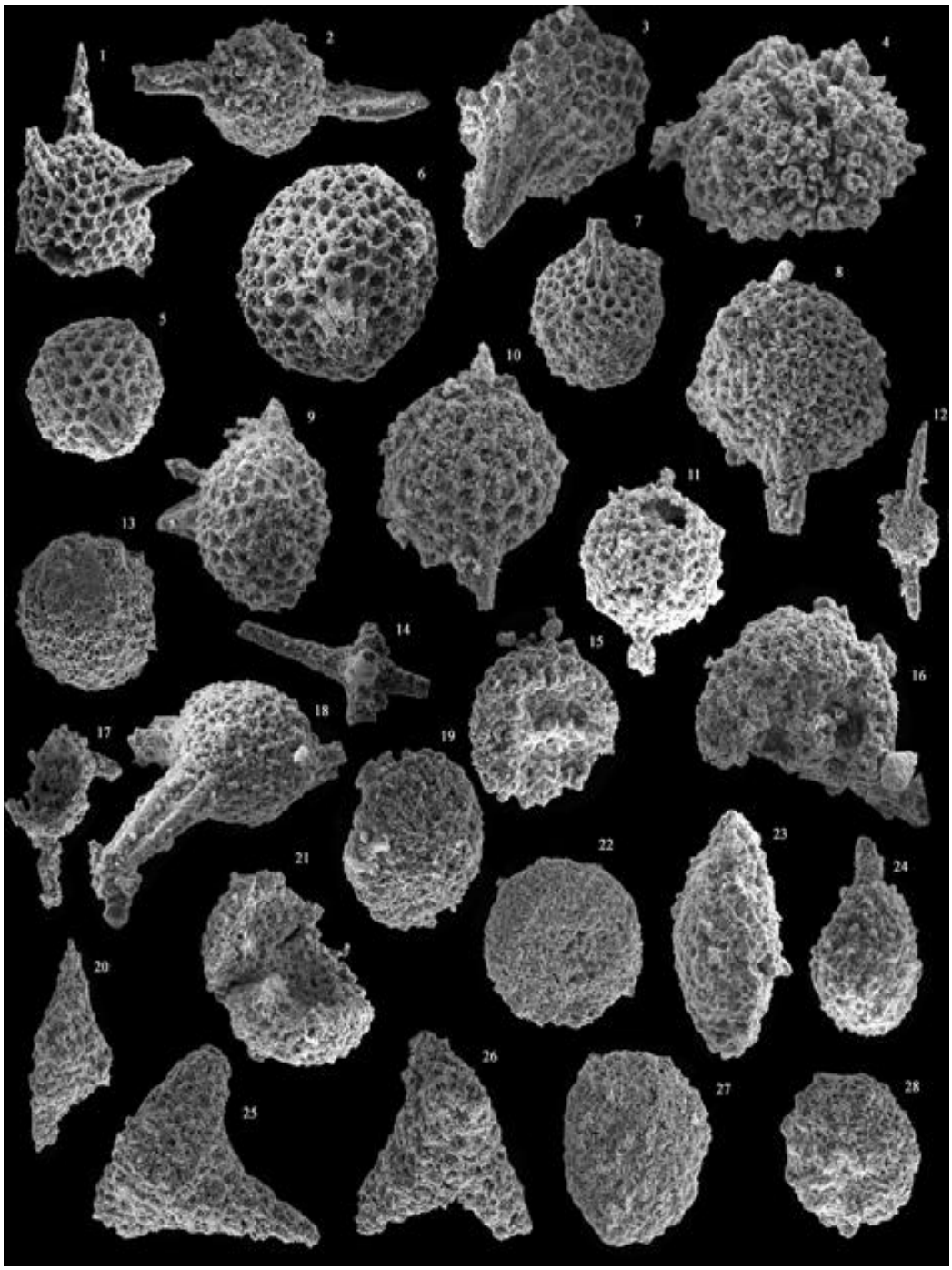


Рис. 2. Раннекаменноугольные(турне-визе) радиолярии хр. Черского(бассейн р. Тирехтях): 1 - Entactinia vulgaris vulgaris Won, обр. 2066, 2 - E. variospina Won, обр. 2066, 3,5-7- Entactinia rostriformis Afanasieva et Amon 3,6- обр. 2074 / 1-2, 5 – обр. 2066, 7 – 2073/5-1, 4 - Полые иглы “Anakrussa “? sp. , обр. 2074/1-2, 8 -11 - E. sp., обр.2074 / 1-2, 12 - Bientactinosphaera altasulcata (Won, обр. 2066, 13, 28 -Entactinosphaera sp., обр.2074 / 1-2, 14 - Palacantholithus stellatus Deflandre, обр. 1095/1, 15 - Belowea? tenuistesta Won, обр. 1095/1, 16,17 – B? sp., 16 - обр. 2074/1-2; 17 - обр. 1094, 18 - Trilonche vetusta Hinde, обр. 2074, 19, 22, 23 – Paleodiscus sp., 20 - фрагмент Brianellum sp., 21 - Entactinosphaera? sp., 24 -Tetragregnon? обр. 1094, 25,26 – Brianellum ruestae Cheng, обр. 1094, 27 - Tetragregnon ex gr. sycamorensis Ormiston et Lane, обр. 1094.

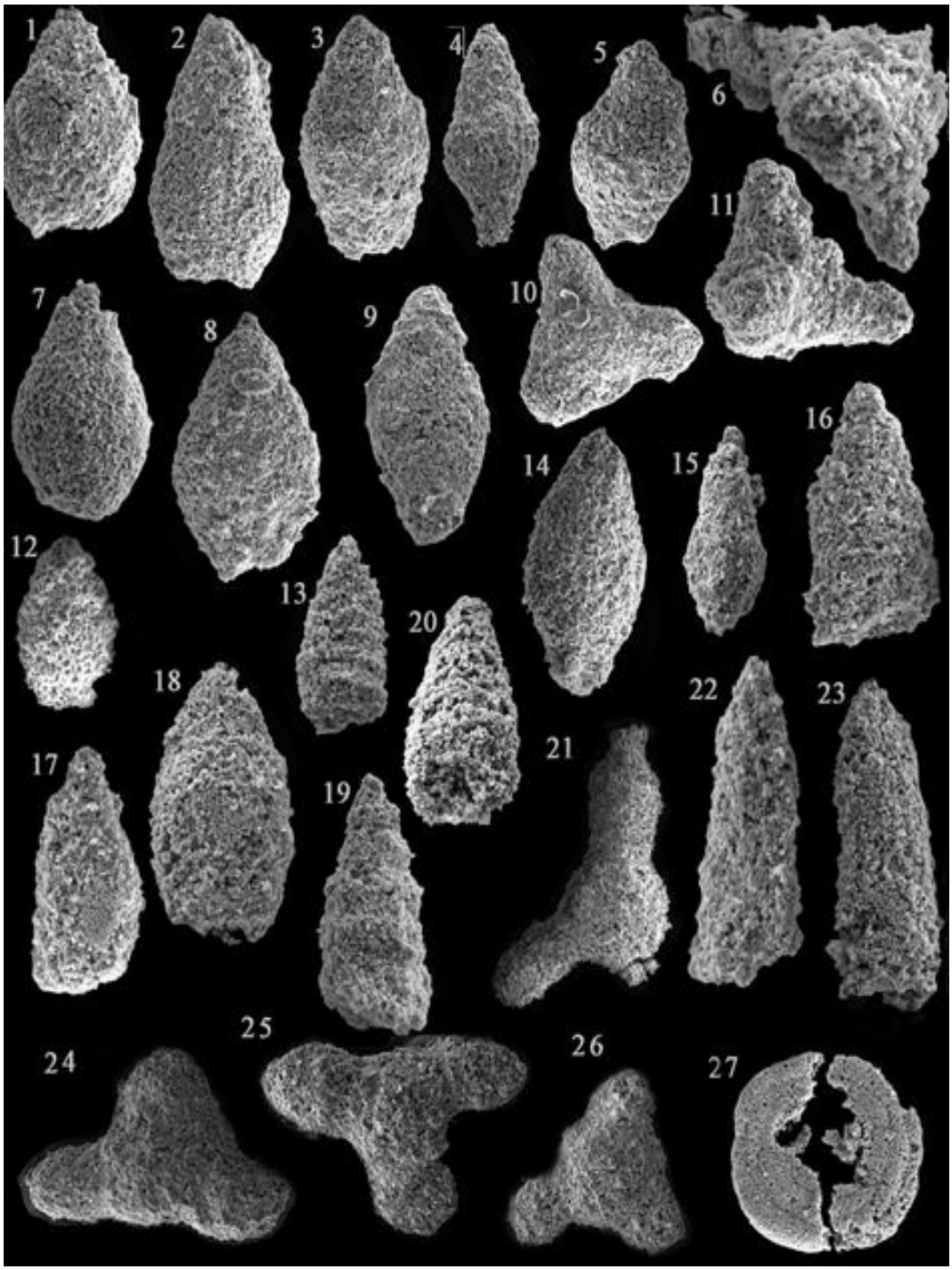


Рис. 3. Раннеюрские (синемюр) радиолярии хр. Черского (бассейн р. Сетандя, обр.1100/22): 1,3,5- Fantus exiguus Yeh, 4- Katroma? bicornus De Wever, 6- Archaeopyramisa? sp., 7- Trilonche ex gr. minax (Hinde), 8- Paronaella ? sp., 9-10- Lantus praeobesus Carter, 11,15 - Stichocapsa biconica Matsuoka, 12- Canutus ? sp.,13- Parvicingula sp., 14 - P. ? sp., 16- Plesus aptus Yeh, 17,18- Triversus ? sp., 19- Fantus sp., 20- Noritus? sp., 21, 24-26- Livarella sp., 22,23 - Parahsuum ? sp.; фораминифера: 27- Spirillina? orbicula Terguem et Berthelin.

НОВАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров

Геологический институт Российской академии наук, Москва
(yvolozh@yandex.ru)

Каспийский регион расположен в пределах Евразийской континентальной литосферной плиты и охватывает территорию, относящуюся к трём различным в геодинамическом отношении структурам: (а) древней Восточно-Европейской платформе, (б) молодой Центрально-Азиатской платформе и (в) Альпийско-Гималайскому складчато-коллизионному поясу (в рамки карты заходят лишь фрагменты этих структур). Внутри платформ выделены структуры второго порядка: (а) **плиты,** структуры устойчиво прогибавшиеся на протяжении всего платформенного этапа развития земной коры региона; (б**) щиты** и **межплитные орогены** (изометричные и линейные соответственно), структуры устойчивого конэрозионного поднятия. Кроме того, особо выделены ещё два структурных ‘элемента второго порядка. Это палеозойский Предуральский передовой прогиб и молодой кайнозойский Терско-Южнокаспийский предгорный прогиб.

Перечисленные выше структурные подразделения второго порядка являются основными тектоническими элементами осадочного чехла, и они определяют цветовую гамму карты. В основе их выделении лежат особенности строения возрастных сейсмостратиграфических подразделений земной коры соответствующего (второго) ранга: складчатый, доплитный и плитный комплексы осадочного чехла.

На карте выделены системы тектонических нарушений, представленные разрывами различного масштаба. Среди них имеются крупные – региональные разрывы (разного возраста), играющие существенную роль в структуре, как складчатых поясов, так и платформ. Результаты анализа отдельных тектонических элементов региона опубликованы в работах (Копп, 1989, 2004; Макаров, 1989, Расцветаев, 1989; Трифонов, 1999, Международная тектоническая карта…, 2003). В ходе работ по составлению Атласа литолого-палеогеографических, структурных и палинспастических карт Центральной Евразии (Атлас…, 2002) нами было показано, что многие из имеющихся здесь нарушений, включая наиболее крупные, группируются в узкие полосы (зоны) большой протяженности, образуя отдельные звенья крупных разломов. Они были показаны как трансрегиональные и трансконтинентальные зоны разрывов.

Несколько таких зон находится на территории Каспийского региона в рамках «Карты»: Урало-Герирудская (меридиональная), Донбасс-Зеравшанская, Аксу-Кендирлинская, Кавказско-Копетдагская (все запад-северо-западного простирания с некоторыми вариациями). Строение и морфология этих зон была детально изучена методами сейсмического профилирования (рис. а и б). В результате было установлено, что названные зоны представляют собой комбинированные образования. Местами они выражены разрывами или системами разрывов, рассредоточенных в некоторой полосе, местами (это характерно для районов с большой мощностью осадочного чехла) – линейными зонами пликативных дислокаций: системами валов, флексурными перегибами слоев, эшелонированными складками, реже линейными зонами непротяженных малоамплитудных кулисных разрывов. Следует подчеркнуть, что, вне зависимости от возраста рассматриваемых зон разрывов, времени их заложения и основного периода активности, на многих их отрезках зафиксированы позднечетвертичные – современные смещения.

В некоторых случаях – там, где имеются данные глубинных сейсмических исследований по трассам опорных геофизических профилей и данные наблюдений за сейсмичностью, удается расшифровать внутреннее строение зон разрывов. Так, на профиле Уралсейс (Глубинное строение…, 2000) показано, что зона Урало-Герирудского разрыва это – сложно построенная структура, состоящая из серии нарушений листрической формы различной протяженности и глубины проникновения (рис. а).

В результате создана обобщенная модель строения трансрегиональных разломов: Они пронизывают земную кору на всю ее мощность, нарушая консолидированную кору и осадочный чехол, корни их могут уходить в подкоровые слои мантии. На уровне низов земной коры и верхней мантии это зона шириной в первые километры, как правило, наклонная (угол наклона может достигать 35°- 45°), проникающая до глубин 100-150 км. По направлению вверх эта зона расщепляется на систему нарушений, для которых во многих случаях характерна листрическая форма и которые выполаживаются на уровне нижнего слоя консолидированной коры. В осадочном чехле нарушения ветвятся, приобретая цветковую структуру (рис.б). Из-за этих особенностей на поверхности описываемые нарушения выделяются в виде линейных зон разрывных и кулисных (эшелонированных) пликативных дислокаций шириной в несколько десятков километров. Такая ширина зон затрудняет их картографическое отображение.

На карте описываемые нарушения показаны линией (штриховкой) условной ширины. Она соответствует (настолько точно, насколько позволяют имеющиеся данные) положению в плане зоны разрыва (сдвига) на срезе кровли консолидированной коры. Вместе с тем, этот линейный знак не отражает конфигурации зоны сдвига, ширины и других его параметров в более высоких горизонтах, которые по простиранию и в вертикальном разрезе изменяются.

Выполненный анализ имеющихся геолого-геофизических материалов, показал существенную роль сдвиговой составляющей в развитии Урало-Герирудской, Донбасс-Зеравшанской, Аксу-Кендирлинской, Кавказско-Копетдагской зон разломов. Величина горизонтальных смещений измеряется, возможно, сотнями километров. Доказательством служит современное положение некоторых элементов-маркеров. Это – пары структур и других геологических объектов, расположенных по разные стороны нарушений и ныне разъединенных, но в которых наблюдаются характерные особенности строения, позволяющие ставить вопрос об их былом единстве. В рамках такой концепции данные нарушения интерпретируются как трансрегиональные, или трансконтинентальные, постколлизионные сдвиги. Анализ структуры осадочного чехла показывает, что время их заложения и основной период активности соответствуют завершающим стадиям коллизионных этапов развития палеозойского и альпийского складчатых поясов. Принятие данной концепции влечет за собой возможность корректировки оценок углеводородного потенциала некоторых территорий (вал Шатского, вал Сорокина, борта Апшеронской и Дербентской котловин). При дальнейшем изучении Донбасс-Зеравшанский и Кавказско-Копетдагский, возможно, необходимо будет перевести в ранг сдвиговых поясов.

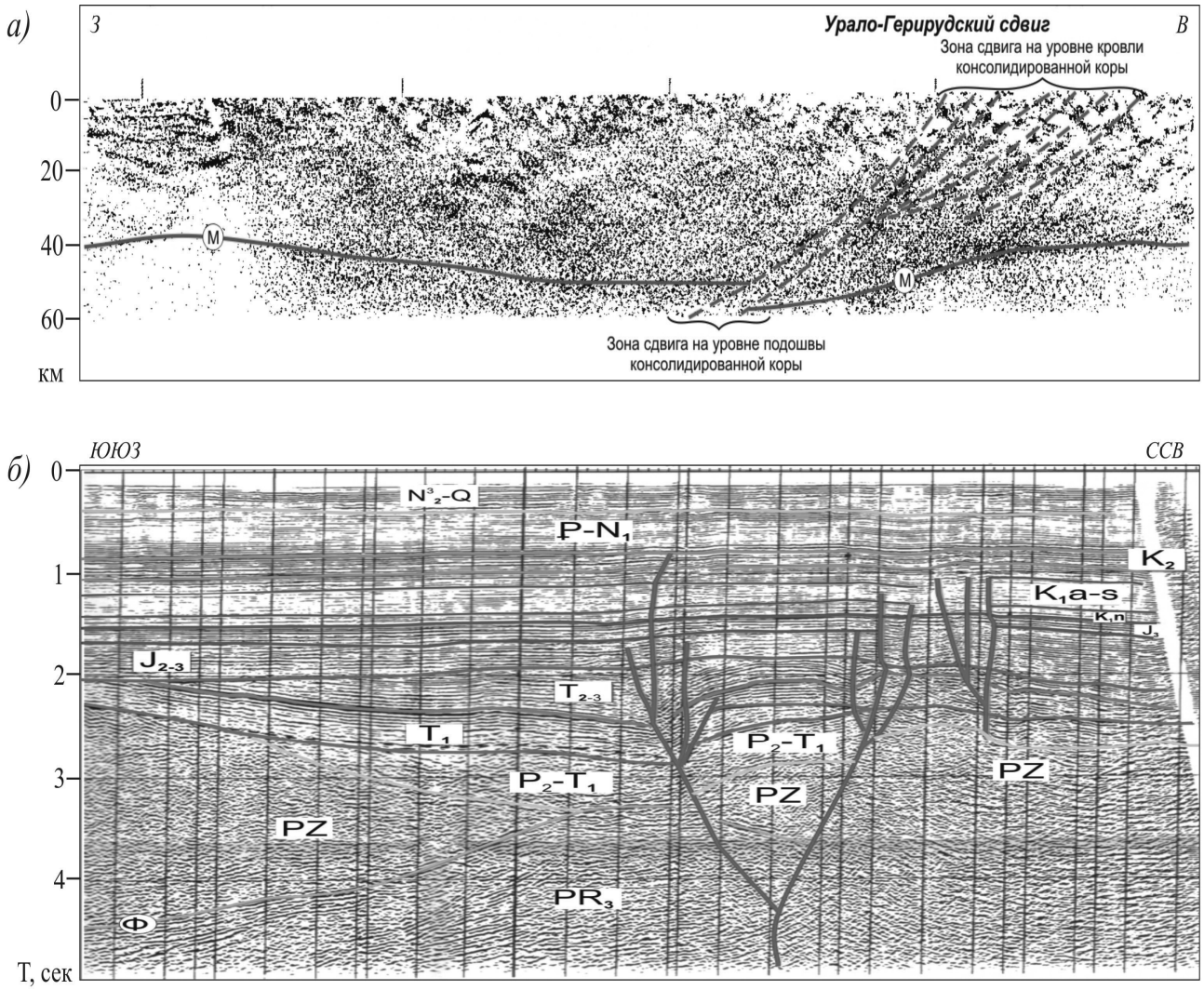


Рис. Проявление коллизионных сдвигов в земной коре а) на уровне консолидированной коры б) на уровне осадочного чехла

МАФИЧЕСКИЕ ДАЙКИ РАЙОНА ОЗ.ТУЛОС, КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН

Егорова С.В.

КарНЦ РАН, г.Петрозаводск (zumlic@mail.ru)

Тулосский блок расположен в западной части Центрально-Карельского террейна Карельского кратона. Одной из главных особенностей геологического строения Тулосского блока является широкое развитие пород, сформировавшихся в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Степень их сохранности на территории Тулосского блока различна – местами они подверглись ретроградным преобразованиям в условиях амфиболитовой фации (сначала при T=680-700°C и P=6-6.5 кбар, а затем при T=600°C и P=4 кбар) [4]. Считается [3], что гранулитовый метаморфизм на территории Тулосского блока проявлен как в супракрустальных породах (средние и основные кристаллосланцы), так и в интрузивных образованиях кислого состава (диоритах-гранодиоритах).

Палеопротерозойские процессы в пределах Тулосского блока нашли отражение в формировании даек основного состава. Мафические дайки в пределах Тулосского блока характеризуются довольно высокой степенью сохранности – во многих случаях они сохраняют не только морфологические особенности тел, но и первично-магматические минералы. Подавляющее большинство даек имеет северо-западное (290-310°) простирание, довольно большую мощность (30-70 м). Петрохимически все изученные мафические дайки определяются как породы основного состава нормального ряда щелочности толеитовой серии. Преобладают тела простого строения. В целом породы даек Тулосского блока характеризуются хорошей степенью сохранности и незначительными вторичными изменениями.

Главными породообразующими минералами даек Тулосского блока являются основной плагиоклаз (лабродор-андезинового состава), формирующий в среднем 40-55% объема породы, и клинопироксен - до 45% объема породы, представленный преимущественно авгитом. В некоторых телах, в качестве породообразующих устанавливается также ортопироксен, главным образом, гиперстен (до 8%) и поздняя магматическая роговая обманка (1-3%).

Геохимически дайки Тулосского блока характеризуются высокими содержаниями Fe, Ti, низкими Cr и Ni и довольно низкой магнезиальностью (0.3-0.18), что предполагает высокие степени фракционной кристаллизации исходных расплавов. Содержания SiO_2 изменяются незначительно от 48.16 до 50.01 вес.% (среднее – 49.19 вес.%).

По характеру распределения рассеянных и редкоземельных элементов мафические дайки Тулосского блока близки к континентальным платобазальтам. Также следует отметить дифференцированный характер распределения редкоземельных элементов во всех дайках долеритов.

Тем не менее, по минералого-петрографическим и геохимическим характеристикам среди даек Тулосского блока с достаточной степенью уверенности можно выделить несколько групп.

Дайки **Fe-Ti габброноритов** формируют довольно крупные (до 40 м) тела простого строения с закаленными тонкозернистыми микрогабброноритами в зоне закалки и среднезернистыми габброноритами в центральных частях тел. Характеризуются присутствием в их составе ортопироксена ряда бронзит-гиперстен (8%), а также низкими содержаниями рудного вещества (~3-5%) и кварца (до 5%). Максимальная отрицательная аномалия по Nb, повышенные концентрации LIL-элементов, а также присутствие в значительных количествах кварца и биотита в породах зоны закалки, позволяют предположить, максимальную степень контаминации габброноритов среди мафических даек Тулосского блока.

Оливинсодержащие долериты. Характерными особенностями пород данной группы является присутствие оливина, количество которого составляет порядка 2% и низкие концентрации рудного вещества (~ 1%)

Дайки **долеритов** характеризуются простым внутренним строением. Мощность тел достигает 30 м. Дайки слабо метаморфизованы и сохраняют реликты первичных плагиоклаза, клинопироксена и ортопироксена. Дайки долеритов Тулоса являются геохимическими аналогами даек обогащенных Fe-Ti долеритов района Пяозера (Центрально-Карельский террейн Карельского кратона) [5] и района п. Шальский (Водлозерский террейн).

Дайки **габбродолеритов** имеют довольно высокую мощность – до 70 м и дифференцированное строение. Характерной их особенностью является наличие существенно плагиоклазовых шлир лейкогаббро в центральных частях тел. Основной объем тел сложен обычно массивными средне-крупнозернистыми габбродолеритами с высоким (до 10-12%) содержанием рудного вещества. Кроме того, в них установлены довольно многочисленные обособления Qu-KFsp-Bt состава, являющиеся, вероятно, результатом контаминации коровым веществом. Геохимически дайки габбро-долеритов характеризуются высокими содержаниями Fe2O3* (до 19%), максимальными значениями отношений Gd/Yb_N (1.98-2.14) и La/Sm_N (1.79-1.90). Отношение Nb/Nb*=0.52-0.81 предполагает существенный вклад корового компонента в процесс формирования магм габбро-долеритов. Также слабо деплетированы и другие высокозарядные элементы. Высокие значения Gd/Yb_N отношения предполагают равновесность материнских расплавов с гранатом мантийного источника и, как следствие, существенно большие, чем в долеритах других групп глубины магмогенерации.

Таким образом, изучение геологии, минералогии, петрографии и геохимии мафических даек района оз. Тулос позволило сделать следующие выводы:

1. Среди установленных даек Тулосского блока по особенностям геологического строения, минерального состава и геохимическим характеристикам выделены группы пород: оливинсодержащие долериты, Fe-Ti габбронориты, габбродолериты и долериты.
2. Генетическая принадлежность даек Fe-Ti габброноритов остается неопределенной.
3. Среди палеопротерозойских мафических даек Тулосского блока установлены геохимические аналоги базальтов позднего ятулия Центральной Карелии и даек обогащенных Fe-Ti толеитов Карельского кратона.
4. Дайки габбродолеритов представляют отдельную группу пород и отличаются от известных ранее даек Fe-Ti толеитов по особенностям внутреннего строения, особенностям дифференциации тел и геохимическим характеристикам пород. Их возможными аналогами являются дайки базальтов заонежской свиты Центральной Карелии.

Литература

1. *Иваников В.В., Малашин М.В., Голубев А.И., Филиппов Н.Б.* Новые данные по геохимии ятулийских базальтов центральной Карелии, Вестник СПбГУ, Серия 7, 2008. №4, с. 31-45.
2. Малашин М.В., Голубев А.И., Иваников В.В., Филиппов Н.Б. Геохимия и петрография мафических вулканических комплексов нижнего протерозоя Карелии. I. Ятулийский трапповый комплекс, Вестник СПбГУ, №7, 2003. С. 3-32.
3. *Ранний* докембрий Балтийского щита/ Под ред. Глебовицкого В.А. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
4. *Слабунов А.И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. – 296 с.
5. *Степанова А.В.* Петрология высокожелезистых толеитовых дайковых комплексов раннего протерозоя Северной Карелии // Автореф.дис., 2004.

ИЗУЧЕНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯСЕРОВОДОРОДНЫХ ВОД ПРИ ПОМОЩИ МЕТОДА ВЭЗ-ВП, НА ПРИМЕРЕ ЧИМИОН-КАШКАРКЫРСКОГО СТРУКТУРЫ

Жураев М.Р.

ГП. «Институт ГИДРОИНГЕО», Ташкент, Узбекистан (muzaffar_juraev@mail. ru)

В настоящее время вся деятельность Чимионского санатория базируется за счет использование сероводородной воды. Повышенная потребность в этой воде, остается актуальной проблемой поиска дополнительного запаса в будущем. Чимионская антиклиналь считается старым нефтяным месторождением, нефть извлекается из туркестанского горизонта палеогеновых отложений на северном склоне сводовой части антиклинали. (Рис 1)

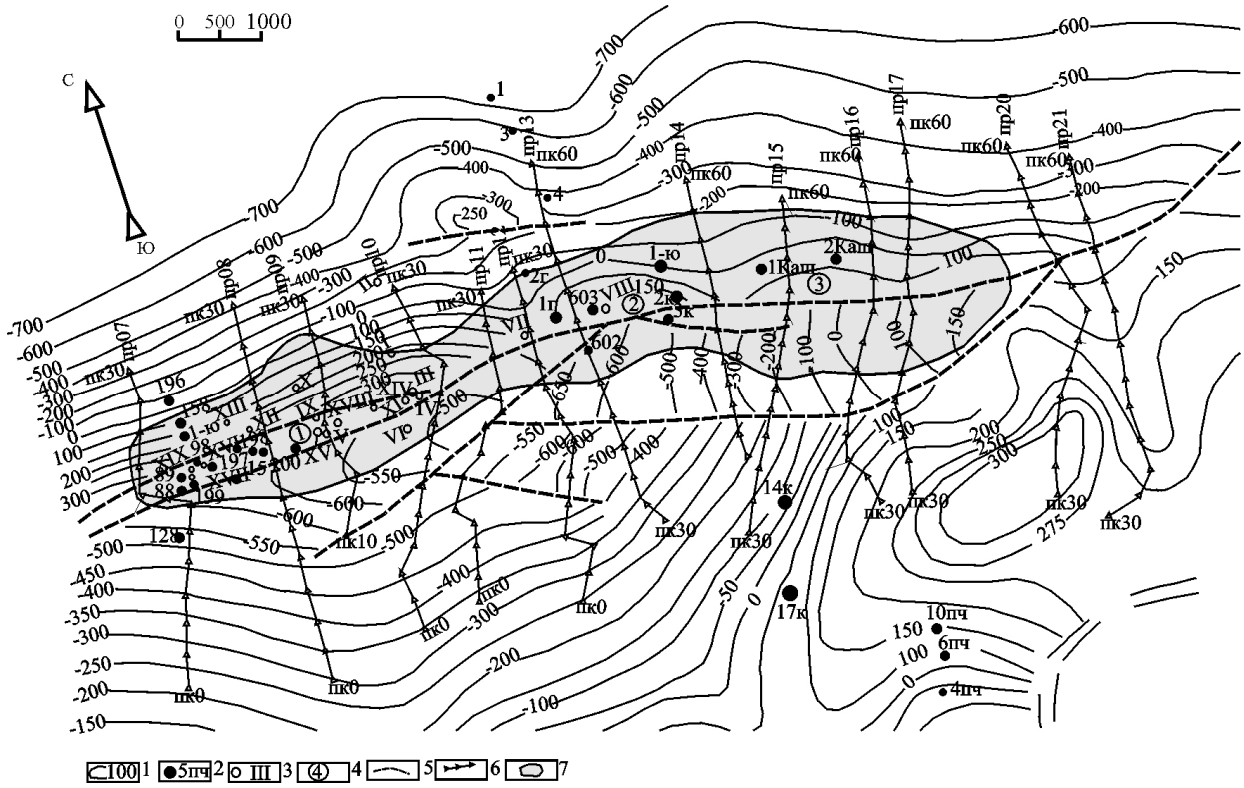


Рис 1. Структурная карта по опорному отражающему горизонту P_2. Пл. Чимион-Кашкаркыр. 1-изогисы опорного отражающего горизонта P_2; 2-скважины глубокого бурения; 3-гидрогеологические скважины; 4-локальные структуры; 5-тектонические нарушения; 6-профил ВЭЗ-ВП; 7-аномальных зон. Список структуры: 1-Чимион, 2-Гулькуча, 3-Кашкаркыр.

Присводовая часть складки осложнена крупным продольным тектоническим нарушением типа взбросо-надвига, по которому северное крыло взброшено и надвинуто на южное. Указанное нарушение проходит по южному крылу складки, параллельно ее оси и в непосредственной близости от нее. Оно протягивается через всю структуру и затухает в направлении переклиналей. Плоскость нарушения падает под углом 75-80°. По тектоническим нарушениям происходит разгрузка подземных вод, поток просачивающейся подземной воды со склонов туркестанского хребта

распространяется по северному пологому склону.

С целью поиска сероводородных вод, проведены работы в пределах туркестанского и бухара-алайского водоносного комплекса, а также пробурено 19 гидрогеологических скважин. Сероводородная вода обнаружена практически во всех скважинах. В данное время в санатории эксплуатируются следующие скважины III, IV, которые находятся в восточной переклинали структура Чимиона. С целью детальной разведки, проведены электроразведочные работы на структуре Чимион-Кашкаркыр, методом ВЭЗ-ВП в период 2005-2008года. Все профили (пр08,09,10,11,12,13,14,15,16,17,20,21) расположены перпендикуляр оси структуры. На основе полученного полевого материала, составлены вертикальные разрезы кажущего сопротивления, вертикальные разрезы поляризации по каждому профилю ВЭЗ-ВП. *Качественная интерпретация* проводилась для характеристики общей геологической структуры изучаемого района, оценки возможности обнаружения перспективных участков, определения характера залегания пород и выявления зон тектонических неоднородностей. Якубовский Ю.В., Ренард И.В.[1] *Разрезы кажущихся сопротивлений* дают характеристику залегания пород с различными геоэлектрическими показателями(рис 2а). Так на профиле 07 южная часть разреза фиксируется спокойными наклонными изоомами с понижением сопротивлением к центру профиля. В северной половине профиля изоомы имеют вертикальную конфигурацию, характерную для тектонических нарушений. На последующих профилях эти закономерности сохраняются, т.е, вертикальные конфигурации изоом на разломах и горизонтальные или наклонные изоомы при спокойном залегании пород. По разрезам кажущихся сопротивлений был протрасирован региональный разлом и выделен ряд локальных разломов на южной стороне изучаемого участка. *Разрезы вызванной поляризации.* При пропускании электрического тока в породах создаётся электрическое поле. В многофазной среде, которую представляют горные породы, идёт процесс накопления заряда. Накопление энергии сводится к перераспределению зарядов в пограничных слоях на контактах жидких и твёрдых фаз. При выключении источника питания, энергия, запасённая поляризованной средой, расходуется на создание вторичного электромагнитного поля, которое существует некоторое время после отключения источника. Основным параметром, показывающим степень энергонакопления породы, является кажущаяся поляризуемость $\acute{\eta}_к$, вычисляемая по результатам измерений: $\acute{\eta}_к = \Delta U_{вп}/\Delta U\rho_к$ 100% , где, $\Delta U_{вп}$ – остаточная разность потенциалов между электродами M и N, измеренная спустя некоторое время после выключения тока в питающей линии AB; $\Delta U\rho_к$ – разность потенциалов между теми же электродами при установившемся режиме протекания тока в цепи AB. Замечено, что наличия углеводородов заметно повышают фон кажущейся поляризации. Общий фон вызванной поляризации по разрезам составляет 1.4-1.5%. Миграция углеводородов с примесью серы по региональному разлому привела к образованию сероводородных подземных вод, приуроченных к участками, прилегающих к этому разлому. На разрезах вызванной поляризации значения $\acute{\eta}_к$ увеличиваются до 2-4% над перспективными участками профилей, характеризующих наличие сероводородных вод (рис2б). На структурах Чимион-Кашкаркыр по повышенным значениям поляризации оконтура перспективная зона наличия сероводородной воды(рис1). Между структурами Чимион-Кашкаркыр на профилях 11,12,13 вероятность наличия сероводородной воды минимальна, но и на

них наблюдаются небольшие аномалии $\acute{\eta}_к$. *Результаты сопоставление разрезов поляризуемости с разрезами кажущего сопротивления.* В Чимионской антиклинали тектоническое нарушение тяготеет к сводовой части складки, проходит вдоль всей структуры и протягивается к западу от неё в направлении к Яркутану. По мнению некоторых исследователей, изучавших данную структуру (Берри И.Л., Арутюнянц Р.Р. и другие, 1976г.), указанное нарушение играет важную роль в формировании Чимионского месторождения сероводородных вод. Следовательно, при формировании сероводородной воды, тектоническое нарушение считается основным поисковым факторам. В пределах зоны тектонических нарушений размещались профили поляризуемости. Проанализировав местоположение, выявленного нарушения и совместив его с результатам интерпретации поляризуемости и удельного сопротивление, установлено: в пределах нарушения по всему объему толщи разреза наблюдается повышение степени поляризации и увеличение значения кажущего сопротивлении. Следовательно, в южной части структуры по выявлению показателей фиксируются области формирования сероводородной воды площади Чимион-Кашкаркыра.(рис 2б).

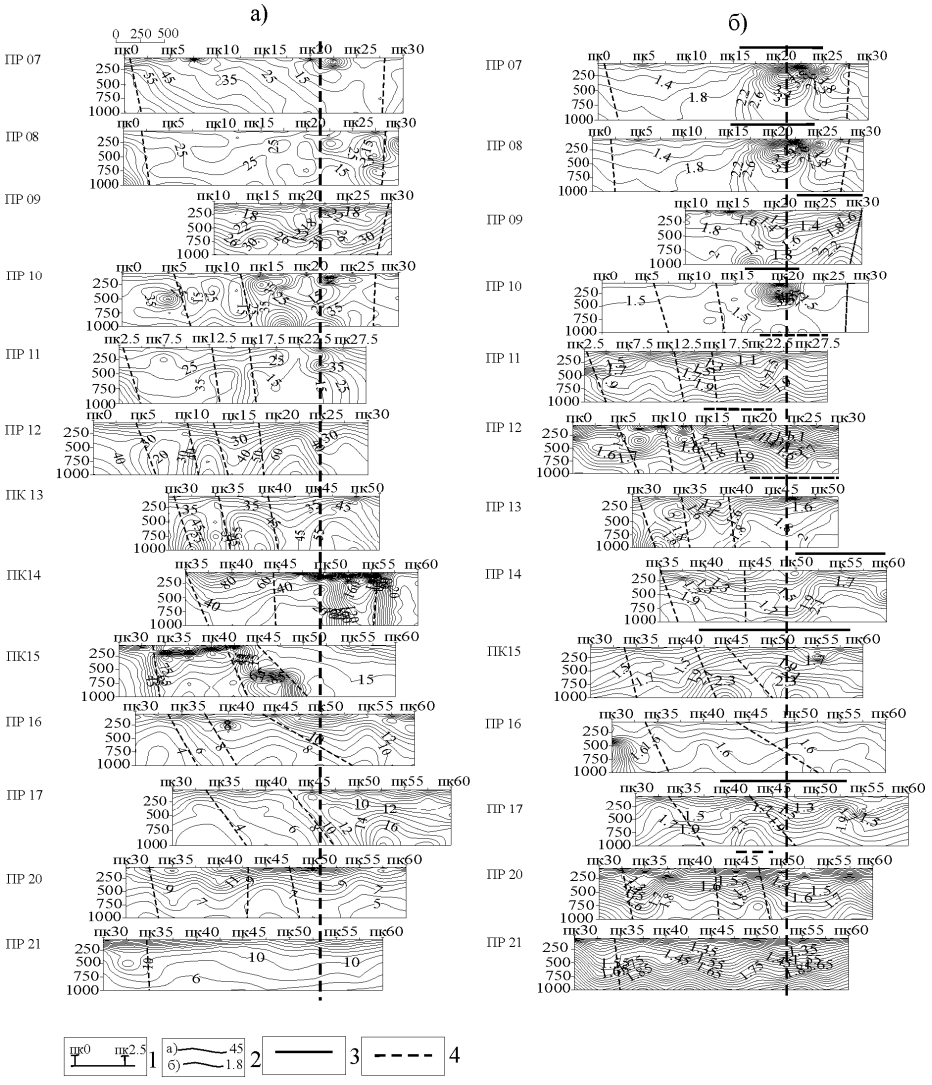


Рис 2. Качественная интерпретации. а) - разрезы сопротивления, б) - разрезы поляризуемости 1-точки ВЭЗ-ВП; 2-изолинии кажущихся сопротивлений и поляризуемости; 3-зоны повышенной аномальной поляризуемости; 4-тектонические и локальных разломы.

Выводы: Сероводородные воды приурочены к тектоническим нарушениям структур Чимион-Кашкаркыр и картируются аномальными повышениями коэффициентов поляризации ВП.

Литература

1. Якубовский Ю.В., Ренард И.В. Электроразведка: Учебник для вузов. - 3-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1991. - 359с.: ил

ИЗУЧЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ БУХАРО-АЛАЙСКОГО ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСА В ПРЕДЕЛАХ ЧИМИОН-КАШКАРКЫРСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СКВАЖИНАХ

Жураев М.Р.

ГП. «Институт ГИДРОИНГЕО», Ташкент, Узбекистан (muzaffar_juraev@mail. ru)

Республика Узбекистан наряду с богатыми природными запасами полезных ископаемых располагает разнообразными видами минеральных, термальных и промышленных подземных вод. Постановление Кабинета Министров РУз «О перспективах санаторно-курортной и физиотерапевтической службы Узбекистана»(№14-41-41 от 28.02.2002г.) обязывает уделить особое внимание изучению, анализу и систематизации геолого-гидрогеологических материалов для научного обоснования поисков и разведки новых типов минеральных вод с целью планирования их использования в бальнеологии и качестве питьевых лечебно-столовых водах. Одновременно рекомендуется повышать уровень разведочных и эксплуатационных работ для резкого увеличения прогнозно-перспективных запасов подземных минеральных вод. Создание современной курортно-бальнеологической базы является мощным импульсом дальнейшего экономического развития страны.

В настоящее время свою деятельность Чимионский санаторий функционирует за счет сероводородной воды. По причине повышенной потребности в этой воде, остается актуальной проблема поиска дополнительного запаса в будущем. Чимионская антиклиналь считается старым нефтяным месторождением, нефть извлекается из туркестанского горизонта палеогеновых отложений на северном склоне сводовой части антиклинали. (рис.1)

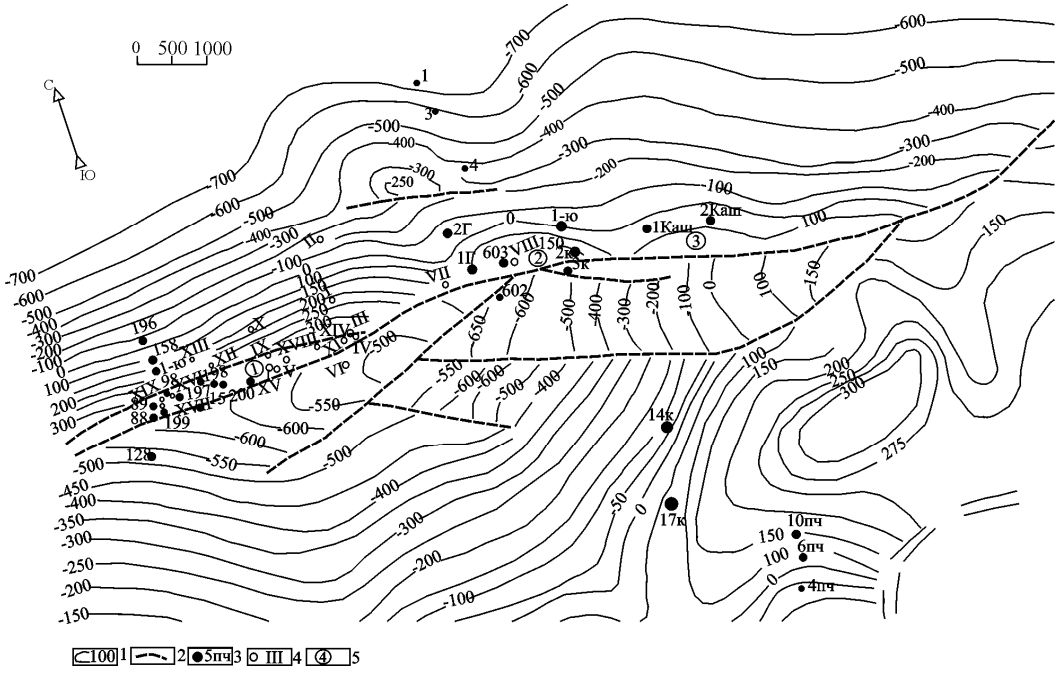


Рис.1 Структурная карта по опорному отражающему горизонту P_2. Пл. Чимион-Кашкаркыр. 1-изогипсы опорного отражающего горизонта P_2; 2-тектоничаские нарушения; 3-нефтеной скважины; 4-гидрогеологическийскважины; 5-структуры: 1-Чимион, 2-Гулькуча, 3-Кашкаркыр.

Это обусловлено тем, что присводовая часть складки осложнена крупным продольным тектоническим нарушением типа взбросо-надвига, по которому северное крыло взброшено и надвинуто на южное. Указанное нарушение проходит по южному крылу складки, параллельно ее оси и в непосредственной близости от нее. Оно протягивается через всю структуру и затухает в направлении переклиналей. Плоскость нарушении падает под углом 75-80°. По тектоническим нарушениям происходит разгрузка подземных вод, поток просачивающийся подземной воды со склонов туркестанского хребта распространяется по северному пологому склону.

С целью поиска сероводородных вод, проведены работы в пределах туркестанского и бухаро-алайского водоносного комплекса, а также пробурено 19 гидрогеологических скважин. Сероводородная вода обнаружена практически во всех скважинах. В данное время в санатории эксплуатируются следующие скважины III, IV, которые находятся в восточной переклинали структура Чимиона.

В данной работе, при помощи методов геофизических исследовании скважин выявлены взаимосвязи гидрогеологических показателей и геофизических параметров. Рассматривается связь между Кф(м/сут) и Рп(%), для водовмещающих пород, состоящих из плотного, трещиноватого доломитизированного известняка в скважинах (III,IX,XI,XII,XIV,XV). (рис.2) Связь Рп и Кф обратно пропорциональная для трещиноватых пород.

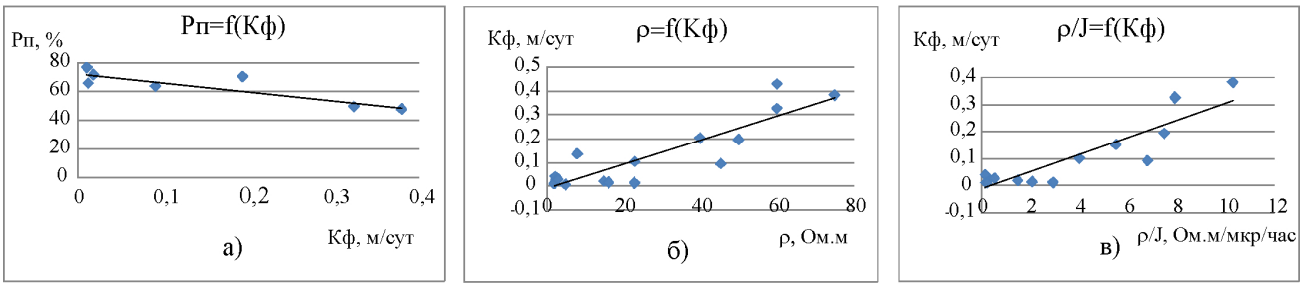


Рис.2 Зависимости между: а) Рп=f($K_ф$); б) $ρ_к$=f($K_ф$); в) $ρ_к$/J=f($K_ф$).

Составлены зависимость между электрическими и фильтрационными свойствами водонасыщенных пород и зависимость отношений удельного электрического сопротивления пород к их гамма-активности от коэффицента фильтрации пород (по методике В.И.Бобриневу) для водоносного горизонта палеогеновых отложении по площади Чимион-Кашкаркыре. (рис.2)

С помощью полученных взаимосвязей, выявлены перспективные интервалы с наличием сероводородной воды в нефтеных скважинах. (таблица).

Таблица

№ скв	интерв, пласт	$ρ_к$, Ом.м	J,мкр/час	$ρ_к$/J	Кф, м/сут
1-Ю(Ч)	395-410V- пл	25	-	-	0,1
1-Ю(Ч)	440-480(VII)	7	-	-	0,02
1-Ю(Ч)	550-595(VIII)	2	-	-	0,01
198	320-375(VII)	12	3	4	0,12
197	345-380(VII)	8	5	1,6	0,03
199	335-360(VII)	7	10	0,7	0,01
200	320-350(VII)	50	5	10	0,3
1Г	580-620(V)	80	7	14	0,4
1Г	660-690(VI)	50	-	-	0,25
1-Ю(К)	780-815(VII)	5	-	-	0,02
1-Ю(К)	900-925(VIII)	15	-	-	0,08

По таблице видно, что самыми низкими фильтрационными свойствами обладают породы, расположенные в сводовой части площади Чимиона, с более высокими фильтрационными свойствами породы находятся в районе скважина №1Г площади Гулькуча.

Литература

1.Зинченко В.С. Петрофизические основы гидрогеологической и инженерно-геологической интерпретации геофизических данных: Учебное пособие для студентов вузов. М.-Тверь: Изд. АИС, 2005.392с.

ПРОГНОЗ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ И ФАЗОВОЕ СОСТОЯНИЕ УГЛЕВОДОРОДНЫХФЛЮИДОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КРЯЖА КАРПИНСКОГО И ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Куклинский А.Я., Вориводина Т.Е.

ООО ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть, Волгоград, Россия
(geochemical@lukoilvmn.ru)

Перспективы нефтегазоносности и прогноз фазового состояния углеводородов в палеозойских отложениях зоны сочленения кряжа Карпинского и Прикаспийской впадины обсуждались во многих работах. В большинстве из них в той или иной форме высказывается следующая мысль [1]: "Учитывая преимущественную нефтеносность среднедевон-нижнефранских и верхнедевон-турнейских отложений обрамления Прикаспийской впадины и открытых в ее пределах месторождений Карачаганак и Тенгиз, можно допустить, что на Астраханском своде предполагаемые залежи в одновозрастных отложениях будут содержать значительные количества жидких УВ. Прогноз термобарических условий глубокозалегающих горизонтов Астраханского свода допускает такую возможность".

Однако на основе молекулярного анализа биомаркеров нами [2] было показано, что нефти, полученные из верхнедевонских карбонатных отложений в скважине 2 Володарской в интервале глубин 5602-5961 м, не принадлежат этим отложениям и, следовательно, не могут служить доказательством для прогноза наличия нефтей в глубокопогруженных отложениях Астраханского свода.

Эти же выводы подтверждаются и теоретическими соображениями. Для этого были получены корреляционные зависимости отражательной способности витринита и современной температуры от глубины залегания отложений кряжа Карпинского, Каракульско-Смушковской зоны поднятий, Астраханского свода и внутренних районов Прикаспийской впадины.

Было найдено, что наибольшими градиентами изменения указанных параметров характеризуется кряж Карпинского, наименьшими – внутренняя часть Прикаспийской впадины. Промежуточное значение занимают Каракульско-Смушковская зона поднятий и Астраханский свод.

Проведенные расчеты позволили более детально оценить глубинные границы распространения нефтей, газоконденсатов и газов (рис. 1).

Вероятность обнаружения нефтяных месторождений на больших глубинах возрастает на территории северного обрамления Астраханского свода, на границе с внутренней частью Прикаспийской впадины. Это подтверждается составом Харабалинской и Георгиевской нефтей, полученных в этом районе из подсолевых палеозойских отложений.

В целом, в зоне сочленения докембрийской Русской и эпигерцинской Скифско-Туранской платформ в отложениях кряжа Карпинского, Каракульско-Смушковской зоны поднятий, Астраханского свода и северного обрамления Астраханского свода в зависимости от глубины залегания прогнозируются залежи углеводородов следующего фазового состояния:

- до глубин 1400, 3000, 3700, 5500 м соответственно для указанных тектонических зон велика вероятность обнаружения нефтей;
- с увеличением глубин в диапазонах 1400-1800 м, 3000-3800 м, 3700-4400 м, 5500-6500 м соответственно вероятность обнаружения нефтяной фазы убывает, а газоконденсатной – возрастает;
- на глубинах, бóльших предельных значений вероятного существования нефтей (1800, 3800, 4400, 6500 м

соответственно), могут быть обнаружены в основном газоконденсаты и жирные газы;
- в диапазонах глубин 2300-3400 м, 5000-7500 м, 5500-7800 м, 7800-11800 м соответственно могут быть обнаружены в основном сухие газы;
- при бóльших глубинах можно встретить кислые газы.

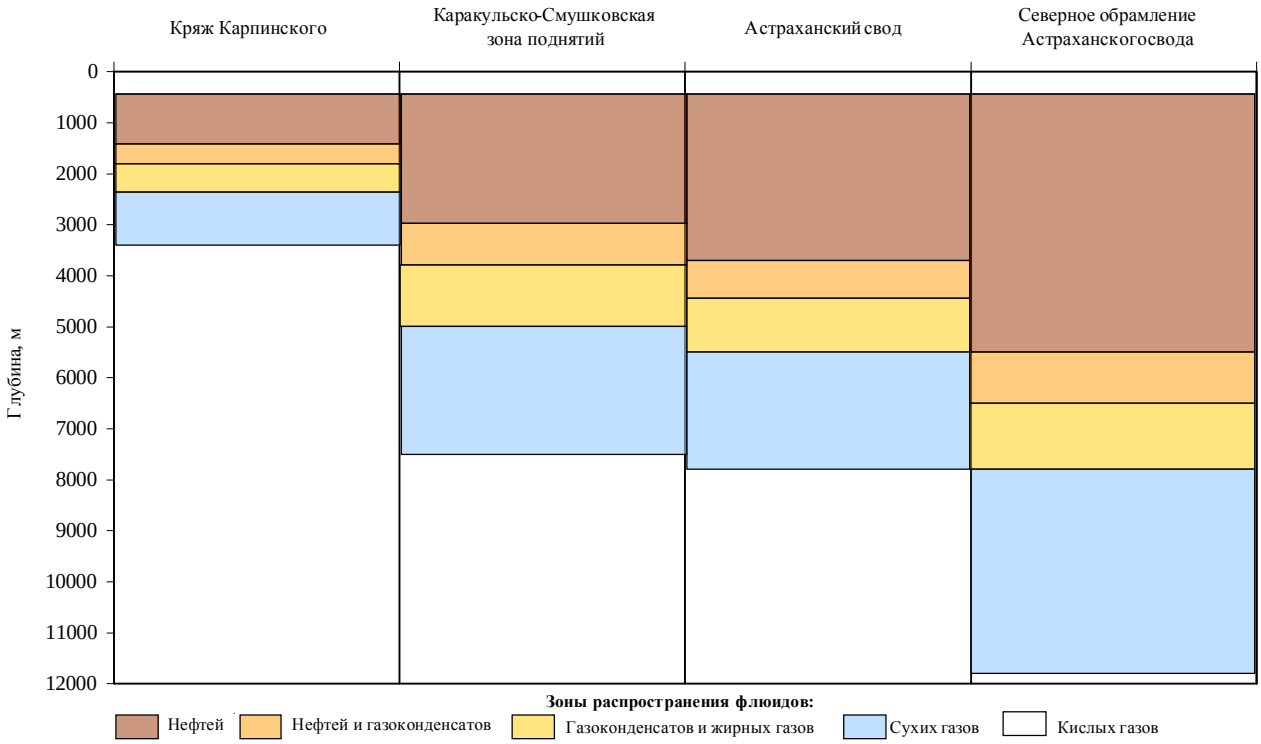


Рис. 1. Прогноз предельных глубин существования флюидов

Литература

1. *Б.А. Соловьев и др.* Прогноз нефтегазоносности глубоких горизонтов Астраханского свода Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. – 1996. - №9, С.11-16.
2. *А.Я. Куклинский и др.* Геохимический прогноз фазового состояния углеводородных флюидов в палеозойских отложениях зоны сочленения кряжа Карпинского и Прикаспийской впадины // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа: Материалы пятой междунар. конф., М.: изд-во МГУ, 2001. – С.263-265.

ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ЗОНЫ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОЛГОГРАДСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

Куклинский А.Я., Яхина М.А., Ермоловский А.В., Зубарева Е.В., Вориводина Т.Е.

ООО "ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть", Волгоград, Россия (geochemical@lukoilvmn.ru)

Под зоной нефтегазонакопления мы понимаем структурно обособленный элемент земной коры, в результате тектонического, литолого-фациального и катагенетического развития которого образовались и сформировались в залежи углеводородные флюиды определенного типа и молекулярного состава [1].

Если в одновозрастных отложениях единой тектонической приуроченности из разных скважин получены близкие по типу и молекулярному составу флюиды, они относятся к одной зоне нефтегазонакопления. В противном случае они принадлежат разным зонам. Для выделения зон нефтегазонакопления проводится корреляция "нефть-нефть" по физико-химическим свойствам и молекулярному составу флюидов [2-4].

На основе указанных принципов были выделены зоны нефтегазонакопления в евлановско-ливенских отложениях Волгоградского Поволжья (рис. 1). В таблице даны усредненные по большому количеству проб физико-химические характеристики и молекулярный состав флюидов каждой зоны.

Одна из них – Котовско-Романовская была установлена вдоль западного борта Уметовско-Линевской депрессии. В нее вошли месторождения: Голубковское, Котовское, Ломовское, Новокоробковское, Верхнеромановское, Северо-Романовское, Романовское, Западно-Романовское, Грибное, Бархатное.

В среднем нефти этой зоны маловязкие, легкие (ρ^{20}=808 кг/м^3), среднепарафинистые (3,0 % масс.). Они содержат 4,41 % масс. асфальтово-смолистых компонентов. До 200 ^{o}C в них выкипает 43 % об. фракций. По молекулярным показателям они соответствуют обычным нефтям главной зоны нефтеобразования.

Центральная часть зоны (от Новокоробковского до Верхне-Романовского месторождений) при наличии соответствующих структурных условий является перспективной. Здесь рекомендуется провести дополнительные сейсмические работы и переинтерпретацию имеющегося геофизического материала.

В северном направлении эта зона продолжается до Голубковского месторождения, где подобные по молекулярному составу нефти встречены в тех же отложениях.

В южной части данной зоны находятся месторождения "романовской группы" (Верхне-Романовское, Средне-Романовское, Романовское, Западно-Романовское и Бархатное), нефти которых резко отличаются от нефтей близлежащих с запада месторождений (Новокочетковского и Кудряшовского).

Это дает геохимическое обоснование для перемещения восточной границы Романовской структурной террасы в западном направлении. Новая граница проведена на карте (рис. 1) пунктирной линией красного цвета.

Вдоль западного борта Уметовско-Линевской депрессии выделена еще одна зона нефтегазонакопления – Бурлукско-Демьяновская. Она в основном состоит из барьерных рифов, которые погружены в депрессию. В нее вошли Прибортовое, Тарасовское, Дорошевское, Красноярское, Бурлукское, Овражное, Петровское, Демьяновское месторождения.

Нефти Бурлукско-Демьяновской зоны легкие (ρ^{20}=791 кг/м^3), начинают кипеть при 45 ^{o}C, до 200°C выкипает 48 % об., маловязкие (кинематическая вязкость при 20 ^{o}C составляет 2,60 сСт, при 50°C – 1,63 сСт), среднепарафинистые (2,59 % масс. парафина), содержат незначительное количество асфальтово-

смолистых компонентов (2,28 % масс. асфальтенов) и серы (0,11 % масс.). силикагелевых смол, 0,05 % масс.

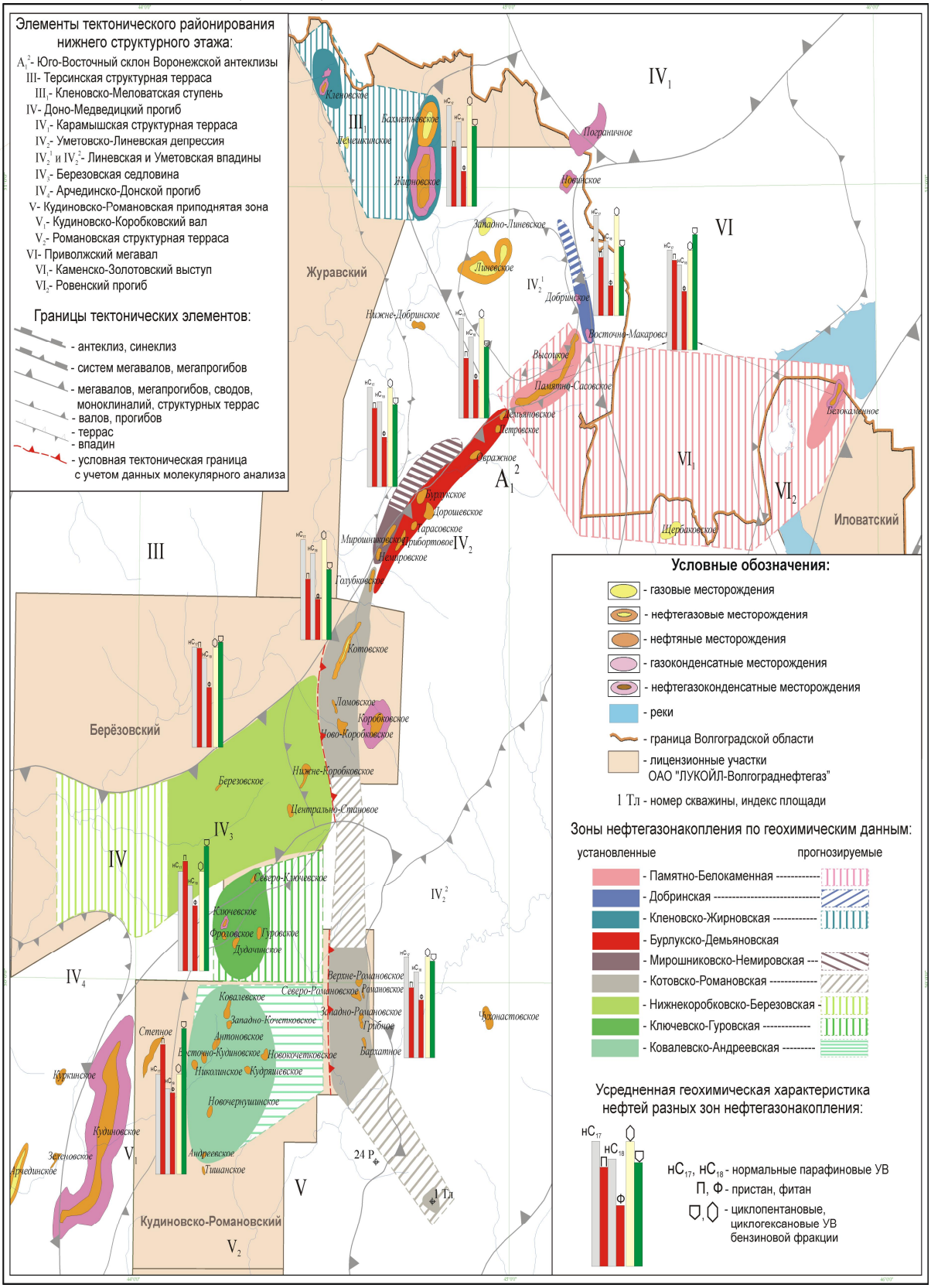


Рис. 1. Зоны нефтегазонакопления по геохимическим характеристикам нефтей евлановско-ливенских отложений

Таблица. Усредненные показатели зон нефтегазонакопления в евлановско-ливенских отложениях по физико-химическим свойствам и молекулярному составу нефтей

Зона	П/нC_{17}	Ф/нC_{18}	$K_и$	T_s/T_m	Пятичленные / Шестичленные	Плотность при 20 °С, кг/м^3	Выход фракций до 200 °С, % об.	Кинематическая вязкость при 20 °С, сСт	Содержание смол + асфальтенов, % масс.
Памятно-Белокаменная	0,90	0,67	0,80	1,93	1,05	827	35	6,40	5,46
Добринская	0,60	0,41	0,52	1,60	0,68	716	79	0,80	1,80
Кленовско-Жирновская	0,69	0,43	0,60	1,09	0,41	800	52	4,32	1,14
Бурлукско-Демьяновская	0,59	0,42	0,51	2,16	0,71	791	48	2,60	2,33
Мирошниковско-Немировская	0,79	0,58	0,69	2,45	0,69	808	45	3,60	2,95
Котовско-Романовская	0,75	0,48	0,57	2,66	0,83	810	43	4,02	4,41
Нижнекоробковско-Березовская	0,98	0,69	0,84	1,79	1,05	795	53	2,41	2,63
Ключевско-Гуровская	1,06	0,76	0,92	1,84	1,25	815	42	4,30	4,83
Ковалевско-Андреевская	1,29	0,95	1,13	2,46	1,45	829	36	6,88	5,04

Примечание: П – пристан – 2,6,10,14 тетраметилпентадекан, Ф – фитан - 2,6,10,14 тетраметилгексадекан, нC_{17}-нормальный гептадекан, нC_{18} – нормальный октадекан; $K_и$=(пристан+фитан)/(нC_{17}+нC_{18}).

В бензиновых фракциях нефтей Бурлукско-Демьяновской зоны среди парафиновых углеводородов преобладают н-парафиновые, среди нафтеновых – шестичленные.

Среди высококипящих парафиновых углеводородов во всех исследованных нефтях н-парафины преобладают над изопреноидами (пристан/нC_{17}=0,61, фитан/нC_{18}=0,45, $K_и$=0,54).

По усредненному составу полициклических биомаркеров нефти Бурлукско-Демьяновской зоны генерированы глубоководным морским органическим веществом. Об этом свидетельствует невысокая концентрация трициклических терпановых углеводородов (три-/пента-=0,16). Показателем морской природы исходного органического вещества является наличие короткоцепочечных стерановых углеводородов ($C_{21}/\Sigma C_{29}$=0,12), а также значение гопанового индекса ($Г_{29}/S_{29}$=2,27).

На основании анализа рифогенных трендов у ряда исследователей создалось мнение, что Бурлукско-Демьяновская зона продолжается в северо-восточном направлении и включает в себя Памятно-Сасовское месторождение. Однако по геохимическим данным такая трактовка не подтверждается.

В отличие от легких нефтей Бурлукско-Демьяновской зоны нефти Памятно-Сасовского месторождения гораздо более вязкие и тяжелые. По составу они ассоциируются с нефтями Белокаменного нефтяного месторождения. Так, в соответствующих нефтях плотности при 20 °С равны 829 и 825 кг/м^3, содержание парафина – 4,87 и 5,17 % масс., фракций, выкипающих до 200 °С – 36 и 33 % об. Сходны нефти и по молекулярному составу: отношения пристан/нC_{17}, фитан/нC_{18} и $K_и$ соответственно равны 0,89 и 0,92, 0,67 и 0,67, 0,79 и 0,80, отношение биомаркеров T_s/T_m соответственно равно 1,92 и 1,94.

Несмотря на сложность геологической интерпретации, геохимические признаки позволяют отнести оба месторождения к единой Памятно-Белокаменной зоне нефтегазонакопления. Площадь между этими месторождениями, указанная на карте (рис. 1), с геохимических позиций перспективна для поиска в евлановско-ливенских отложениях крупных рифогенных тел, заполненных нефтяными углеводородами.

Исходя из полученных результатов, есть все основания полагать, что различие нефтей Демьяновского и Памятно-Сасовского месторождений связано с тем, что между ними проходит тектоническая граница (Жирновско-Бахметьевская флексура), которая разделяет две различные зоны нефтегазонакопления: Бурлукско-Демьяновскую и Памятно-Белокаменную.

Что касается предполагаемого северного продолжения Памятно-Сасовского тренда, то здесь можно выделить генетически отдельную зону

аккумуляции газоконденсатов, расположенную вдоль восточного борта Уметовско-Линевской депрессии. Генезис флюидов этой зоны, по сравнению с нефтями Памятно-Сасовского месторождения, связан с более преобразованным органическим веществом, рассеянным в породах меньшей каталитической активности. Вероятно, источниками флюидов газоконденсатной зоны являются нефтематеринские толщи моноклинального склона, а Памятно-Белокаменной зоны – менее преобразованные толщи Уметовско-Линевской депрессии.

Граница между Березовской седловиной и Уметовско-Линевской депрессией по принятым представлениям по нижнему структурному этажу прослеживается в отложениях карбонатного девона между Нижнекоробковским и Центрально-Становым месторождениями. Однако, базируясь на характеристиках нефтей, эту границу, по нашему мнению, следует проводить между Нижнекоробковским и Новокоробковским месторождениям, как показано на карте красной пунктирной линией.

Действительно, нефти Нижнекоробковско-Березовской зоны нефтегазонакопления маловязкие, легкие (ρ^{20}=781 кг/м^3), среднепарафинистые (2,4 % масс.), малосернистые (0,08 % масс.). Они содержат всего 2,6 % масс. силикагелевых смол и 0,01 % масс. асфальтенов. До 200 ^{o}C в них выкипает 58 % об. фракций. При этом они имеют высокие молекулярные показатели пристан/нC_{17}, фитан/нC_{18}, и $К_и$, а также повышенное содержание ароматических углеводородов нафталинового ряда. Кроме того, эти нефти характеризуются аномально высоким газосодержанием. Так, газовый фактор в нефти из скважины 17 Ломовской составил 582 м^3/т. По зарубежной терминологии их относят к разряду летучих.

Рассматриваемая зона тяготеет к северной части Арчединско-Дорожкинской депрессии, глинистые толщи которой, по нашим представлениям, являются источником углеводородов.

В южном направлении в пределах Кудиновско-Романовской приподнятой зоны по составу нефтей выделяются еще две зоны нефтегазонакопления: Ключевско-Гуровская и Ковалевско-Андреевская.

Анализируя нефти евлановско-ливенских отложений в трех указанных зонах нефтегазонакопления с севера на юг, отчетливо видно, что в этих зонах в среднем последовательно увеличивается плотность нефтей при 20 ^{o}C (795, 815, 829 кг/м^3), кинематическая вязкость при 20 ^{o}C (2,41; 4,30; 6,88 сСт), содержание смол и асфальтенов (2,63; 4,83; 5,04 % масс.), уменьшается содержание углеводородов, кипящих до 200 ^{o}C (53, 42, 36 % об.).

Наряду с утяжелением нефтей меняется их молекулярный состав.

Наиболее четко это прослеживается по относительному содержанию н-парафиновых и изопреноидных углеводородов. Соответственно указанным зонам отношения пристан/нC_{17} в среднем составляют 0,98; 1,06; 1,29, фитан/нC_{18} – 0,69; 0,76; 0,95, $К_и$ – 0,84; 0,92; 1,13, т.е. в направлении с севера на юг возрастает содержание изопреноидных углеводородов по отношению к н-парафиновым (рис. 2).

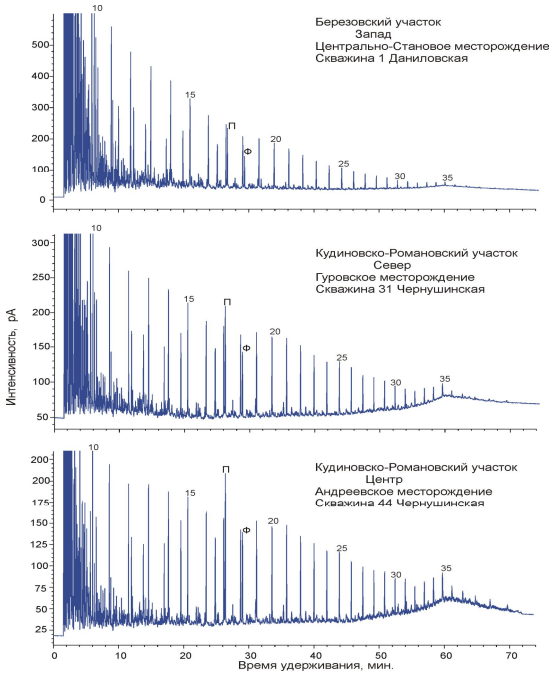


Рис. 2. Хроматограммы евлановско-ливенских нефтей различных лицензионных участков.
Примечание: П – пристан, Ф – фитан, 10-35 – нормальные парафины соответствующей молекулярной массы.

Аналогичная ситуация наблюдается и в относительном содержании пяти- и шестичленных углеводородов в бензиновых фракциях нефтей. Соответствующие отношения в среднем равны 1,05; 1,25; 1,45; т.е. в том же направлении возрастает содержание пятичленных углеводородов по отношению к шестичленным.

Полученные данные указывают на большую роль катализа в образовании исследованных нефтей, которая в максимальной степени проявляется в составе нефтей Ковалевско-Андреевской зоны нефтегазонакопления. Они имеют наибольшее содержание изопарафиновых и низкокипящих пятичленных нафтеновых углеводородов.

Нефти с преобладанием изопреноидных углеводородов, особенно пристана и фитана, над н-парафиновыми C_{17} и C_{18} и пятичленных нафтенов над шестичленными чаще всего встречаются на сравнительно небольших глубинах (500-2000 м) при низких температурах (20-50 ^{o}C) и относятся к классу биодеградированных. Наряду с указанными особенностями эти нефти имеют так называемый "нафтеновый горб".

В нашем случае "нафтеновый горб" отсутствует. Нефти Ковалевско-Андреевской зоны нефтегазонакопления залегают в среднем на больших глубинах, при более высоких температурах (2900 м, 78 ^{o}C). На кривой генерации углеводородов они находятся на стадии $МК_3$, где уже значительную роль начинает играть генерация газовой составляющей и падает интенсивность генерации нефти.

В таких геологических условиях нефти с большим содержанием изопреноидных и пятичленных нафтеновых углеводородов, без признаков биодеградации встречаются в природе довольно редко, т.к. их образование ограничено на больших глубинах при достаточно высоких температурах, с одной стороны, незначительным содержанием каталитически активных глинистых пород, с другой, снижением нефтегенерационного потенциала органического вещества на стадии катагенеза $МК_3$. Поэтому в рассматриваемых отложениях Ковалевско-Андреевской зоны нефтегазонакопления, несмотря на наличие целой серии месторождений, крупных среди них нет. Чаще всего это объясняют незначительным объемом ловушек, "лоскутным" характером рифов и т.п., хотя толщина карбонатных пород, обладающих хорошими коллекторскими характеристиками, иногда достигает 200 м.

Исходя из вышеизложенных геохимических соображений, основная причина отсутствия крупных месторождений в Ковалевско-Андреевской зоне заключается в ограниченных генерационных возможностях локальных нефтематеринских пород.

Следовательно, в трех рассмотренных зонах нефтегазонакопления с юга на север растет интенсивность генерации углеводородов, поэтому дополнительное внимание при поисково-разведочных работах должно быть обращено на Нижнекоробковско-Березовскую зону нефтегазонакопления (особенно в районе Нижнекоробковского, Центрально-Станового и Березовского месторождений).

Таким образом, в верхнедевонских евлановско-ливенских отложениях Волгоградского Поволжья по молекулярному составу и физико-химическим свойствам флюидов выделены зоны нефтегазонакопления. В пределах этих зон и на их предполагаемых продолжениях, на наш взгляд, целесообразно переинтерпретировать геолого-геофизические материалы в целях обнаружения новых поисковых объектов и выбора рациональной системы постановки сейсморазведочных работ.

Литература

1. *Куклинский А.Я.* Исследование нефтей карбонатного девона Волгоградской области в целях выделения зон нефтегазонакопления // Сб. науч. тр. Волгоград: ВолгоградНИПИнефть, 1995. Вып. 53. С.58-67.
2. *Конторович А.Э.* Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. М.: Недра, 1976, 250 с.

3. *Тиссо Б., Вельте Д.* Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981, 501 с.
4. *Хант Дж.* Геохимия и геология нефти и газа. М.: Мир, 1982, 704 с.

О ВОЗМОЖНОМ ВКЛАДЕ ЭФФЕКТОВ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ В ГЛОБАЛЬНУЮ ГЕОДИНАМИКУ

Левин Б.В.[а,б], **Сасорова Е.В.**[б], **Доманский А.В.**[а]

[а]*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск;Россия, (levinbw@mail.ru)*
[б]*Институт океанологии РАН, г. Москва, Россия (sasorova_lena@mail.ru)*

1. В последнее время геологи и геофизики проявляют интерес к изучению проявления «критических широт» и систем широтных разломов в геосферах Земли [1, 6, 8, 14]. В атмосфере и гидросфере Земли эффект «критических широт» (±35 - 40º), обусловленный вращением планеты, известен достаточно давно. Существование такого эффекта в твердых оболочках Земли считается дискуссионным. Приведем цитату из книги В.Е. Хаина и Н.В. Короновского [8]. «Одним из следствий осевого вращения Земли является повышенная тектоническая и магматическая активность в ее экваториальной области между 30 ° северной и южной широты. Она связана с ускоренным вращением этой области по сравнению с полярными областями, что вызывает усиление центробежных движений глубинных масс в направлении поверхности Земли». Отметим, что впервые теория критических широт была предложена французским математиком А.Веронэ в 1912 г. [15], а приложения к геофизике были обоснованы М.Стовасом [6]. Цель настоящей работы – представить модель, объясняющую возможный механизм возникновения эффекта критических широт, и оценить перспективы применения модели в глобальной геодинамике.

2. Обработка натурных наблюдений за сейсмичностью Земли [2, 3, 14] показала, что широтные распределения сейсмических событий (более 200000 событий по каталогу ISC) имеют ярко выраженную бимодальную форму с отчетливыми максимумами в районе ±30º-50º, локальным минимумом в районе экватора и практически нулевыми значениями для высоких широт и полярных шапок.

На рис. 1 представлены распределения по широтным поясам количества неглубоких и промежуточных землетрясений для шести магнитудных диапазонов (фрагмент (а)) и энергии для глубоких землетрясений (фрагмент (б)). Количество событий нормировалось на общее количество землетрясений в каждом магнитудном диапазоне (МД) и на длину границ литосферных плит в каждом широтном интервале.

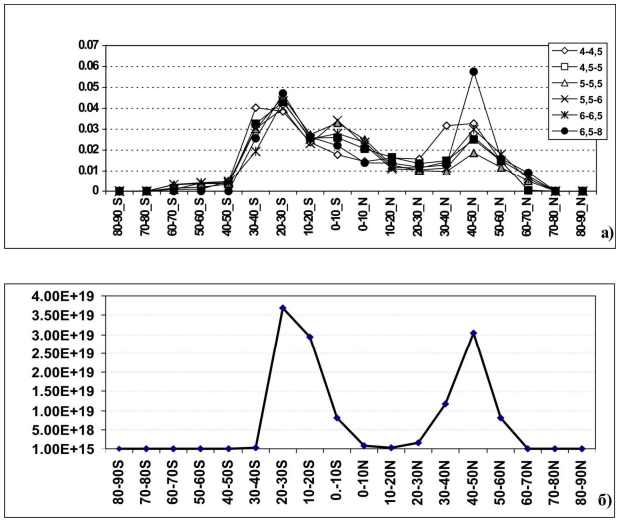


Рис. 1. Распределение количества событий и энергии по широтным поясам.
Легенда для МД приведена на фрагменте (а).

Характер распределений остается идентичным как для коровых и промежуточных событий, так и для глубоких землетрясений (с глубиной H>=500км). Показано, что распределения устойчивы во времени и к изменению размера широтного пояса. Широтные распределения горячих точек на Земле, как выяснилось, имеют идентичный характер (рис. 2). Использовались опубликованные данные разных авторов [11, 13]. Широтные распределения лунотрясений, построенные авторами [4], имеют такую же бимодальную форму, как и распределение землетрясений (рис.3). Такая форма распределения характерна как для глубоких, так и для неглубоких событий на Луне.

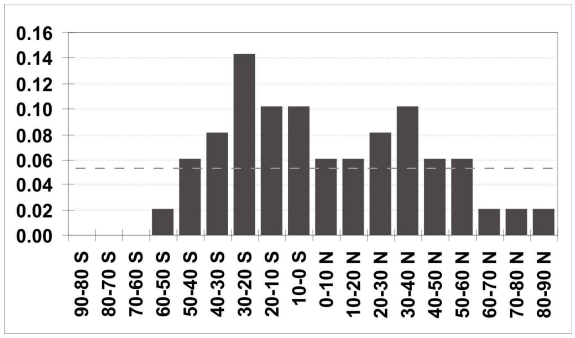


Рис. 2. Распределение по широтным поясам количества горячих точек на Земле.
Общее количество объектов – 49 [11].

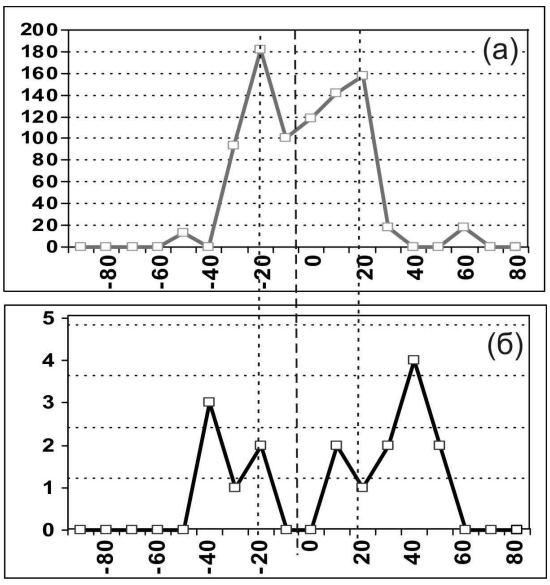


Рис. 3. Распределение сейсмических событий на Луне по широтным поясам.
Примечание: для глубоких лунотрясений (а) и для неглубоких событий (б).

Хорошо известный астрономам эффект дифференциального вращения Солнца [5] позволил авторам, выбрав за основу широтную зависимость угловой скорости, построить график зависимости широтного градиента угловой скорости от широты (рис. 4). На рис.4 по вертикальной оси - величины градиента периода вращения поверхности Солнца; по горизонтальной оси – гелиоцентрические широты. Максимальные значения градиента приходятся на широты ± 40°; минимальные на полярные шапки и солнечный экватор (здесь скорость изменения периода обращения минимальна). Напомним, что видимая поверхность Солнца совершает полный оборот вокруг оси вблизи экватора примерно за 25 земных суток, а в полярных областях – за 30 суток. Такой же эффект наблюдается для планет-гигантов Сатурна и Юпитера (разница в скоростях вращения для них не превышает 4 %) и их спутников.

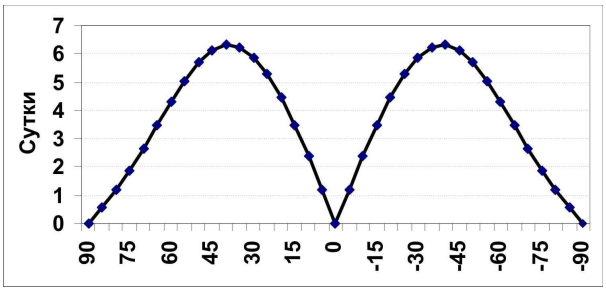


Рис. 4. Распределение по гелиоцентрическим широтам градиента периода вращения Солнца.

3. С целью обоснования основных положений гипотезы авторами была рассмотрена задача вычисления вариации момента инерции вращающейся планеты как функции геоцентрической широты для однородной, а также для слоисто-неоднородной по плотности Земли. В задаче вращающееся материальное тело представлено в виде бесконечной суммы составляющих это тело вращающихся бесконечно тонких круговых дисков, каждый из которых перпендикулярен оси вращения. Тогда момент инерции тела будет равен сумме моментов инерции всех таких дисков. Задача состоит в исследовании вариаций момента инерции вращающегося диска, применительно к случаю вращающейся слоисто-неоднородной Земли в форме эллипсоида. Момент инерции и вариация момента инерции вращающихся дисков определяется как функция высоты, отсчитываемой от плоскости экватора. Значение к*ритической геоцентрической широты* вычисляется как точка перегиба для графика зависимости момента инерции от широты.

Для однородной по плотности Земли к*ритическая широта* равна 35°15′ 22″; для неоднородной Земли (рассмотрены три модели: модель Буллена-Хэддона [10], модель PREM [9] и модель AK135-F [12]) *критические широты* оказались равными 26°18′ 36″, 26°20′ 16″, 26°17′ 24″,

соответственно. Согласно проведенным расчетам на границе между нижней мантией и внешним ядром на широте около 33 градусов происходит сильный сброс положительного ускорения вариации момента инерции Земли.

На рис. 5 дана схема геосфер «твердой» Земли (правая часть рисунка) со значениями радиусов геосфер. Графики зависимости широтного градиента (или вариации) момента инерции от широты представлены на рис. 5 для однородной и слоисто-неоднородной Земли (черная и серая линии соответственно). На вертикальной оси приведены значения широт (неравномерная шкала, слева от оси) и расстояний от плоскости экватора (равномерная шкала, справа от оси); по горизонтальной оси дано безразмерное значение вариации момента инерции Земли.

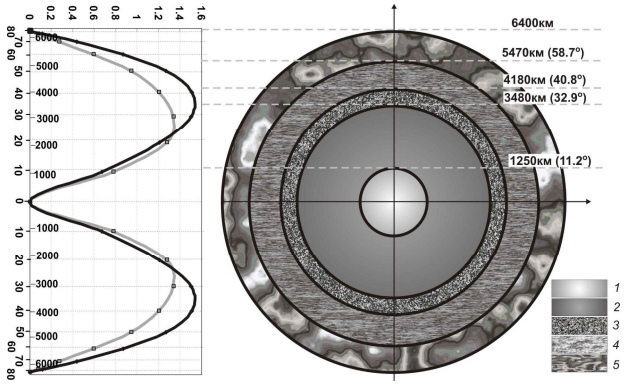


Рис. 5. Широтные границы внутренних геосфер Земли и графики вариации момента инерции (слева). *1* – внутреннее ядро, *2*- внешнее ядро, *3* – нижняя мантия, *4* – средняя мантия, *5* – верхняя мантия и литосфера.

4. Обнаруженные особенности в широтных распределениях землетрясений, горячих точек и лунотрясений, описанные в научной литературе проявления широтно-ориентированных геологических структур, а также выявленные в теоретической модели эффекты вращения Земли (два пика широтного градиента момента инерции) позволяют сформулировать следующую рабочую гипотезу. В ранний период формирования Земли вещество планеты состояло из жидкой и пластичной среды, что обеспечивало дифференциальное вращение отдельных областей планеты. Полярные области были отделены от экваториальной области зонами гидродинамической неустойчивости. Такие зоны, как известно [7], образуются на границе скачка скорости (например, неустойчивость Кельвина – Гельмгольца) и хорошо изучены астрофизиками и гидродинамиками. По мере дальнейшего формирования планеты и ее внутренней структуры произошло образование наружной твердой оболочки (кора и верхняя мантия) и внутренней части, заполненной жидким (внешнее ядро) и пластическим (нижняя мантия) веществом. Напомним, что геосферы Земли примерно на 22 % состоят из твердого вещества (кора, верхняя мантия, внутреннее ядро), а 78% приходится на жидкую фазу (нижняя мантия, внешнее ядро).

Экваториальная область планеты, заключенная между широтами ± 35°, содержит основную часть жидкой компоненты (рис. 5) и сохраняет стабильно высокую угловую скорость вращения. При вариациях угловой скорости вращения планеты торможение испытывает твердая оболочка, а внутренняя часть экваториальной области, сохраняющая прежнее значение угловой скорости, продолжает в течение некоторого интервала времени оставаться источником дополнительной энергии для формирования возмущений в твердых геосферах Земли. Подводя итоги, отметим, что процесс вращения небесного тела, как жидкого эллипсоида, должен, по-видимому, приводить к формированию областей дифференциального вращения, разделенных реальными зонами гидродинамической неустойчивости. Этот эффект может иметь фундаментальный характер. Следует напомнить, что не только Солнце и большие газовые планеты демонстрируют эффект дифференциального вращения, подтверждаемый наблюдением зон неустойчивости в средних широтах, как границ раздела областей с различными скоростями вращения. Спутники крупных планет также характеризуются различными особенностями в средних широтах, что связано с эффектами вращения тел.

Земля, которую иногда называют «полутвердой планетой», также демонстрирует особенности распределения геофизических явлений, вызванных действием центробежного потенциала.

Предложенный в настоящей работе подход позволяет рассматривать центробежный потенциал Земли как один из мощных дополнительных источников энергии для поддержки геодинамических процессов. Последующая доработка предложенной гипотезы может оказаться полезной для понимания внутренних процессов в недрах Земли.

Литература

1. *Глуховский М.З.* Ротационный фактор и некоторые проблемы геотектоники и сравнительной планетологии. Геотектоника 2005. № 6. С. 3-18.
2. *Левин Б.В., Сасорова Е.В.* Бимодальный характер широтных распределений землетрясений в Тихоокеанском регионе как проявление глобальной сейсмичности. ДАН. 2009. Т.424. №4. С.538-542.
3. *Левин Б.В., Сасорова Е.В.* Глубинные распределения землетрясений по широтным поясам в Тихоокеанском регионе: общие тенденции. ДАН. 2009. Т.426. №4. С.537-542.
4. *Левин Б.В., Сасорова Е.В.* Общие закономерности в распределении сейсмических событий на Земле и на Луне. ДАН. 2010. Т. 434. № 2. С. 252-256.
5. Моффат Г. Возбуждение магнитного поля в проводящей среде. М. Изд-во Мир. 1980. 339 с.
6. *Стовас М.В.* О напряженном состоянии корового слоя в зоне между 30 - 40°. Проблемы планетарной геологии / Под ред. Наливкина Д.В., Тупицына Н.В. М.: 1963. С. 275-284.
7. *Фридман А.М.* Предсказание и открытие сильнейших гидродинамических неустойчивостей, вызванных скачком скорости: теория и эксперименты. УФН. 2008. Т. 178. № 3. С. 225 – 242.
8. *Хаин В.Е., Короновский Н.В.* Планета Земля от ядра до ионосферы. М.:КДУ. 2007. 244 с.
9. *Anderson D.L.* Theory of the Earth. Oxford:Blackwell scientific publics. 1989. 368 p.
10. *Bullen K.E., Haddon R.A.W.* // Proc. U. S. Acad. Sci. 1967. V. 58. P. 846-852.
11. *Courtillot V., Davaillle A., Besse J., Stock J.* Three distinct types of hotspots in the Earth`s mantle. Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 205. P. 295-308.
12. Montagner J.P., Kennett B.L.N. // Geophys. J. Int. 1995. V. 125. P. 229-248.
13. *Stothers R.B.* Hotspots and Sunspots: surface traces of deep mantle convection in the Earth and Sun. Earth and Planet Sci. Let. 1993. V. 6. P. 1-8.
14. *Sun W.* Seismic energy distribution in latitude and a possible tidal stress. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1992. No. 71, P.205-216.
15. *Veronnet Al.* // Journal de matematiquees pures et appliqués. 1912. Sixieme serie. v. 8.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ФРОНТАЛЬНОЙ ЗОНЫ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Леликов Е.П., Емельянова Т.А.

Учреждение Российской Академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН, Владивосток
(lelikov@poi.dvo.ru)

Курильская островная дуга состоит из трех основных элементов: фронтальной зоны, включающей тихоокеанский склон Курило-Камчатского желоба, подводный хребет Витязя и острова Малой Курильской гряды, Большую Курильскую гряду и тыловую зону, примыкающую к Большой Курильской гряде в виде подводных вулканических хребтов со стороны Охотского моря. Все они сложены в основном вулканическими породами, различающимися химическим составом и возрастом. Для решения проблемы происхождения островной дуги важную роль играет определение состава и возраста фундамента, которое позволит оценить время заложения дуги и эволюцию ее геологического развития. Проблема фундамента Большой Курильской гряды решается на основании единичных находок метаморфических и интрузивных пород встречающихся виде ксенолитов в лавах Курильских островов [6]. На основании этих данных К.Ф. Сергеев [5] предполагает под этой грядой наличие складчатого фундамент герцинского или мезозойского возраста, переработанного последующими тектоническими движениями, а по Б.И. Васильеву с соавторами [1] весь островной блок, включая хребет Витязя, является частью складчатой области, сформированной на восточной окраине Азиатского континента в результате заключительных этапов мезозойского орогенеза. В тектоническом плане район Малой Курильской гряды и хребта Витязя рассматривается К.Ф. Сергеевым [5], как стабильная тектоническая структура, служившая упором для распространения кайнозойских складчатых движений в смежной с ней зоне Большой Курильской гряды и представляет собой остаточное геоантиклинальное поднятия позднекайнозойской геосинклинальной области.

Для Курильской островной дуги единственным объектом, в пределах которого на поверхность морского дна выходят породы фундамента и разновозрастные магматические образования, является фронтальная зона дуги. В процессе морских экспедиций и наземных геологических исследований на островах Малой Курильской гряды нами собран большой объем разновозрастных пород фундамента и осадочного чехла, которые дают представление о геологическом строении и эволюции этой структуры.

При выполнении геологических работ в 37-ом (2005 г) и 41-ом (2006 г.) рейсах на НИС «Академик М. Лаврентьев» на подводном хребте Витязя были подняты разнообразные породы, слагающие фундамент и осадочный чехол этого хребта. В целом по данным магнитометрии консолидированный фундамент района представлен преимущественно магнитоактивными геологическими комплексами, в качестве которых выступают магматогенные формации базитового ряда [2]. На основании определений радиоизотопного возраста, петрогеохимических, петрографических и палеонтологических данных, сравнения поднятых пород с образованиями прилегающей суши и дна Охотского моря проведено разделение их на несколько возрастных комплексов: магматические породы на – позднемеловой, эоценовый, позднеолигоценовый, миоценовый и плиоцен-плейстоценовый, вулканогенно-осадочные - на позднемеловой – раннепалеоценовый (поздний кампан-дат), палеогеновый нерасчлененный (палеоцен-

эоцен?), олигоцен-раннемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый комплексы [4].

Позднемеловой комплекс (74,0 млн. лет) представлен малоглубинными субвулканическими биотитовыми гранит-порфирами.

На основании радиоляриевого анализа к позднемеловому-раннепалеогеновому кремнисто-терригенному комплексу отнесена толща кремнистых алевроаргиллитов, алевролитов и песчаников. В туфогенно-кремнистых породах установлена ассоциация радиолярий позднемелового-раннепалеоценового возраста, близкая к позднекампанским-маастрихтским ассоциациям охотоморского обрамления – Западной Камчатки, Олюторской зоны Корякии и Сахалина, а также сходная с отложениями малокурильской свиты о. Шикотан [5]. Осадконакопление этих толщ происходило в относительно спокойной тектонической обстановке, в условиях слабой эксплозивной вулканической деятельности [3].

Палеогеновые грубообломочные терригенные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники), совместно с эоценовыми и позднеолигоценовыми (50.4-47.2 млн. лет) игнимбритами и спекшимися туфами, представляют собой единый палеогеновый вулканогенно-осадочный комплекс, сформировавшийся в субаэральных мелководных условиях.

Слаболитифицированные породы кайнозойского чехла – это смешанные вулканогенно-осадочные образования с диатомеями: туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфодиатомиты. Встречаются диатомовые глины с пирокластикой. На основании диатомового анализа все эти породы подразделяются на два возрастных комплекса: ранне-среднеэоценовый и раннеолигоценовый (33.7-31.0 млн. лет). Оба комплекса сформировались преимущественно в шельфовых условиях. А их нахождение на глубинах 1900-2200 м указывает на значительное погружение хребта Витязя под уровень моря в позднем олигоцене.

В позднеолигоцен-раннемиоценовый период (24.0-20.3 млн. лет) в районе южного плато осадконакопление происходило преимущественно в батиальных условиях. А на северном плато, в отложениях которого установлен споро-пыльцевой комплекс, оно происходило в мелководных морских условиях. В верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых (5.5-3,5 и 2.0-1.0 млн. лет) осадках преобладают океанические виды диатомей, что указывает на глубоководные условия их образования аналогичные современным [4].

В пределах хребта Витязя наблюдаются несколько вспышек вулканической деятельности, мощность которых нарастала с каждым последующим этапом, и наиболее интенсивно вулканизм проявился в плиоцен-плейстоцене. Кайнозойские вулканические образованиям, подразделяются на палеоценовые, эоценовые, олигоценовые, миоценовые и плиоцен-плейстоценовые. За исключением последних все остальные породы несут следы субаэрального извержения – большой объем пирокластического материала (туфов различного состава, часто спекшихся вплоть до игнимбритов) и наличие флюидальных и псевдофлюидальных текстур. И лишь плиоцен-плейстоценовые вулканиты образуют лавы с шаровой отдельностью, Fe-Mn корками и повышенной пористостью, которые указывают на близповерхностное подводное формирование. Каждый из выделенных вулканических комплексов в пределах хребта отражает тектоно-магматический этап его развития и по времени совпадает с этапами развития в других частях зоны перехода континент-океан.

Все изученные магматические породы обладают многими общими геохимическими особенностями и относятся к образованиям известково-щелочной серии островных дуг.

При этом, плиоцен-плейстоценовые вулканиты подразделяются на толеитовые, известково-щелочные и субщелочные

разности, которые различаются по содержанию щелочей и степени фракционирования REE. Значения соотношений $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ колеблются от 0.74 и 0.84 в толеитовых разностях до 1.19 и 1.44 – в известково-щелочных и 2.32 и 3.73 – в субщелочных. Все три разновидности слагают одни и те же вулканические постройки. Их формирование происходило в результате дифференциации магматического расплава, проникающего по разломным зонам из мантийного источника со слабым обогащением расплава компонентами континентальной коры.

Влияние континентальной коры на магмогенерацию косвенно подтверждается ясно выраженным в породах хребта Ta-Nb минимумом, свойственным островодужным и континентальным вулканитам. Гораздо более определённые свидетельства участия древнего корового материала в источнике вулканитов следуют из полученных изотопных данных. Как Величины двухстадийного модельного возраста, T_{DM2} варьируют в широких пределах, от нуля в базитах до 0.77 млрд. лет в кислых разностях, т.е. указывают на присутствие докембрийских пород в источнике кислых вулканитов Витязя. По-видимому, вплоть до плиоцен-плейстоцена, область хребта Витязя представляла собой окраину континента, где накапливались продукты эрозии древних пород.

К югу от хребта Витязя во фронтальной зоне наблюдаются слабо выраженные вулканические постройки, с которых были подняты базальты и андезиты. Эти породы сходны с плиоцен-плейстоценовыми вулканитами, установленными на полигоне Буссоль [3]. Это подтверждается наличием магнитных аномалий, которые прослеживаются в виде прерывистой цепочки от грабена Буссоль, в пределах которого аномалообразующими породами служили вулканиты основного состава. Таким образом, в пределах изученного нами в трех морских экспедициях протяженного участка фронтальной зоны Курильской островной дуги установлены и прослежены на сотни км молодые плиоцен-плейстоценовыми вулканиты, что является очень важным, поскольку рядом исследователей фронтальная зона дуги рассматривалась в качестве внешней, невулканической дуги в общей системе дуга-жёлоб.

В южной части фронтальной зоны на островах Малой Курильской гряды по данным Т.И. Фроловой с соавторами [7], выделяется два этапа вулканической деятельности: меловой, в течение которого отмечаются две вспышки вулканической активности (раннего и позднего мела) и неогеновый, разделенных длительным перерывом, включающим почти весь палеоген. В дальнейшем (после неогена) Малая гряда становится амагматичной. В отличие от нее среди вулканических пород хребта Витязя выделяются палеоценовый, эоценовый, позднеолигоценовый, среднемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый комплексы. При этом установлено широкое развитие вулканитов последнего комплекса в пределах хребта, которые согласно данным гидромагнитной съемке возможно продолжаются до Малой гряды.

Таким образом, рассматривая геологические данные о строении фронтальной зоны Курильской островной дуги, в частности в свете получения новых данных по изотопам неодима, позволяют предполагать ее древнее, возможно, докембрийское заложение на континентальной коре. В позднемеловое-раннепалеогеновое время структура хребта Витязя и Малой Курильской гряды развивались совместно со структурами охотоморского обрамления в глубоководной тектонически спокойной обстановке. С эоцена и до позднего олигоцена осадконакопление и активный вулканизм в пределах хребта Витязя происходили в мелководных и субаэральных условиях. С позднего олигоцена произошло его погружение под уровень моря.

Литература

1. Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. Геологическое строение юго-западной части

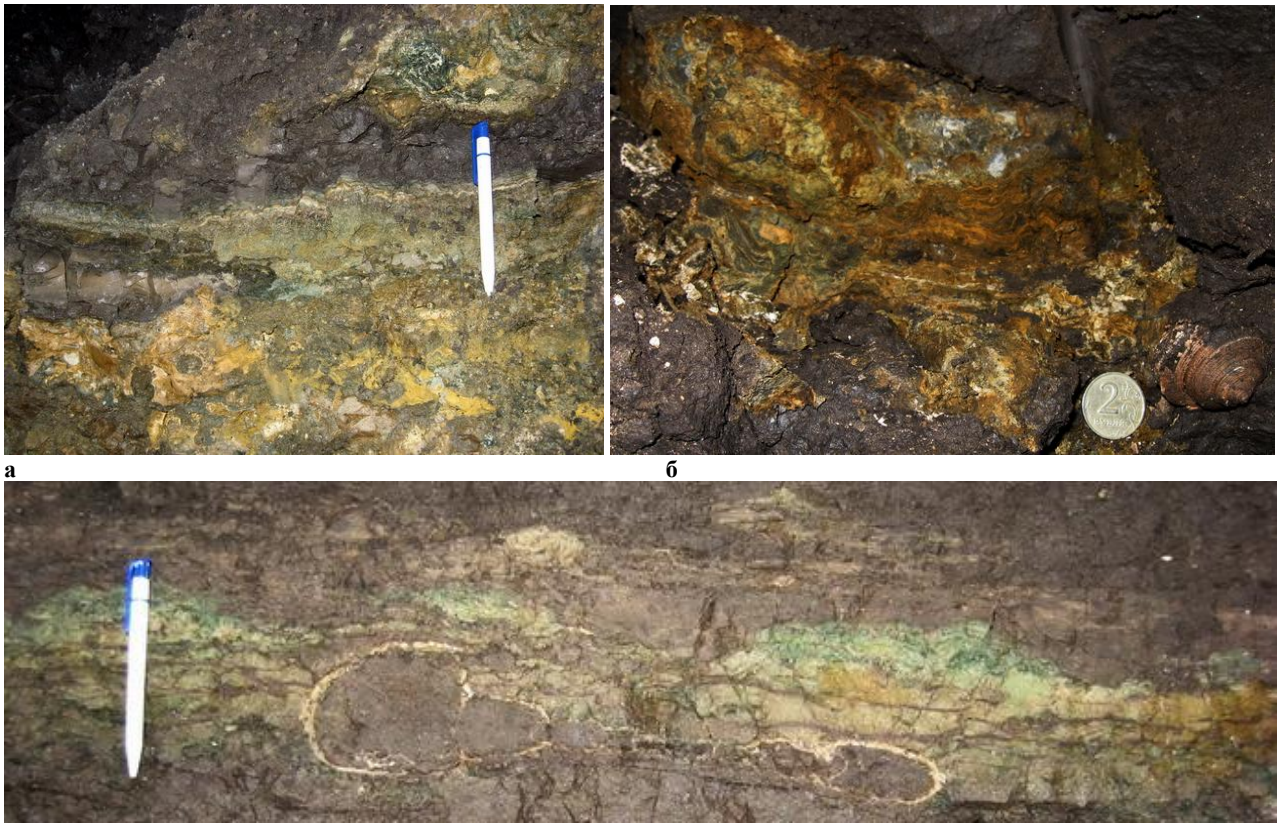
Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука. 1979. 105 с.
2. Иваненко А.Н., Филин А.М., Горшков А.Г. и др. Новые данные о структуре аномального магнитного поля центральной части Курило-Камчатской островной дуги // Океанология. 2008. Т. 48. № 4. С. 600-614.
3. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Баранов Б.В. Магматизм подводного хребта Витязя (тихоокеанский склон Курильской островной дуги)//Океанология, 2008. Т. 48, №2. С. 260-270.
4. Леликов Е.П., Цой И.Б., Емельянова Т.А. и др. Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе «сейсмической бреши» (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Тихоокеанская геология. 2008. Т.27. №2. С. 3-15.
5.Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы М.: Наука. 1976. 240 с.
6.Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских вулканов. Новосибирск. Наука. 1975. 138 с.
7.Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гущин А.В., Фролов В.Т., Сывороткин В.Л. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра. 1985. 275 с.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ НЕДАВНО ОБНАРУЖЕННЫХ ЮРСКИХ СТРОМАТОЛИТОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Малёнкина С.Ю.

Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия (maleo@mail.ru)

Юрские строматолиты на Восточно-Европейской платформе в России отмечались лишь однажды - в долине р. Сухой Песчанки, в пределах Волго-Уральской антеклизы [3]. Недавно они обнаружены автором и на территории Московской синеклизы. В конце 2007 года в Москве при исследовании стройплощадки торгового комплекса (Цветной бульвар, 15) в отложениях верхнего келловея-оксфорда были выявлены разнообразные строматолитовые постройки [1]. Позже они наблюдались также в котловане “Москва-Сити” и были найдены в Дорогомилово (Москва), а также в Подмосковье – обнажении близ с. Каменная Тяжина, в карьерах близ ст. Гжель и с. Никитское (Домодедовский р-н) в различных отложениях этого же возрастного интервала. Аналогичные оксфордские строматолиты наблюдались автором и в разрезах по р. Унжа в 2008-2009 г. Возможно, они распространены еще шире на платформе, но просто не были замечены другими специалистами и не были описаны ранее из-за того, что до настоящего времени практически не изучались в нашей стране.



а **б**

в

рис.1. **а** – Сложнопостроенные комплексы келловейских строматолитов и вверху – нижнеоксфордский желвак; **б** – верхнеоксфордская купольная постройка; в – верхнеоксфордские пластовые фосфориты Цветного бульвара

Эти строматолиты относятся, согласно классификации М.Е.Раабен [2], к морфологическому типу желваковых, реже пластовых строматолитов и приурочены к различным свитам верхнего келловея-оксфорда (рис.1) [1]. Келловейские

строматолиты образуют сложнопостроенные комплексы, включающие разновозрастные корки, брекчии фрагментов строматолитов и окружающих пород, мощностью до 0,35 м. Оксфордские строматолиты – бугристые полусферы или желваки (от первых см до 15-25 см), иногда соединяющиеся общими наслоениями, нередко повторяющими палеорельеф дна. Часто образуется причудливого строения корка с разномасштабной слоистостью и разнонаправленным ростом составляющих ее куполов. Нередко они захоронены в осадке не в первоначальном положении, а наклонены, либо перевернуты, иногда неоднократно, что говорит о мелководных условиях, с сильной гидродинамикой. На постройках нередко присутствуют различная макрофауна, свидетельствующая том, что они образовывались в условиях нормальной солености. Все строматолиты сложены тонкими чередующимися слоями карбонатного вещества, ожелезненного или пиритизированного, глауконита и фосфата, реже нацело фосфатны. В некоторых присутствует примесь терригенного материала, фауна и ее фрагменты. Субстратом чаще всего служат карбонатные гальки, иногда макрофауна, затем строматолиты разрастаются, переходя на окружающую глину и образуя собственный рельеф, стремящийся к многокупольности. Верхнеоксфордские строматолиты представляют собой комплексы отдельных желваков относительно небольших размеров (5-10 см) и пластовых образований (мощностью 0,05-0,2 м) в значительной степени глауконитовых по составу, залегающих прямо на глине и протягивающихся не прерываясь десятки метров.

Аналогичные строматолиты найдены также в обнажении близ с. Каменная Тяжина. Строение этого разреза напоминает таковое Цветного бульвара. В глиняном карьере близ ст. Гжель и известняковом карьере близ с. Никитское (Домодедовский р-н) в среднем келловее также отмечаются строматолитовые корочки (толщиной до 5 см) тянущиеся на несколько метров. Зеленый прослой с повышенным содержанием глауконита характерен для коломенской свиты верхнего оксфорда всего Подмосковья и далее прослеживается на северо-восток, по крайней мере, до р.Унжи, являясь региональным репером (вероятно, в пределах всей территории Московской синеклизы), хотя и не везде с хорошо сохранившимися строматолитовыми структурами.

Все крупные строматолитовые постройки развиты на локальных выступах доюрского основания, то есть в относительно приподнятых участках территории.

Экстраполируя современные условия, благоприятные для роста строматолитов, на юрский период, можно предположить, что келловейские строматолиты формировались в нижней части литоральной зоны с периодически активной гидродинамикой и частично в сублиторальной зоне с более спокойными условиями, ранне-среднеоксфордские – в литоральной зоне с изменчивой гидродинамикой бассейна на нестабильном субстрате, позднеоксфордские, судя по их строению, в постоянно тиховодных условиях сублиторали, в режиме замедленного осадконакопления на ровном достаточно стабильном субстрате, что обусловило их пластовую форму. По изменению состава вмещающих осадков за рассматриваемый период (келловей-оксфорд), можно заключить, что происходило очень медленное погружение территории, что способствовало росту биогермов, однако в целом мелководная обстановка сохранялась и лишь в конце позднего оксфорда, вероятно, глубина увеличилась настолько, что все приподнятые участки дна оказались ниже фотической зоны и строматолитообразование прекратилось. Это подтверждается также общим нарастанием трансгрессивных тенденций в это время на Восточно-Европейской платформе [5].

Уникальные столбчатые строматолиты долины р. Сухой Песчанки изучались нами летом 2008 г. на ее правом склоне, в

среднем течении, в 50 км к западу от г. Соль-Илецка. Впервые разрез описан Д.Н. Соколовым [4], позже, более детально, А.Л. Яншиным и Д.И. Иловайским. Несмотря на то, что исследователи в качестве характерной особенности разреза отмечали наличие в нем слоя «веретеновидных вертикально ориентированных фосфоритовых конкреций», природу их они не объясняли. Лишь гораздо позже В.Н. Силантьевым [3] данные образования были определены как столбчатые строматолиты, а ниже по разрезу выявлены слоистые строматолиты. Оба слоя залегают на песках келловея в составе оксфорд-кимериджской фосфоритоносной пачки (2 м). Их уникальность в том, что минеральной основой служат не карбонаты, как у большинства известных строматолитов, а фосфаты. Согласно классификации М.Е.Раабен [2] строматолитовые постройки из верхнего слоя можно отнести к морфологическому типу столбчатых неветвящихся строматолитов.



а б

рис.2. **а** – строматолитовые постройки бухты Шарк-Бей, **б** – столбчатые строматолиты из верхнего слоя

Они представляют собой, субцилиндрические вертикальные столбики (рис.2) диаметром 5-20 см, высотой 20-35 см, иногда с раздувами, с шероховатой бугорчатой, реже ровной гладкой поверхностью, четко отделяющиеся от вмещающего их песка, включающего их фрагменты. Часто они срастаются своими основаниями. Сечения столбиков с четкой слоистостью, подчеркнутой чередованием коричневатых темно- и светло-серых, куполовидных слойков, переменной толщины до 1 см. Обычно столбики насыщены макрофауной, живущей в условиях нормальной солености. Они венчаются пористой светло-серой «шапочкой» грибовидной формы, с многочисленными сверлениями, с комковато-слоистой текстурой. Строматолитовые постройки из нижнего слоя по классификации [2] скорее относятся к столбчато-пластовым или даже пластовым (рис.3)



рис.3. Пластовые строматолиты из нижнего слоя с четко выраженной внутренней структурой

Они субгоризонтально слоистые, реже развиваются некрупные тела пространственно разделённых полусфероидов, соединяющихся общими наслоениями, суммарной мощностью 15-20 см. Оба слоя прослеживаются на десятки метров и на 40-50% сложены скрытокристаллическим фосфатным веществом, в разной степени загрязненным тонкодисперсными включениями органического вещества и мелкозернистого терригенного материала, представленного в основном неокатанным кварцем (5—10%), полевыми шпатами, обломочками кварцитов и кварц-слюдяных сланцев, присутствуют нефосфатные минералы, среди которых преобладает аутигенный глауконит.

Оренбургские строматолиты расположены в юго-восточном углу Волго-Уральской антеклизы в зоне сочленения ее с Прикаспийской синеклизой. В среднеюрское время с юго-востока через Прикаспийскую синеклизу со стороны океана Тетис начала развиваться широкая трансгрессия [5] и данная территория оказалась на перегибе склона. Поскольку еще в раннепермскую эпоху примерно на этом же месте существовала полоса рифовых массивов, окаймляющая Прикаспийскую впадину, то вероятно в оксфорд-кимериджское время здесь существовали локальные выступы рельефа, на которых и формировались строматолиты.

Во время образования нижнего слоя, вероятно осадконакопление было замедленным, строматолитовые постройки формировались в достаточно тиховодных условиях сублиторали, на ровном стабильном субстрате, что обусловило их пластовую форму. Столбчатые строматолиты верхнего слоя, по внешнему виду сильно напоминают современные строматолитовые постройки бухты Шарк-Бей (Австралия) (рис.2а). Они, вероятно, возникли примерно в таких же условиях, то есть в теплой воде в жарком климате, на границе литоральной и сублиторальной зон в условиях периодически активной гидродинамики [6], но с существенными поставками терригенного осадочного материала. Обильный обломочный материал, возможно эолового происхождения, поступавший в бассейн и отлагавшийся одновременно с нарастанием строматолитов, обуславливал разобщение строматолитовых построек, их столбообразную форму (что давало возможность ссыпаться кластическому материалу с постройки в промежутки между ними), а также способствовал исчезновению четких микроструктур. Режим постепенного медленного погружения и постоянное поступление осадочного вещества благоприятствовало росту биогермов до определенного момента, затем оно прекратилось.

Слойки обоих слоев сразу после отложения фосфатизировались, видимо из-за избытка фосфора, получаемого матом, сформировавшим эти слойки. Вероятнее всего, этому благоприятствовали жаркий аридный климат, близость относительно глубоководной части бассейна (Прикаспийской синеклизы) и связь с открытым океаном, что способствовало частым апвеллингам. Осаждение фосфата могло происходить также при превышениях его концентрации при отливе.

Выводы

Для формирования крупных строматолитовых построек в юре были необходимы следующие условия:

1. Локализация на выступах доюрского основания и их склонах.
2. Постепенное достаточно медленное погружение территории.
3. Литоральные и сублиторальные условия.
4. Достаточно обильные поставки осадочного материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00016).

Литература

1. *Малёнкина С.Ю.* Юрские строматолиты Восточно-Европейской платформы: новые местонахождения, морфология построек и среда их формирования // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С.129-132.
2. *Раабен М.Е.* Строматолиты // Бактериальная палеонтология. М.: ПИН РАН, 2002. С. 52-58.
3. *Силантьев В.Н.* Фосфатные столбчатые строматолиты из верхней юры Оренбургского Приуралья // Доклады АН СССР. М. 1989, Т. 308. № 5. С. 1197-1199.
4. *Соколов Д.Н.* Геологическое исследование залежей фосфоритов в южной части Оренбургского и смежных Уральского и Актюбинского уездов // Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей. Труды комиссии Моск. с.-х. ин-та по исследованию фосфоритов. М. 1918. Т.8. С.41-65.
5. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
6. ***Reid R. P., James N., Macintyre I., Dupraz C., Burne R.*** Shark Bay stromatolites: Microfabrics and reinterpretation of origins // Facies, 2003. V. 49. № 1. pp. 299-324.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АСПЕКТ МЕЗОЗОЙСКОГО ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Малёнкина С.Ю.

Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия (maleo@mail.ru)

Мезозойские фосфатные желваки Восточно-Европейской платформы приурочены к двум стратиграфическим уровням: верхнеюрско-нижнемеловому и верхнемеловому. Анализ геологической обстановки, литологии и фаунистических сообществ изученных интервалов мезозоя Восточно-Европейской платформы показывает, что для всех них наиболее характерной была обстановка относительно мелководного седиментационного бассейна нормальной солености с гидродинамическим режимом переменной активности. Для обширных, типично эпиконтинентальных морей преобладающие глубины не превышали обычно 50-100 м. Органический мир был достаточно разнообразным, включал как планктонные (диатомеи, золотистые водоросли, фораминиферы, радиолярии), так и бентосные организмы (различные отряды губок, иглокожие, придонные моллюски, фораминиферы, бактериально-водорослевые маты), а также нектон (аммониты, белемниты, рыбы, рептилии). Достаточно часто встречаются и фрагменты древесины. Все это присутствует в изученных фосфоритах, которые, в подавляющем большинстве представляют собой фосфатизированные органические остатки [1, 2]. Роль основных фосфатопродуцентов могли играть вышеперечисленные живые организмы. Однако накопление отложившихся фосфоритов в немалой степени зависело от существовавшего на данной территории в рассматриваемый период времени тектонического режима. Анализ палеотектонической обстановки фосфатонакопления дает основание для установления связи условий образования крупных накоплений фосфоритов с долгоживущими положительными структурами II порядка.

Типичными примерами верхнеюрских-нижнемеловых месторождений фосфатных желваков (так называемой глауконит-терригенной фосфоритоносной формации) являются Егорьевское и Вятско-Камское месторождения. Так, площадь Егорьевского месторождения расположена над погребенным Тумско-Шатурским выступом гранитно-метаморфического фундамента (Подмосковная зона поднятий). Вятско-Камский фосфоритоносный бассейн приурочен к Коми-Пермяцкому погребенному своду кристаллического фундамента [2]. В юрско-раннемеловом проливообразном, с заливами и лагунами, бассейне отлагались не только кварц-глауконитовые пески, но и углисто-глинистые битуминозные, с сидеритом, шамозитом осадки, известковые глины и песчанистые мергели. Темный до черного цвет вмещающих фосфориты осадков, обогащение их сидеритом, анкеритом, шамозитом, сульфидами железа, говорят о периодическом возникновении в бассейне восстановительных условий (иногда не только внутри осадка) на обширных площадях. Об этом также свидетельствует ассоциация верхнеюрских-нижнемеловых фосфатоносных слоев в ряде разрезов с черными сланцами. При ослаблении гидродинамического режима в западинах создавались тиховодные условия, благоприятствовавшие биогенной седиментации и раннедиагенетическому замещению остатков фауны и флоры, с образованием крупных фосфатных желваков и их сростков, но препятствовавшие перемешиванию вод и аэрированию осадка. Таким образом, постепенно возникала застойная обстановка, приводившая в ряде случаев к сероводородному заражению бассейна и массовой гибели организмов. Этому также способствовали периодически возникавшие восходящие течения из более

глубоких частей бассейна, вызывавшие резкий всплеск биопродуктивности фито и зоопланктона, приобретавший характер “красных приливов” с катастрофическим развитием одного или нескольких видов планктона и последующей их массовой гибелью. Периодическая активизация гидродинамического режима, обусловленная мелководностью конседиментационных поднятий, приводила к перемывам инситных слоев, механическому перераспределению и сгружению в прослои сформированных литифицированных желваков и аэрации бассейна. На это могли влиять также сильные течения, возникавшие, например, при открытии и закрытии проливов (благодаря как эвстатическим, так и эпейрогеническим колебаниям уровня моря).

В позднем мелу большая часть Европейского континента была покрыта единым эпиконтинентальным морем, простиравшимся от Западной Атлантики до Восточной части Тетиса и дифференцированным на целый ряд бассейнов, что определялось тектонической неоднородностью домезозойской структуры. Один из них располагался в центральной части Русской плиты и покрывал Воронежскую антеклизу. Именно здесь в это время накопились наиболее богатые по запасам на территории Восточно-Европейской платформы залежи желваковых фосфоритов сеномана. Позже, в кампане, на западе Воронежской антеклизы возникли уникальные фосфатные титан-циркониевые россыпи. Постоянное присутствие в верхнемеловых фосфоритах большого количества планктона свидетельствует о наличии восходящих течений из более глубоких частей моря, вызывавших повышенную биопродуктивность фито- и зоопланктона и обеспечивавших пищей другие группы фауны.

Сеноманские желваковые фосфориты широко распространены в бассейне и присутствуют по всему разрезу, но их накопление обусловлено структурной приуроченностью. Выделяются следующие структурные типы фосфатоносных разрезов сеноманских отложений: 1) Наиболее полный трехчленный разрез, с одной - двумя плитами (hard ground), насыщенный прослоями желваков, соответствует центральным частям обширных поднятий типа Брянско-Калужского, Железногорского, Щигровского сводов. 2) Полный трехчленный разрез представленный 3-5 прослоями фосфатных желваков, но без плиты соответствует склонам поднятий, например Брянско-Калужского. 3) Неполный разрез. Выпадает либо нижний слой, либо верхний. Иногда присутствует плита. Соответствует склонам прогибов и впадин типа Оршанской. 4) В экстремальных случаях присутствует лишь маломощный фосфатный галечник или конгломерат (плита) нижнего или верхнего слоя. Соответствует наиболее гипсометрически приподнятым частям сводов (г. Павловск) и краевым частям бассейна. 5) Разрез с отсутствием четко выраженных слоев фосфоритов, значительной мощностью и плохой сортировкой вмещающей толщи. Соответствует впадинам и центральным частям прогибов типа Деснянского [1].

При периодических относительных ослаблениях гидродинамического режима наблюдалось сокращение поступления терригенного материала, подавлявшего биопродуктивность и фосфатогенез, происходила активная биотурбация поверхности осадка. При этом создавались благоприятные условия для синседиментационого или раннедиагенетического замещения остатков фауны и флоры, накапливавшихся преимущественно в ходах биотурбитов и перераспределения фосфатного вещества внутри осадка с образованием крупных фосфатных желваков. Временами, при активизации гидродинамического режима, происходило вымывание получившихся стяжений из вмещающих пород, механическое перераспределение и сгружение в прослои (конденсация). Периодические изменения гидродинамического режима обеспечили полицикличность процесса

фосфоритообразования (сложное строение желваков, состоящих из нескольких генераций). Эпизодически наблюдалось полное прекращение осадконакопления (перерыв), фосфатизация поверхности размыва (hard ground) и цементация сгруженных желваков происходящая сверху вниз. Возможно, этот процесс был тесно связан с деятельностью донной биоты, особенно с пленочными бактериально-водорослевыми комплексами [1, 2]. Широкое развитие обширных конседиментационых поднятий площадью сотни кв. км приуроченных к куполовидным выступам докембрийского фундамента, видимо сохранявшим режим воздымания в это время, обусловило формирование высококонденсированных слоев, со сложным строением, увенчанных фосфоритовыми плитами. Эвстатический подъем уровня моря, вероятно, компенсировался эпейрогеническим подъемом конседиментационных поднятий, что сохраняло обстановку мелководности на значительных площадях в течение длительного времени и в то же время способствовало переменной активности гидродинамического режима. В соседних с ними впадинах формировались лишь рассеянные желваки или отдельные прослои.

Нижнекампанские фосфориты представляют собой фосфатоносные пески, состоящие из зерен тяжелых минералов, кварца, глауконита и фосфата, покрытых концентрическими фосфатными оболочками (ооиды), а также бесструктурных зерен, микроагрегатов, биодетрита (пелеты). Во многих случаях в зернах и оболочках сохраняются элементы первичного цианобактериального строения. Эти фосфаты локализуются лишь в северо-западной части Воронежской антеклизы. Среди кампанских отложений также выделяется несколько типов разрезов: 1) Простого строения, где фосфатоносной является лишь верхняя часть нижнекампанских песков сокращенной мощности 2-8 м, обогащенных тяжелыми минералами на границе с верхнекампанским писчим мелом. Это титано-циркониевые мелководно-морские россыпи пляжевого типа, образующие полосу вдоль склонов конседиментационных поднятий Унечского и Стародубского. 2) Двучленного строения, где каждый из циклитов начинается песками, также фосфатоносными лишь в своей верхней части, переходящими вверх по разрезу в песчаный мел и чистый мел. Разрез характерен для Белгородской моноклинали. 3) Пески, обогащенные карбонатным материалом, с рассеянными фосфатными зернами. Разрез соответствует склонам впадин, таких как Клинцовский грабен [1].

Судя по высокой степени сортировки фосфатоносных песков, отсутствии глинистости, широком развитии фосфатных оболочек на зернах они формировались в обстановке активного гидродинамического режима. Ослабления гидродинамической активности, по-видимому, были слишком кратковременными для литификации первоначальных стяжений. Постоянные перемывы вели к разрушению крупных стяжений, окатыванию фрагментов и образованию зерен, смешению поровых вод с наддоным слоем воды, что также препятствовало формированию крупных желваков, сдерживало подвижность фосфата и перераспределение его внутри осадка в растворенном виде. В стадию диагенеза происходили лишь литификация, частичная раскристаллизация вещества и образование пелет. Наблюдалось неоднократное переотложение осадков, вызванное активизацией гидродинамического режима, шлихование и обогащение песков фосфатными зернами и тяжелыми минералами на склонах аккумулятивных форм подводного рельефа (поднятий Унечского и Стародубского и Белгородской моноклинали), а также нарастание нового слоя оболочки вокруг зерен, при ослаблении активности. Такая обстановка соответствует волновому режиму побережья: песчаным пляжам, барам и косам. Скромный масштаб процесса формирования фосфатных зерен, вероятно, свидетельствует о его

кратковременности и неразвитости, возможно из-за смены тектонического режима конседиментационных поднятий, вдоль которых формировались залежи.

Выводы

Для формирования заметных накоплений фосфоритов в мезозое были необходимы следующие условия:

1. Приуроченность к долгоживущими положительным структурам II порядка – сводам, поднятиям и их склонам.
2. Переменный гидродинамический режим с относительными ослаблениями и активизацией гидродинамики, чему способствуют как эвстатические колебания, так и эпейрогенические колебания уровня моря, вызванные воздыманием этих структур.
3. Баланс биопродуктивности бассейна седиментации и поступления осадочного материала.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00016).

Литература

1. Малёнкина С.Ю. Обстановки осадконакопления и роль биоты в фосфатогенезе позднего мела Воронежской антеклизы // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. СПб: НИИЗК СПбГУ, 2005. С. 209-225.
2. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Малёнкина С.Ю., Савко А.Д., Батурин Г.Н., Гореликова Н.В., Шувалова Ю.В., Краснов А.А. Типизация фосфатных желваков и ассоциированных фосфатных фрагментов в мезозое Восточно-Европейской платформы, их сравнение с современными и некоторыми одновозрастными аналогами по результатам электронно-микроскопического изучения. Учебное пособие. Воронеж. Издательство Воронежского государственного университета. 2004. 79 с.

НОВАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА

Мирлин Е.Г. [а], **Кононов М.В.** [в], **Миронов Ю.В.** [а]

[а] *Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия (egm@sgm.ru)*

[и] *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва*

Природу траппового (внутриплитного) магматизма чаще всего связывают с воздействием на подошву литосферы мантийных плюмов, т.е. восходящих субвертикальных потоков горячего вещества, зарождающегося и поднимающегося с больших глубин: с границы верхней и нижней мантии, или даже с границы нижней мантии с ядром [1, 13 и др.]. Развитие этих представлений в своем крайнем выражении сводится к тому, что помимо тектоники плит существует тектоника мантийных плюмов; воздействие последних на литосферу провоцирует также образование структурных неоднородностей [2]. В рамках этих представлений трапповый магматизм связан с отдельными, по сути, неупорядоченными в пространстве апофизами более крупных плюмов (суперплюмов). Вместе с тем неоднократно обращалось внимание на то, что крупнейшие провинции платобазальтов расположены не хаотично: обнаруживается их очевидная пространственно-временная связь с зонами растяжения и раскола континентов, а также их приуроченность к структурным неоднородностям литосферы [10, 11 и др.]. При этом на причинно-следственные связи этих явлений существуют различные точки зрения. В частности, целый ряд исследователей считает, что не плюмы провоцируют разрыв литосферы, а, напротив, расколы в литосфере вызывают плавление и подъем мантийного вещества за счет декомпрессии [9, 14 и др.]. В данной работе мы постарались приблизиться к пониманию природы этой связи на основе двух важных концепций, развиваемых в современной геологии и геофизике - нелинейной геофизической среды и вихревых движений в ней. В основе концепции нелинейной геосреды [8] - ее иерархическая неоднородность, энергетическая активность, нестабильность, нелинейность свойств и протекающих в ней процессов. Ранее было показано, что в подобной среде возникают движения вихревого типа, спецификой которых можно объяснить многие феномены строения и эволюции океанской литосферы [4, 6, 7].

Связь между вспышкой траппового магматизма и развитием вихревой рифтово-спрединговой системы показана на примере траппов Восточной Африки. Гигантский вихрь, состоящий из спрединговых систем Аденского залива и срединно-океанских хребтов Индийского океана (Аравийско-Индийский, Центрально-Индийский), в процессе своего закручивания как бы вторгался вглубь Африканского континента, стимулируя образование системы Восточно-Африканских континентальных рифтов. Продвижение и вихреобразное закручивание спрединговой системы началось в раннем эоцене (45 млн. лет назад) и продолжается по настоящее время (рис. 1). Первые локальные по площади и объему магматические проявления, относятся ко времени 45-37 млн. лет [12], а самый мощный импульс, когда сформировалось практически все Эфиопско-Йеменское базальтовое плато, произошел за чрезвычайно короткий отрезок времени 29-30 млн. лет назад. По времени это событие практически совпадает с заложением северной части рифтовой системы Восточной Африки, а пространственно - с областью наибольшего закручивания вихревой системы. Катастрофический, взрывообразный характер магматизма косвенно указывает на реакцию нелинейной неравновесной среды на внешнее воздействие. Аналогичные

пространственно-временные соотношения с развитием вихревых рифтово-спрединговых систем устанавливаются и для других трапповых провинций (Брито-Арктическая, Декан и др.) [5]. При этом во всех рассмотренных областях траппового магматизма основной его объем был извержен за очень короткое по геологическим меркам время: порядка первых миллионов лет [14].

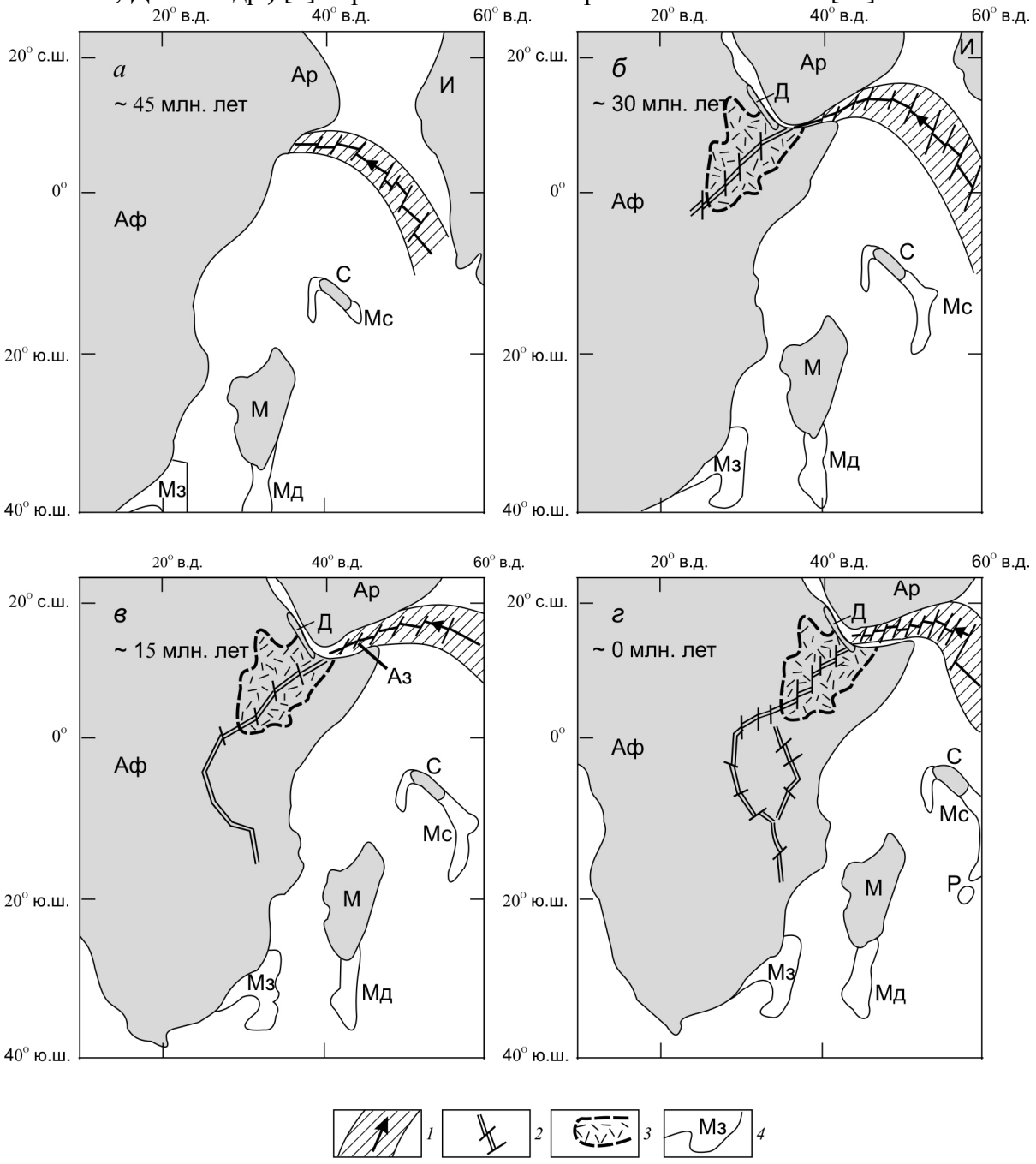


Рис. 1. Образование трапповой провинции Восточной Африки в результате развития вихревой рифтово-спрединговой системы [5].

1 - оси спрединга и направление пропагейтинга; 2 – континентальные рифты; 3 – трапповая провинция; 4 - подводные хребты предположительно вулканической природы.

Нами разработана качественная модель, иллюстрирующая взаимодействие блоков коры при раскрытии океанской впадины при наличии вихревой компоненты и объясняющая природу тех воздействий на энергонасыщенную среду, которые и стимулируют формирование очагов плавления разного ранга [5]. На рис. 2 показано пространственно-временное изменение геодинамической

обстановки в моменты времени t_1 и t_2 для плит А и Б в целом и для их произвольно выбранных частей в зоне спрединга. Под влиянием вихревой компоненты ось раскрытия приобретает закругленные очертания на начальной стадии и сохраняет эту геометрию на стадии формирования зоны спрединга на гребне срединно-океанского хребта (как это имеет место в большинстве океанских бассейнов). В вихревом потоке каждый из элементов (частей, частиц) перемещается не только поступательно, но и вращается вокруг некоторой самостоятельной мгновенной оси. В силу этого при раскрытии океанского бассейна под воздействием этих потоков на разных масштабных уровнях будет наблюдаться сходная картина: литосферные плиты в целом и вновь формируемые их части в зонах наращивания плит не только вращаются вокруг общего полюса Р, но и испытывают дифференциальное вращение относительно различных полюсов, причем положение последних меняется по мере закручивания вихря. Полюса, вокруг которых закручиваются плиты А и Б, а также их отдельные части в зоне наращивания различаются, и это ведет к возникновению составляющей сдвига вдоль зоны спрединга, причем сдвиговая оставляющая также меняется не только вдоль простирания, но и по мере закручивания спрединговой системы. В совокупности, это приводит к тому, что в процессе раскрытия: в каждой точке зоны аккреции происходит смена напряжений - от сжатия (со сдвигом) к растяжению (со сдвигом). Существенно, что градиент перехода от сжатия к растяжению не остается постоянным, а увеличивается по мере закручивания вихря (стадии t_1 и t_2 на рис. 2).

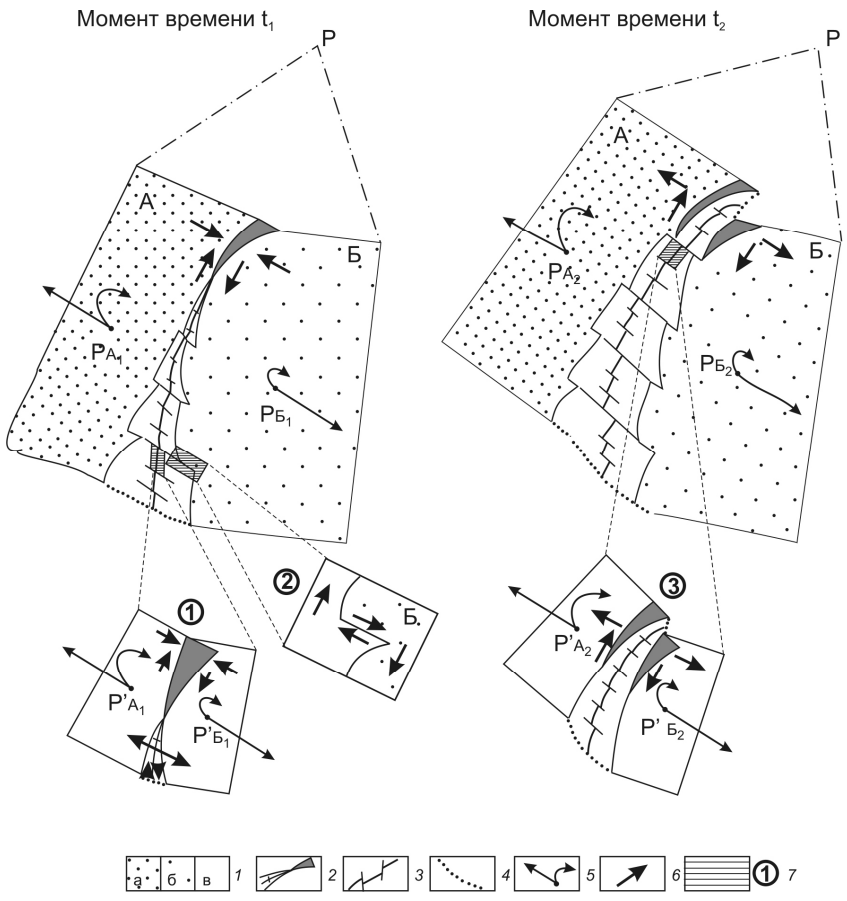


Рис. 2. Пространственно-временное изменение геодинамической обстановки в процессе раскрытия океанской впадины при воздействии вихревой компоненты на разных масштабных уровнях [5].
1 – литосфера (а, б - континентальная, в – океанская); 2 - зона сжатия и сдвига; 3 - ось раздвига; 4 - траектория движения плит и их частей. 5 – векторы направления вращения плит и их частей; 6 – векторы основных напряжений; 7 – врезки.

Из рассматриваемой модели вытекает суть того внешнего воздействия на нестабильную, нелинейную среду, которое приводит к образованию очагов плавления - пульсирующее, периодическое чередование роста давления (и, соответственно, накопления энергии) и последующего его резкого уменьшения (с понижением температуры плавления). Не менее важным фактором, вероятно, является энергия, выделяемая средой за счет протекания экзотермических реакций. Подтверждением этого являются результаты проведенных лабораторных экспериментов над твердыми веществами, которые показывают, что при высоком внешнем давлении в сочетании со сдвигом (а именно это сочетание напряжений сопровождает движения вихревого типа) разрушение горной породы за счет таких химических реакций приобретает форму взрыва [3]. Градиент сброса давления и, следовательно, интенсивность и объем плавления, меняются вдоль простирания вихревой системы, достигая максимума в области максимального закручивания, а также вблизи пилообразных выступов континентальных окраин. Следовательно, именно в этих областях следует ожидать избыточной магматической деятельности, приводящей, в частности, к формированию трапповых провинций.

Литература

1. *Грачев А.Ф.* Мантийные плюмы // Проблемы современной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000а. С. 69-103.
2. *Грачев А.Ф.* Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000б. № 4. С. 3-37.
3. *Ениколопян Н.С., Вольева В.Б., Хзарджян А.А., Ершов В.В.* Взрывные химические реакции в твердых телах // Доклады АН СССР. 1987. Т. 292. № 5. С. 1165-1169.
4. *Мирлин Е.Г.* Проблема вихревых движений в «твердых» оболочках Земли и их роли в геотектонике// Геотектоника 2006. № 4. С. 1-17.
5. *Мирлин Е.Г., Кононов М.В., Миронов Ю.В.* Возможная природа траппового магматизма (на основе концепций вихревых движений в тектоносфере и нелинейной геофизической среды) // Вестник КРАУНЦ Науки о Земле. 2008. №2. Вып. 12. С. 37-50.
6. *Мирлин Е.Г., Кононов М.В., Сущевская Н.М.* Вихревые спрединговые системы в литосфере и верхней мантии океанов // Доклады Академии наук. 2005. Т. 401. С. 507-510.
7. Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. 528 с.
8. *Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* О свойстве дискретности горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 12. С. 3-18.
9. *Anderson D.L.* Superplums and supercontinents // Geology. 1994. V. 22. P. 39-42.
10. *Coffin M.F., Eldholm O.* Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external concequences // Reviews of Geophysics. 1994. V. 32. P. 1-36.
11. *Courtillot V., Jaupart C., Manighetti I. et al.* On causal links between flood basalts and continental breakup // Earth and Planetary Sci. Letters. 1999. V. 166. P. 177-195.
12. *Ebinger C.J., Yemane T., Harding D.J. et al.* Rift deflection, migration, and propagation: linkage of the Ethiopian and Eastern rifts, Africa // Geol. Soc. Amer. Bull. 2000. V. 112. P. 163-176.
13. *Morgan W.J.* Convection plumes in the lower mantle // Nature. 1971. V. 230. P. 42-45.
14. *Sheth H.C.* Flood basalts and large igneous provinces from deep mantle plumes: fact, fiction, and fallacy // Tectonophysics. 1999. V. 311. P. 1-29.

ТЕСТИРОВАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИИ СФЕНА

Нестерова Н.С.

Институт геологии Карельского Научного Центра РАН, Петрозаводск, Россия,
(nesterovan@krc.karelia.ru)

Сфен (титанит) CaTi[SiO4](O,OH,F) является широко распространенным акцессорным минералом, как в магматических, так и в метаморфических горных породах. Для него характерен широкий спектр изоморфных замещений [10]. Благодаря изоморфному вхождению урана в его кристаллическую решетку на место кальция, сфен может быть использован в качестве геохронометра.

Возраст изотопной U-Pb системы сфена отражает время, в которое минерал остыл до температуры закрытия ($T_{закр}$) – температуры при которой скорость потерь изотопов Pb за счет диффузии становится незначительной по сравнению со скоростью его накопления. На основании экспериментальных данных $T_{закр}$ U-Pb системы сфена оценивается в 650-700 ºС [10 и ссылки там]. Однако в пределах Беломорского подвижного пояса температура метаморфизма, как правило, не превышала 500-550 ºС (в отдельных случаях 800-850 ºС) [3], а «перезапуск» изотопной системы сфенов происходил. Это означает, что вопрос о $T_{закр}$ изотопной системы сфена требует дополнительного изучения, но, вместе с тем, она ниже, чем у циркона и выше, чем у рутила [2, 10].

Данные о геохронологии сфена, в сочетании со знаниями о геологии региона и информации об изотопном возрасте других минералов (цирконов, рутилов и так далее), позволяют проводить тестирование геодинамических моделей.

Полученный возраст может отражать время остывания:

§континентальной новообразованной коры сформированной в ходе субдукционно-аккреционных процессов. В этом случае возраст сфена и завершающих стадий становления коры (например, возраст цирконов в гранитах) близок (рис. 1 а);

§блока коры после отмирания плюма. В результате прогрева коры (если $T > T_{закр\ сфена}$) изотопная система уже существующих сфенов нарушается и их возраст "обнуляется", сфен в таком случае отражает время «ухода» изотермы 650 (550) ºС (рис. 1 б). К данной модели следует обращаться, когда установлены комплексы-индикаторы плюма;

§интрузии после ее внедрения, при этом разница в возрасте сфена и циркона, если не отмечены наложенные процессы, будет отражать скорость остывания породы (рис. 1 в). При этом во вмещающих породах в приконтактовой зоне изотопные системы уже существующих сфенов могут быть нарушены;

§блока коры после тектонического выведения со среднекоровых глубин, где температура выше $T_{закр}$ изотопной системы сфена, то есть изотопная система открыта, в приповерхностную область с температурой ниже $T_{закр}$ сфена (рис. 1 г). Геологическим обоснованием данной модели является присутствие крупных надвигов и комплексов, метаморфизованных в высокобарических и высокотемпературных условиях, а также отсутствие корреляции между возрастом сфена и пород (по цирконам).

Кроме того, возраст сфена может фиксировать время воздействия гидротермального флюида, в результате формируются как новые генерации сфенов, так и нарушаются (полностью или частично) U-Pb системы уже существующих. При

частичном нарушении изотопной системы в ней сохраняются более древние ее реликты (рис. 1 д).

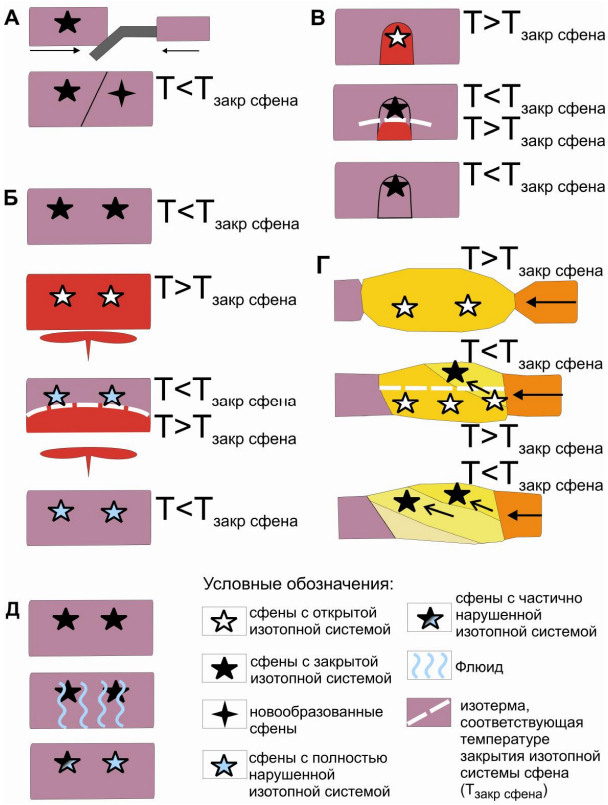


Рис. 1. Геодинамическая интерпретация U-Pb возраста сфена

На основе данных об U-Pb возрасте сфена можно протестировать модели некоторых стадий формирования главных структур Фенноскандинавского щита – Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса.

Карельский кратон занимает центральную часть и составляет своеобразное ядро Фенноскандинавского щита. Он представляет собой классический пример гранит-зеленокаменной области. В пределах кратона выделяют следующие террейны: Водлозерский, Рануа, Иисалми, Помокайра, в составе которых установлены фрагменты наиболее древних пород (3.1-3.4 (до 3.7) млрд. лет), а также Кианта, Иломантси-Вокнаволокский и Центрально-Карельский с возрастом слагающих их комплексов 2.7-3.0 млрд. лет [8 и ссылки там].

Беломорский подвижный пояс сложен сформированными в архее (2.7-2.9 млрд. лет) неоднократно метаморфизованными в архее и палеопротерозое зеленокаменными и парагнейсовыми комплексами, а так же гранитоидами. Протерозойские образования представлены гранитоидами, пегматитами и друзитами [8 и ссылки там].

Возраст сфенов в пределах Карельского кратона варьирует от 2.64 до 2.86 млрд. лет, в Беломорском подвижном поясе, за редким исключением, от 1.74 до 1.95 млрд. лет, отмечается возрастание возрастов сфенов пояса с юго-запада на северо-восток [2, 5].

Тестируемые модели формирования кратона и подвижного пояса изложены в ряде работ [1, 4, 8 и другие]:

Около 3.1 млрд. лет были сформированы «сиалические ядра» – наиболее древние структуры Фенноскандинавского щита. Примером таких ядер могут служить террейны Водлозерский, Рануа, Иисалми, Помокайра. Более поздние процессы в их пределах проявлены локально. Сфены Водлозерского террейна имеют наиболее древний возраст – древнее 2.8 млрд. лет.

В следующий период главенствующая роль принадлежит субдукционно-аккреционным процессам, ответственным за формирование континентальной коры террейнов Кианта Иломантси-Вокнаволокского и Центрально-Карельского, а также Беломорского подвижного пояса. К 2.70 млрд. лет произошло скучиванье всех вышеперечисленных образований, которое сопровождалось внедрением большого количества интрузий. Возраст сфена в пределах Карельского кратона отражает, вероятно, время именно этого процесса.

Таким образом, возраст сфенов связан с финальными стадиями формирования континентальной коры кратона (рис. 1 б).

Следует отметить, что в подвижном поясе, скорее всего, также были сформированы сфены этого возраста, но в результате неоархейской коллизии они были погружены в среднюю кору.

Около 2.6 млрд. лет назад Карельский кратон прошел стадию кратонизации и в протерозое реагировал на тектонические события как относительно жесткий блок.

В начале палеопротерозоя (2.4-2.5 млрд. лет) земная кора пояса и кратона находилась под влиянием мантийных плюмов, в результате произошло заложение рифтогенных структур приуроченных к границам крупных архейских блоков, предполагается, что одна из таких структур развилась в бассейн с океанической корой с ее последующей субдукцией. В палеопротерозое (1.86-2.0 млрд. лет) Беломорский подвижный пояс являлся краевой частью Лапландско-Кольского орогена. В ходе коллизионной стадии здесь происходило формирование новых генераций покровно-надвиговых структур, что, вероятно, привело к эксгумации архейских и палеопротерозойских пород со среднекоровых глубин. Предполагается, что возраст сфена фиксирует время вывода тектонических пластин из области высоких температур в область с температурой ниже температуры закрытия изотопной системы сфена (рис. 1 г). Более молодые возрасты сфенов (1.74-1.79 млрд. лет) вблизи границы между Карельским кратоном и Беломорским подвижным поясом могут быть связаны с более поздней флюидной переработкой (рис. 1 д).

Следует также отметить, что возраст сфенов из интрузий Карельского кратона коррелируется с возрастом цирконов. Примером могут служить Панозерский, Чалкинский и другие массивы. Возраст сфенов из Панозерского санукитоидного массива оценивается в 2691 ± 5.8 млн. лет [6], тогда как возраст цирконов – 2.74 млрд. лет [9]. Сфен из пород Чалкинского санукитоидного массива имеет возраст 2695 ± 2.3 млн. лет [6], циркон – 2744.5 ± 4.7 млн. лет [7]. Разница в возрасте сфенов и цирконов для этих массивов составляет около 50 млн. лет, что, вероятно, объясняется разницей в температуре закрытия этих минералов и отражает скорость остывания массивов – около 7 ºС/млн. лет, что соизмеримо с оценками скорости для других объектов [2], но существенно меньше, вычисленной на основе теплофизических расчетов (устное сообщение Бурдюха Е.В.) (рис. 1 в).

Литература

1. Балаганский В. В, Минц М. В., Дэйли Дж. С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программам EUROPROBE. Под ред. Морозова А. Ф., Павленковой Н. И. М.: ГЕОКАРТ. ГЕОС. 2006. С. 158-171.
2. Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и беломорской провинции Балтийского щита в раннем докембрии по данным изотопного U-Pb-исследования сфенов и рутилов // Геохимия. 1999. № 8. С. 842-857.
3. Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 248 с.
4. Минц М. В., Берзин Р. Г., Заможняя Н. Г., Ступак В. М., Сулейманов А. К., Бабарина И. И., Конилов А. Н. Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 157–190.
5. Нестерова Н. С., Фугзан М. М., Кирнозова Т. И. U-Pb возраст сфенов Фенноскандинавского щита: новые данные // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Том 2. СПб.: ИП Каталкина, 2009. С. 49-52.
6. Нестерова Н.С., Фугзан М.М., Кирнозова Т.И. U-Pb возраст сфена Центрально-Карельского и Водлозерского террейнов Карельского кратона // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Материалы XXI молодежной научной конференции, посвященной памяти К.О. Кратца. Спб, 2010. С. 59-62.
7. Овчинникова Г. В., Матреничев В. А., Левченков О. А., Сергеев С. А., Яковлева С. З., Гороховский Б. М. U-Pb и Pb-Pb

изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2. № 3. С. 266–281.
8. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: изд-во КарНЦ РАН, 2008. 320 с.
9. Bibikova E. V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. V. 79. P. 129–145.
10. Frost B. R., Chamberlain K. R., Schumacher J. C. Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer // Chemical Geology. 2000. V. 172. P. 131-148.

НЕКОТОРЫЕ ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗОВ НА ЮГО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Павлов А.Г., Филиппов В.Р., Быстрова А.В., Никифоров Т.Т.

Северо-Восточный федеральный университет, г. Якутск

Район работ находится в пределах Амгинского улуса Республики Саха (Я), а географически он расположен в среднем течении р. Амга, левого притока р. Алдан.

Территория находится в зоне контакта отложений среднего кембрия – танхайской свиты и нижней юры – укугутской свиты. Танхайская свита представлена в основном известняками, в меньшей степени мергелями и глинисто-карбонатными образованиями. Укугутская свита сложена континентальными базальными горизонтами конгломератов и гравелитов, выше залегают полимиктовые песчаники с прослоями конгломератов и алевролитов.

Аллювиальные отложения относятся к современному звену четвертичной системы, слагают высокую и низкую поймы, косы, отмели, бечевники, русла и представлены разнозернистыми песками, алевритами, разнообломочными галечниками, валунами с гравийно-песчаным заполнителем.

При проведении геолого-съемочных работ на участке проявлений интрузивного не установлено. Но за пределами района был выделен мезозойский комплекс даек основных пород и их щелочных разностей.

Проведено шлиховое опробование руслового аллювия и низкой поймы р. Амга в районе поселка Сырдык Сулус.

Из обнаруженных минералов (хромшпинелиды, гранаты, в частности альмандин, рутил, пироксены, оливин, хромдиопсид, золото, роговая обманка, турмалин, эпидот, лейкоксен, сфен, дистен, циркон, апатит, и др.). Хромшпинелиды являются наиболее важным индикаторным минералом кимберлитов и лампроитов. По мнению авторов [4, 5, 6], занимавшихся изучением этого минерала в алмазоносных кимберлитах Якутии, Австралии и Африки, значение хромшпинелидов для прогнозирования и поисков алмазоносных кимберлитов и лампроитов трудно переоценить. Авторами проведен сравнительный анализ химического состава хромшпинелидов в россыпи р. Амга и алмазоносных кимберлитов Якутии.

Хромшпинелиды в аллювиальных отложениях р. Амга характеризуются широкими вариациями содержаний Al_2O_3 (3,79-30,88%), более стабильными содержаниями Cr_2O_3 (37,13-66,66%), TiO_2 (0,00-1,51%), Fe_2O_3 (15,32-36,14%), MgO (9,01-16,59%), и стабильно низкими содержаниями MnO (0,148-0,889%). Приблизительно такая же закономерность была обнаружена в хромшпинелидах трубок Мир, Токур, Пионерская и в этих же минералах лампроитовой трубки Эллендейл западной Австралии, кроме Fe_2O_3. Содержание этого химического соединения в хромшпинелидах в россыпи р. Амги в несколько десятков раз превышает содержание трехокиси железа в хромшпинелидах кимберлитовых трубок Якутии и лампроитов западной Австралии.

В общих чертах на диаграмме Cr_2O_3 - Al_2O_3 (рис.1.) видно, что с увеличением содержания Al_2O_3 в минералах понижается содержание Cr_2O_3. Сходная закономерность была обнаружена в хромшпинелидах вышеназванных трубок Якутии и Австралии.

Соответствие химического состава хромшпинелидов в аллювиальных отложениях р. Амги с кимберлитовыми хромшпинелидами [2] позволяет предположить наличие в пределах базиса эрозии реки кимберлитового тела. Присутствие в аллювии р. Амги редких некорродированных кристаллов может свидетельствовать о глубинности происхождения хромшпинелидов, «законсервированных» в ксенолитах. Слабая окатанность большинства кристаллов хромшпинелидов может

свидетельствовать о близком месте опробования. расположении коренного источника от

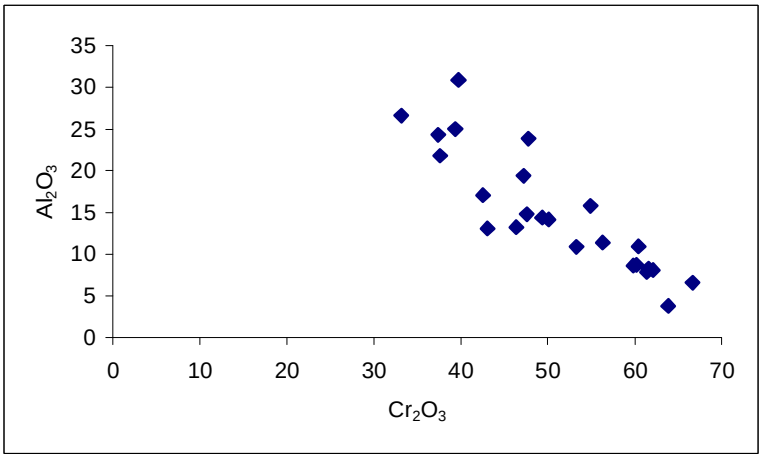


Рис. 1. Диаграмма соотношения Al_2O_3 и Cr_2O_3 в хромшпинелидах. (А.В.Толстов, В.А.Минин и др., 2009)

Об этом также может свидетельствовать расположение фигуративных точек по анализам зерен гранатов на дискриминационной диаграмме $Fe_2 / (Fe_2 + Mg) – Cr / (Cr + Al)$ (рис. 2).

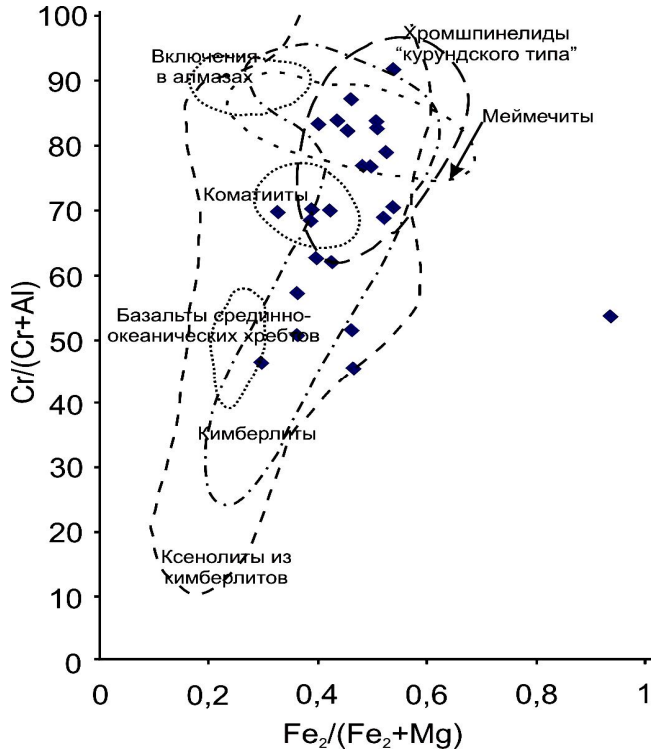


Рис. 2. Возможные источники хромшпинелидов р. Амга в полях дискриминационной диаграммы $Fe_2 / (Fe_2 + Mg) – Cr / (Cr + Al)$. (Kamenetsky et al. 2001).

Гранаты представлены спессартин-альмандиновыми разностями, в частности альмандином. В большинстве шлихов это часто (20-40%) встречаемый минерал. Зерна нередко представлены мелкими осколками, но есть кристаллы с хорошо сохраненными гранями. Цвет зерен розовый, красно-розовый, реже коричнево-красный, блеск стеклянный, жирный. Темные разновидности просвечиваются, встречаются и прозрачные обломки.

В целом химический состав изученных гранатов характеризуется очень широким диапазоном изменения главных компонентов. В большинстве зерен содержание Cr_2O_4 составляет сотые и десятые доли процентов, но встречаются зерна с относительно высокими содержаниями трехокиси хрома (от 27 до 47%). Содержание окислов железа изменяется от 1 до 38%, есть гранаты с аномально высокими содержаниями (до 72,10 и 80,78%) этого химического соединения. Количество окиси кальция также изменяется в широких пределах

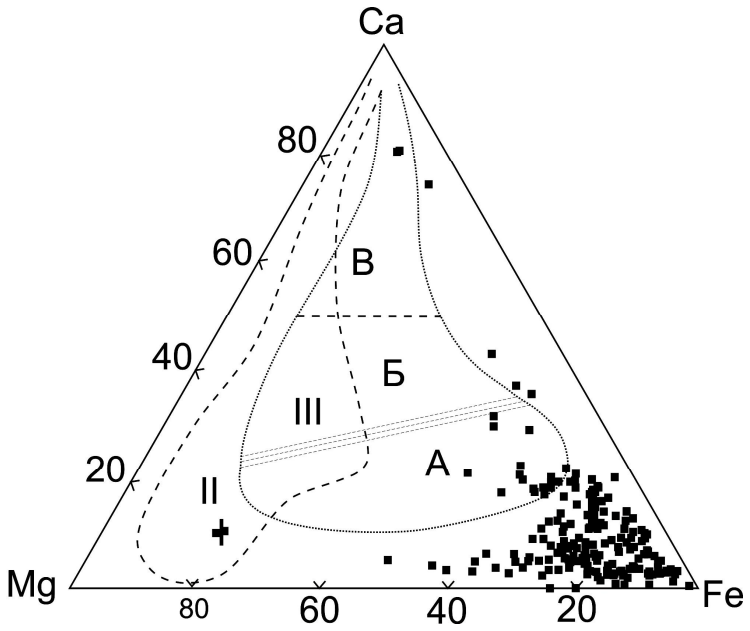


Рис. 3. Дискриминационная диаграмма Ca – Mg – Fe. (Соболев и др.,1998)
I - гарцбургит-дунитовый парагенензис; II - лерцолитовый; III - верлитовый;
А - биминеральных эклогитов; Б - дистеновых эклогитов; В - гроспидитов

(от 0,00 до 11,50%), редко встречаются кристаллы с содержаниями кальция до 23,15%. Преобладающее количество гранатов содержит до первых десятков процентов окиси кальция. Содержание MgO в большинстве гранатов доходит до 3-6%, в редких экземплярах - до 14-15%, в единичных зернах оно достигает до 20,16%. Содержание марганца во всех зернах гранатов варьирует от 0,1 до 34,51%.

На диаграмме Mg - Ca – Fe (рис. 3) два зерна граната попадают в поле распространения гроспидитов, незначительная часть зерен соответствует полям гарцбургит-дунитов и биминеральных эклогитов. В связи с этим можно сделать вывод, что основная часть зерен этих минералов в районе соответствует по происхождению метаморфогенным и только незначительная часть - магматическим [1].

В целом, все шлиховые минералы в аллювиальных отложениях р. Амги можно подразделить на следующие: ультраосновных пород (оливин, хромдиопсид, пироксены, роговая обманка, хромит, ильменит, магнетит); щелочных интрузивов (полевые шпаты, роговая обманка, апатит, ильменит,

магнетит); кислых горных пород (кварц, полевые шпаты, роговая обманка пирит). Некоторые минералы из этого перечня по происхождению, кроме собственно магматического, также могут быть метаморфогенными, скарновыми или пегматитовыми.

Результаты микрозондового анализа по хромшпинелидам и альмандинам и их петрохимическое сравнение позволяют рекомендовать дальнейшее изучение геологического строения территории бассейна р. Амга с целью уточнения истинной природы коренных источников этих минералов.

Литература

1. Афанасьев В.П. Закономерности эволюции кимберлитовых минералов и их ассоциаций при формировании шлиховых ореолов // Геология и геофизика. 1991. № 2. С. 78-85.
2. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. Новосибирск, 2001. Стр. 15-27
3. Округин А.В., Охлопков С.С., Граханов С.А. Комплексные россыпепроявления благородных металлов и самоцветов в бассейне р. Анабар (северо-восток Сибирской платформы). \\ Отечественная геология. 2008. № 5. С. 3 – 13.
4. Похиленко Н.П. Мантийные парагенезисы в кимберлитах, их происхождение и поисковое значение: Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 1990. 39 с.
5. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Черный С.Д. и др. Пиропы и хромиты из кимберлитов Накынского поля (Якутия) и района Снэп-Лейк (провинция Слейв, Канада): свидетельства аномального строения литосферы // Докл. РАН. 2000. Т. 372, № 3 С. 356-360.
6. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука, 1974.
7. Толстов А.В., Минин В.А., Василенко Б.В. и др. Новое тело высоко- алмазоносных кимберлитов в Накынском поле Якутской кимберлитовой провинции. Геология и геофизика, 2009, Т.50, №3 с.337-240.

БОЛЬШОЙ КАВКАЗ: СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И АЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА

Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Маринин А.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(khain2011@gmail.com)

Большой Кавказ был постоянным объектом пристального внимания академика В.Е.Хаина. Первые 30 его геологической биографии были целиком отданы Кавказу, которому посвящены и кандидатская, и докторская его диссертации; опубликованная им совместно с Е.Е.Милановским в 1963 г. монография «Геологическое строение Кавказа» до сих пор является самой читаемой сводкой по геологии этого региона. Но и позже, несмотря на поистине глобальный размах геотектонических исследований этого выдающегося энциклопедиста, - его особый интерес к кавказской геологии оставался неизменным . Все авторы настоящего доклада на протяжении многих лет и учёбы и работы в МГУ имели счастливую возможность неоднократно обсуждать с профессором В.Е.Хаином различные проблемы геологии и геодинамики Кавказа и могли, таким образом, широко использовать не только публикации, но и личные консультации своего Учителя.

1. Общие черты современной структуры и геологической истории. Большой Кавказ (БК) – крупный позднепльпийский коллизионный ороген, протянувшийся более чем на 1300 км в запад-северо-западном направлении от Апшеронского до Таманского п-ва. Будучи частью системы северных экстернид Черноморско-Каспийского сегмента Альпийского орогенического пояса (АОП), БК составляет центральное звено Крымско-Копетдагской шовной зоны – к межрегионального суперлинеамента, отделяющего орогенные структуры Анатолийско-Иранского сектора АОП от Скифско-Туранской полосы молодых платформ .

Мегантиклинорий Большого Кавказа – сложно построеное горно-складчатое сооружение, обрамлённое с юга и с севера и с юга системами молассовых прогибов. Он сложен в разной степени дислоцированными полифациальными мезозойскими и кайнозойскими отложениями, перекрывающими герцинский складчато-кристаллический фундамент и образующими целую серию субпродольных структурно-фациальных зон. Ширина этих зон весьма изменчива, а границы между ними как правило носят ярко выраженный тектонический характер; однако их общая последовательность и взаиморасположение в структуре мегантиклинория выдержаны на всём его протяжении.

Современная структура БК и обрамляющих его молассовых прогибов сформировалась в позднеальпийскую эпоху тектогенеза, возникнув на месте Большекавказского прогиба – внутриматерикового морского бассейна рифтовой природы, заложившегося в ранней юре на эпипалеозойской континентальной коре южной окраины Евразийского кратона. Южная часть этого сложно построенного бассейна, пространственно и генетически связанного с северной окраиной палеоокеана Тетис, обладала сильно утонённой континентальной корой и скорее всего возникла в результате асимметричного рифтинга. По мнению М.Г.Ломизе и Д.И.Панова, на протяжении ранней и начала средней юры «эта рифтогенная структура могла контролироваться заложением пересекавшего кору пологого сброса (модель Б.Вернике), северный наклон которого предопределил южную вергентность последующих складчато-надвиговых деформаций». С конца

аалена рифтогенный режим пассивной континентальной окраины сменился субдукционным режимом активной окраины Северного Тетиса, что сопровождалось первыми пароксизмами альпийской складчатости. Предбайосская, предкелловейская и отчасти предмеловая фазы киммерийской орогенической эпохи активно проявляются в северных структурно-фациальных зонах БК (Пшекиш-Тырныаузская и Балкаро-Осетинская , в меньшей степени Хадыженско-Гунайская и Судурская зоны, где нижнее- и среднеюрские отложения и подстилающие их породы испытали весьма интенсивные складчато-разрывные дислокации) и практически затухают в осевой части Большекавказского бассейна, где вдоль подножья его континентального склона со средней юры по эоцен формируется протяжённая полоса мощных флишевых линз, ныне слагающих основную часть тектонической зоны Южного склона. С юга этот «флишевый трог» обрамляется зоной шельфовых фаций, ещё южнее переходящими в карбонатную платформу Закавказского микро-континента. Северные структурно-фациальные зоны БК также сложены эпиконтинентальными терригенно-карбонатными формациями мальма – эоцена, как правило весьма умеренной мощности и степени последующего сжатия.

В конце среднего эоцена, с началом общей коллизии океана Тетис, происходит резкая смена палеотектонической и палеогеографической обстановки: целый ряд тектонических зон БК и Закавказья охватывают орогенические движения пиренейской (поздний эоцен), савской (олигоцен) и штирийской (средний миоцен) тектонических фаз, а приосевые зоны БК кроме того испытывают общее поднятие и размыв (в основном подводный). Возникают гирлянды островов и подводных поднятий, с которых в кумский, белоглинский и майкопский бассейны начинается активный снос мелкозема и глинистых осадков, а также олистостром и конгломератов. В среднем и позднем миоцене идёт последовательное расширение подводных поднятий и гористых островов, и глинисто-олистостромовые толщи кумско-майкопского типа вверх по разрезу и по простиранию постепенно замещаются типичными молассами. Орогенные процессы резко усиливаются в конце сармата и мэотисе, а с послепонтического времени скорость общего воздымания в осевой части складчатого сооружения стала настолько велика, что эрозионно-абразионные процессы перестали справляться с ростом осевого поднятия, и на месте Большекавказского островного моря стала расти устойчивая горная суша Большого Кавказа; последовательные стадии этого пульсирующего процесса фиксированы лестницей региональных нагорных ступеней в горах и серией угловых несогласий в коррелятных молассах.

В результате сложной тектонической истории сформировалась альпийская орогенная система БК, включающая Осевую и две краевых (Северную и Южную) морфотектонические мегазоны, а также обрамляющие их Пред- и Закавказские молассовые прогибы. ***Осевая мегазон***а БК является крупной зоной смятия сдвиго-содвигового типа: она представляет собой систему субвертикальных раздавленных узких пластинчатых блоков, мегабудин и мегалитонов, рассекаемых и разделяемых крутонаклоненными или вертикальными сдвиго-содвиговыми дизъюнктивами различного ранга (кливаж и трещины сплющивания, дизъюнктивы сжатия и вязкие разрывы, коллизионные швы и шовные зоны). В состав сдвиго-содвигового структурного ансамбля входят также структуры латерального и субвертикального течения, поперечные складки и структуры нагнетания. Отток горных

масс в вертикальном или горизонтальном направлении приводит к утолщению литосферы за счет образования корня консолидированной коры и горного рельефа, к линеаризации складчатого сооружения и его продольному удлинению и поперечному укорочению литосферы. Совершенно иной структурный рисунок имеют краевые мегазоны БК. ***Южная краевая мегазона*** БК характеризуется складчато-надвиговым и сдвиго-надвиговым стилем тектонической структуры, с широким (хотя и неповсеместным) участием покровных, взбросо-сдвиговых и сдвиго-содвиговых дислокаций. ***Северная мегазона*** дислоцирована значительно проще более южных зон; ведущий мотив структурного рисунка альпийских деформаций – диагональное сочленение правосдвиговых и взбросо-содвиговых складчато-разрывных комплексов. Морфотектонические зоны Большекавказского орогена лишь отчасти унаследовали доорогенную структурно-фациальную зональность. Так, Осевая мегазона Северо-Западного и Юго-Восточного Кавказа включает большую часть флишевой зоны Южного склона, а Западно-Кубанский и Куринский молассовые прогибы перекрывают значительные участки Центральной и Южной (соответственно) домиоценовых структурно-фациальных зон. С другой стороны, в поднятия и складчатость Северной и Южной краевых мегазон БК были вовлечены крупные фрагменты Скифской плиты и Закавказского микроконтинента.

В современной структуре БК выделяется шесть разноориентированных сегментов. В субширотных сегментах (Лабино-Кубанский, Ардоно-Самурский и Юго-Восточный) преобладают структуры сжатия, а в сегментах северо-западных (Причерноморский, Центрально- и Восточно-Кавказский) – структуры правого сдвига со сжатием. В общем структурном рисунке Большого Кавказа эти шесть чередующихся сегментов образуют три ***«горизонтальные ступени»*** - Западно-, Центрально- и Восточно-Кавказскую. Сложная сетка региональных и локальных зон концентрации альпийских деформаций разного геолого-кинематического типа делит складчатое сооружение БК на систему тектонических блоков ромбоэдрической, линзовидно-пластинчатой и иной конфигурации.

2. Обзор структурно-геодинамических моделей Большого Кавказа. Кавказ издавна является природной «геологической лабораторией» отечественной геотектоники. Минувшее XX столетие было временем особенно интенсивных структурно-геологических исследований этого региона, в процессе которых шла разработка и постоянная «конкуренция» различных моделей строения и геодинамики развития БК – что естественным образом отражало общее развитие геотектонических воззрений на структуру и геодинамическую природу альпинотипных складчатых сооружений. В 30-х гг. работами В.П.Ренгартена и Л.А.Варданянца, Н.Б.Вассоевича и совсем юного В.Е.Хаина, О.С.Вялова и мн. др. была разработана ***покровно-надвиговая («чешуйчато-складчатая»*** по Е.Е.Милановскому и В.Е.Хаину) структурно-геологическая модель, изображающая Б.Кавказ в виде серии надвинутых друг на друга и смятых в складки тектонических зон, имеющих сложную изоклинально-чешуйчатую структуру и часто сопровождающихся системами фронтальных покровов. Таким образом, в соответствии с господствовавшими тогда в альпийской геологии представлениями о покровном строении и контракционной природе орогенов предполагалось, что все отложения геосинклинального прогиба были подвергнуты общему боковому сжатию и интенсивно смяты, рассечены надвигами и частично наброшены на края обрамляющих ороген форландов. В 30-е, 40-е и 50-е годы среди кавказских геологов активно развивалась совершенно иная - ***«геосинклинально-***

орогенная фиксистская концепция» (В.Е.Хаин), наиболее полно сформулированая в работах В.В.Белоусова . Согласно «мягкому» варианту этой концепции, изложенному Е.Е.Милановским и В.Е.Хаином в упомянутой выше монографии, структура Б.Кавказа «рисуется в виде сложного веерообразного горст-антиклинория (мегантиклинория). Роль надвигов и их амплитуда представляется значительно более скромной, чем это полагали раньше. Зато всё большее значение в структуре Кавказа придается глубинным разломам, глыбовой тектонике». Зонами глубинных разломов мегантиклинорий БК расчленён на систему относительно узких протяжённых структурно-фациальных зон - блоков-ступеней, обладающих своим разрезом чехла, типом магматизма, характером дислокаций и эпейрогенической историей. На это накладывается общее боковое сжатие - второстепенный процесс, для всего региона в целом довольно незначительный, но приводящий к некоторому сокращению ширины структурно-фациальных зон. Более «жёсткие» варианты этой концепции (В.В.Белоусов,А.А.Сорский, В.Н.Шолпо, И.В.Кириллова и др.) не признают ни общего сжатия, ни поперечного укорочения орогенной зоны и представляют себе всю структуру орогена как производное сложного спектра возвратно-поступательных («колебательных») ***вертикальных перемещений различных блоков-ступеней*** фундамента и связанного с этим сложного перераспределения материала слагающих их чехол осадочных толщ .

В 60-е и 70-е годы структурная геология БК обогатилась тремя важными приобретениями. **(1)** «Реабилитация» и существенное развитие «покровно-надвиговой» модели Большого Кавказа (работы Ч.Б.Борукаева, М.Г.Леонова И.А..Воскресенского, В.Е.Хаина, В.И.Шевченко, А.М.Шурыгина, И.П.Гамкрелидзе, и др). Детальное исследование покровных структур позволило провести палинспастические реконструкции разных структурно-фациальных зон и оценить амплитуду сокращения литосферы поперек покровных систем зоны южного склона в 50 – 100км. **(2).** Возникновение и последующее обоснование ***взбросо-сдвиговой («транспрессивной») структурно-геологической модели*** Б.Кавказа (работы Г.Д.Ажгирея и Л.М.Расцветаева). Выявление и картирование сдвиговых зон позволило существенно уточнить общий структурный рисунок Кавказа и установить его тесную связь с взбросо-сдвиговыми структурами смежных звеньев межрегиональной Крымско-Копетдагской шовной системы. Анализ пространственных соотношений региональных структур сжатия, сдвига и растяжения позволил уверенно определить общую тектодинамическую обстановку формирования альпийской структуры Черноморско-Закаспийского сегмента АОП как субмеридиональное тангенциальное сжатие, что было позднее подтверждено детальными структурно-геологическими полевыми исследованиями Л.М.Расцветаева, М.Л.Коппа, А.С.Бирман, Н.Н.Курдина, Т.Ю.Тверитиновой, А.В.Маринина и др., а также сейсмотектоническими и тектонофизическими исследованиями О.И.Гущенко, Л.А.Сим, Ю.Л.Ребецкого, С.У.Кухмазова и др. **(3)** Появление первых ***плейтектонических моделей*** Б.Кавказа и смежных областей (В.Е.Хаин, Л.П.Зонненшайн и др.) Приложение к Кавказскому региону идей плитной тектоники помогло объяснить многие структурно-вещественные особенности строения и геологической истории Большого Кавказа, дало импульс новым исследованиям связей поверхностной и глубинной структуры региона, и главное - позволило вписать Кавказ в общую картину новой глобальной тектоники и

фанерозойской истории Восточного полушария.

В 80-е и 90-е годы установился взгляд на БК как резко асимметричную ***покровно-складчатую аллохтонную структуру***, сформировавшуюся в процессе глубинного пододвигания Закавказской плиты под весь в целом ороген Большого Кавказа (а возможно и под южную часть Предкавказской плиты) - мощный аккреционный клин над полого наклоненной к северу зоной континентальной субдукции. Наиболее полное и продуманное изложение этой ***покровно-складчатой («субдукционно-поддвиговой)*** структурно- геодинамической модели было опубликовано С.И.Дотдуевым в 1986 – 1990 гг . и сразу почти единодушно было поддержано большинством как северокавказских, так и московских геологов, а В.Е.Хаин даже принял её в свою сводку «Тектоника континентов и океанов (год 2000)».

Однако позже оказалось, что данные региональной структурной геологии и геофизики о строении Осевой мегазоны БК не согласуются с этой концепцией. Южновергентные надвиги и покровы определяют тектонический стиль лишь южного крыла Большекавказского складчатого сооружения; при движении с юга на север повсеместно наблюдается закономерный переход от покровов и пологих надвигов к крутым надвигам и взбросам, а с приближением к зоне Главного хребта - к крутым взбросам и субвертикальным содвигам. В Осевой мегазоне БК отчетливо доминируют крутые и субвертикальные продольные разрывы содвигового или сдвиго-содвигового типа, параллельные осевым поверхностям позднеальпийских складок и широко развитому здесь секущему кливажу осевой поверхности. Эти разрывы в разных местах имеют облик сдвигов, сбросов или взбросов; однако, более подробное их изучение показывает, что большинство крутых продольных разрывов Осевой мегазоны БК относятся к классу ***содвигов*** – дизъюнктивов, характеризующихся сближением противолежащих крыльев, расплющиванием и выжиманием в стороны разделяющих эти крылья горных пород. «Убегание» (***tectonic escape***) горных масс из содвиговой зоны приводит к долготному укорочению литосферы, линеаризации складчатого сооружения и его продольному удлинению, а также к утолщению литосферы за счет образования сиалического корня и горного рельефа.

Геофизические и геолого-геохимические данные подтверждают высказанные выше представления. Резкое (с 35 до 55-60км) утолщение земной коры, устанавливаемое по сейсмическим и гравиметрическим данным, отмечается именно под зоной Главного хребта, т.е. непосредственно в содвиговой Осевой мегазоне, и происходит в основном за счет верхнекорового слоя. Повышение величины теплового потока в приводораздельной зоне Гл. Кавказского хребта, а также широкое развитие здесь позднеальпийских гидротермальных жил и систем секущего кливажа; обилие углекислых и сероводородных источников, наличие глубинных газовых струй (иногда мантийной природы) - всё говорит об особой активности глубинного тепломассопотока именно в этой зоне. О повышенной флюидизации приосевых тектонических зон БК свидетельствует и наличие здесь субвертикальных зон повышенной электропроводности, прослеженных по данным МТЗ до глубин 70-80км, а также повышенная магматическая активность осевой мегазоны в позднем кайнозое и пониженная добротность земной коры.

Приведенные геолого-структурные и структурно-геофизические данные не дают оснований предполагать, что под орогеном БК находится зона субдукции Закавказской микроплиты под южную окраину Евразии. Геодинамической альтернативой субдукционно-поддвиговой модели может служить разработанная Л.М.Расцветаевым в 1995-2007гг ***контракционно-содвиговая транспрессивная геодинамическая***

модель, согласно которой Большой Кавказ расположен в зоне лобового столкновения континентальных плит. В обстановке длительно действующего бокового сжатия и активной флюидизации сутурной зоны идёт интенсивная содвиговая деформация крыльев коллизионного шва, а эвакуация продуктов разрушения из содвиговой зоны обеспечивает крупномасштабное сближение конвергирующих плит.

ВЛИЯНИЕ ТЕКОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА АРКТИЧЕСКОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ В MZ-KZ (НА ПРИМЕРЕ РАЙОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ И НОВОСИБИРСКИХ ОСТРОВОВ)

Романовская М.А.[а], Талденкова Е.Е.[б]

[а] Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова ,Геологический факультет, Москва, Россия (maria_roman@mail.ru)
[б] Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия (etaldenkova@mail.ru)

Имеющиеся результаты современных научных исследований в области изучения взаимосвязи тектонических процессов и формирования климата демонстрируют, что тектоническая эволюция Земли существенным образом влияет на глобальные изменения климата, прежде всего, благодаря тектонике литосферных плит, определяющей такие важные климатообразующие факторы как положение континентальных блоков относительно полюсов Земли, т.е. их широту, количество солнечной энергии, колебание годовых температур, сезонность, количество и агрегатное состояние атмосферных осадков, формирование океанических течений и т. д. Кроме того, орогенез и магматизм, связанные с активными геодинамическими режимами, могут вызвать изменения в циркуляции и составе атмосферы; уровень теплового потока тех или иных областей Земли также обусловлен главным образом тектонической и магматической активностью и конвективными процессами, происходящими в недрах Земли. Одной из наиболее актуальных проблем настоящего времени является проблема глобального потепления климата. Существует две группы гипотез относительно причин нарастающего глобального потепления. Первая рассматривает в качестве решающей причины быстрого потепления антропогенный фактор, вторая считает потепление следствием естественного развития Земли и ее тектонической эволюции [3,4,5,7]. Благодаря вышесказанному, представляется весьма уместным учитывать палеотектонические особенности регионов и основные тенденции их тектонического развития при проведении, как палеоклиматических исследований, так и прогноза изменений климата в будущем.

Рассматриваемый район арктической окраины Восточной Сибири - море Лаптевых и Новосибирские острова, обладает сложным, геодинамически контрастным, тектоническим развитием в MZ-KZ и характеризуется полярными биоценозами, особенно чутко реагирующими на внешние воздействия и изменения условий обитания. Этот район не только испытал существенные тектонические перестройки в течение мезо-кайнозоя, но и испытывает влияние современных тектонических процессов, обусловленное близостью к нему современной тектонически активной области - хребта Гаккеля. Тектонически район моря Лаптевых является областью сочленения Восточно-Сибирского кратона и трех складчатых систем: Таймырской, Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской. Этот район испытал позднемезозойскую складчатость и последующий интенсивный рифтогенез в позднем мелу и кайнозое, связанный с формированием Евразийского бассейна [1,8,11].

В геологическом строении района устанавливаются два крупных структурных подразделения: докембрийско-мезозойский складчатый фундамент и мел-кайнозойский осадочный чехол, отвечающие главным этапам тектонического развития района – аккреционному и деструктивному. Складчатый фундамент состоит из крупных геологических тел, (тектоностратиграфических единиц, или блоков), обладающих индивидуальными стратиграфическими, литологическими и

структурными признаками, причлененными в конце раннего мела к Верхоянской окраине Сибири (аккреционный этап). Одновременно с окончанием становления аккреционной структуры складчатого фундамента, начинается его деструкция (деструктивный этап), достигшая апогея в кайнозое и связанная с проникновением в новообразованную окраину материка спрединговых осей раскрывающихся бассейнов Арктики [1].

Для описываемого района характерна унаследованность перемещения литосферных плит и блоков на протяжении MZ-KZ, обусловленная распадом Пангеи и переходом к нынешнему расположению плит и входящих в их состав материков и континентов. Имеющиеся геологические, геофизические и палеомагнитные данные позволяют предположить, что раскрытие Канадской котловины 150-125 млн.лет назад и закрытие Южно-Анюйского океана оказали значительное влияние на позднемезозойское развитие всего восточно-арктического шельфа в целом. Для рассматриваемого района это выразилось в перемещении его отдельных блоков с различными амплитудами смещения и углами поворотов. Наиболее значительные перемещения претерпели Генриеттский и Восточно-Анжуйский блоки [1,2,8]. Кайнозойская геодинамика района может быть охарактеризована как режим континентального рифтогенеза, связанного с формированием арктических океанских бассейнов на границе Евразиатской и Американской литосферных плит. Начальный этап деструкции приходился на поздний мел-эоцен. В это время имело место вращение Северо-Американской и Евразийской плит по часовой стрелке вокруг полюса вращения располагавшегося в районе Японских островов, на широте Новосибирского архипелага возникает утонение земной коры. В олигоцене-среднем миоцене происходит кардинальная перестройка геодинамики района – полюс вращения плит находится севернее Новосибирских островов, территория которых развивается в обстановке сжатия, на этом этапе имели место складчатые деформации и рост поднятий. В начале позднемиоценового-плейстоценового этапа полюс вращения плит постепенно смещается к югу, обстановка сжатия сменяется растяжением, что приводит к сбросовым дислокациям и щелочному базальтовому вулканизму [1]. На современном этапе предполагается еще один перескок полюса вращения в северном направлении.

Возникновение теплого климатического периода в конце мезозоя, возникшего между двумя суровыми ледниковыми эрами, палеозойской и позднекайнозойской многими авторами напрямую связывается с образованием Пангеи [3,4,7]. Для кайнозойской эры в результате анализа литологического, петрофизического, фаунистического и сейсмоакустическгго исследований Новосибирских островов и осадков моря Лаптевых устанавливается переход от условий теплого климата во время позднего палеоцена - раннего эоцена к более холодным условиям среднего эоцена - плейстоцена [10], что хорошо согласуется с общей направленностью перемещений блоков района в северном направлении. Общее похолодание Арктики началось уже с середины эоцена, о чем свидетельствует первое появление в осадках материала ледового разноса, т.е. около 46 млн. лет назад [10, 12]. В конце раннего миоцена из-за широкого раскрытия пролива Фрама произошел переход к условиям вентилируемого океана [9]. Значительные скорости осадконакопления 1-2 см/ тыс.лет, отмечаемые, начиная со времени около 14 млн.лет назад, связаны с поступлением песка и более крупного терригенного материала в результате ледового разноса и свидетельствуют о нарастающем похолодании. Около 3,2 млн. лет назад отмечено изменение физических свойств осадков, их гранулометрии и состава, что свидетельствует об увеличении поступления материала ледового и айсбергового разноса, связанного с расширяющимся ледниковым щитом Гренландии [6,11,12]. Эти данные весьма хорошо согласуются с

палеогеодинамическими реконструкциями для данного региона.

Литература

1. *Драчев С.С.* Тектоника рифтовой континентальной окраины Северо-Восточной Евразии в Арктике (моря Лаптевых и Восточно-Сибирское): автореферат диссертации на соискание ученой степени д-ра геол.-минерал. наук: - М., 1999. 40 с.
2. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.Л, Натанов Л.Л.* Тектоника литосферных плит территории СССР, Книга 2, М.: Недра, 1990. 334 с.
3. *Сорохтин О. Г., Чилингар Дж. В., Сорохтин Н. О.* Теория развития Земли: происхождение, эволюция и трагическое будущее ISBN 978-5-93972-768-6. ИКИ. 2010 г. 752 с.
4. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Развитие Земли. М., Изд. МГУ, 2002. –506 с..
5. *Сывороткин В.Л.* Экологические проблемы Арктики в связи с ее тектоническим строением. Материалы XLII Тектонического совещания «Геология полярных областей Земли» 29.01.08-02.02.08. М. 2008. С. 78-81.
6. *Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Рекант П.В., Погодина И.А., Портнов А.Д.* Палеогеография хребта Ломоносова (Северный Ледовитый океан) в плейстоцене: литология осадков и микрофауна. Вестник МГУ. Сер. 5. Геогр. 2009, № 4. С. 45-54.
7. *Ушаков С. А., Ясаманов Н. А.* «Дрейф материков и климаты Земли». М. «Мысль».1984.318с.
8. *Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E.* Structure and Geology of the Continental Shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // Tectonophysics. 1998. V. 298. P. 357-393.
9. *Jakobsson M., Backman J., Rudels B. et al*. The early Miocene onset of a ventilated circulation regime in the Arctic Ocean // Lett. Nature. 2007. Vol. 447. P. 986-990.
10. *Moran K., Backman J., Brinkhuis H. et al.* The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // Nature. 2006. Vol.44, N 1. P. 601-605.
11. *Roeser H.A., Block M., Hinz K., Reichert C.* Marine Geophysical Investigations in the Laptev Sea and the Western part of the East Siberian Sea // Reports on Polar Research. Bremerhaven , FRG: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, 1995. V. 176. P. 367-377.
12. *St . John K.* Cenozoic ice-rafting history of the Central Arctic Ocean : Terrigenous sands on the Lomonosov Ridge // Paleoceanography. 2008. Vol. 23. PAIS05,doi:10.1029/2007PA001483.

ФАЦИАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СВИТ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ ХАНТАЙСКО-РЫБНИНСКОГО ВАЛА (НОРИЛЬСКИЙ РАЙОН)

Рудакова А.В.

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(antoninaru@gmail.com)

Ведение

Одним из наиболее ярких примеров крупных магматических провинций (LIPs) является Сибирская трапповая провинция, характеризующаяся развитием большого объема магматических пород, сформированных в очень короткий промежуток времени (<1 млн. лет) и рассматривающихся как результат плюмового магматизма [1]. Отличительной ее особенностью является присутствие суперкрупных Pt-Cu-Ni месторождений в ультрабазит-базитовых массивах, близких по возрасту (250 Ma) и составу к породам туфо-лавовой толщи [3], что определяет постоянный интерес геологов к истории развития P_2-T_1 магматизма в Норильском районе.

Для решения указанной проблемы проведено детальное изучение разрезов туфо-лавовой толщи в разных тектонических структурах (Норильская и Хараелахская мульды, периклинальное замыкание Хантайско-Рыбнинского вала, запад Тунгусской синеклизы).

Сделан акцент на рассмотрении каких-либо изменений мощностей, состава свит и их потоков по площади. Такое рассмотрение позволит понять характер излияния и возможные выводы о специфике условий формирования данных свит.

Материал исследования

Всего было изучено 4 скважины и 6 полевых разрезов туфолавовой толщи, в большинстве случаев охватывающих весь объём трапповой формации в данных точках (рис. 1). В пределах Норильской мульды задокументировано две скважины: ОМ-6 и ОМ-25 [4], в центральной и краевой части мульды соответственно. Хараелахская мульда охарактеризована скважиной КС-56 (центральная часть структуры) и разрезом «Красные камни» (КК) на восточной её окраине. Периклинальное замыкание Хантайско-Рыбнинского вала исследовано по скважине МД-52 (район Микчангдинской площади). СЗ окраина Тунгусской синеклизы (восточный борт Хантайско-Рыбнинского вала) была также охарактеризована рядом полевых разрезов в районе оз. Глубокое: разрез г. Сундук (по данным Криволуцкой Н.А.), разрез «Красная шапка» (КШ) на северном борту озера и разрезы Г, Гл, Цр – на южном [6].

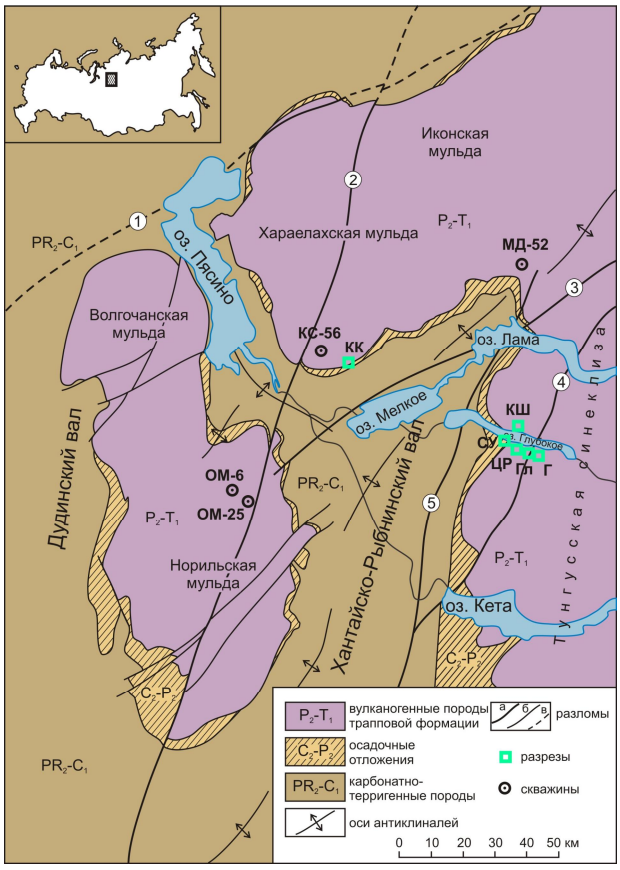


Рис. 1. Схема геологического строения Норильского района

Результаты исследования

Наибольшее количество свит (7 из 11) было выделено в скважине ОМ-6 центральной части Норильской мульды: ивакинская, сыверминская, гудчихинская, хаканчанская, туклонская, надеждинская и моронговская.

Общие состав и мощность свит, развитых в пределах Норильского района в целом представлены в таблице 1.

Таблица 1. Схема стратиграфического расчленения туфолавовой толщи Норильского района

Возраст, индекс	Свита	Мощность, м	Основной тип пород
T_1sm	Самоедская	600 (?)	Базальты толеитовые, афировые, порфировые
T_1km	Кумгинская	160-210	Базальты толеитовые, гломеропорфировые
T_1hr	Хараелахская	380-620	Базальты толеитовые, субщелочные, порфировые, гломеропорфировые
T_1mk	Мокулаевская	400-690	Базальты толеитовые, афировые, порфировые
T_1mr	Моронговская	240-700	Базальты толеитовые, афировые, субщелочные, анкарамиты
T_1nd	Надеждинская	150-530	Базальты толеитовые, порфировые, гломеропорфировые, туфы
T_1tk	Туклонская	0-220	Базальты толеитовые, пикритовые
T_1hk	Хаканчанская	15-260	Туфы, туффиты, редкие прослои базальтов
T_1gd	Гудчихинская	0-250	Базальты толеитовые, пикритовые, гломеропорфировые
T_1sv	Сыверминская	0-195	Базальты толеитовые
P_2iv	Ивакинская	0-330	Базальты субщелочные, трахибазальты, трахиандезибазальты, туфы

Результат детального изучения разрезов вулканитов трапповой формации по периферии Хантайско-Рыбнинского вала отображен в таблице 2.

Данная таблица позволяет проанализировать изменение свит как по времени (то есть с глубиной по всему объёму разреза), так и латерально.

Ивакинская свита выдержана по составу на обоих бортах Хантайско-Рыбнинского вала и представлена порфировыми базальтами. Наибольшая частота извержений по сравнению с другими структурами района проявлена в пределах Норильской мульды. Мощность свиты преобладает на Микчангдинской площади (достигая почти 150 м), и имеет наименьшие величины в Норильской мульде (103,5 м).

Сыверминская свита также достаточно выдержана по составу и характеризуется базальтами с толеитовой структурой, за исключением Микчангдинской площади, где имеет в составе базальты с порфировой и пойкилоофитовой структурой. Максимальная мощность свиты отмечается в разрезе г. Сундук (СУ), достигая 165 м. Кроме того, отмечается закономерное уменьшение мощностей в Норильской и Хараелахской мульд от их центральной части к периферии.

Гудчихинская свита максимально полно проявлена на западе Хантайско-Рыбнинского вала и, соответственно, наиболее разнообразный состав (порфировые, толеитовые и пикритовые в верхней части свит базальты), в то время, как на севере и востоке вала проявлены только верхние пикритовые потоки. Наиболее частые извержения отмечаются на Микчангдинской площади, наиболее редкие – в районе оз. Глубокое. Кроме того, для данной свиты также характерно закономерное изменение мощностей от центра к окраине мульд.

Хаканчанская свита наиболее невыдержанная по мощности из всех имеющихся стратиформных образований. Её мощность варьирует от 1 м до 67 м. При этом в её разрезе также отмечается уменьшение мощности от центральной части мульд к периферии на западе Хантайско-Рыбнинского вала. Состав свиты представлен большей частью туфами с проявлениями толеитовых базальтов в пределах Норильской мульды и Микчангдинской площади.

Таблица 2. Характеристика разрезов трапповой формации обрамления Хантайско-Рыбнинского вала

свита	*Местоположение разреза*	*разрез*	*общая мощ-ность*	*кол-во пото-ков*	*Кол. туф ов*	$K_{экс}$	*N*	*название пород*
iv	Норильская мульда	ОМ-6	103,5	9	3	0,029	0,087	Базальты порфировые
	Хараелахская мульда	КС-56	114,2	4	0	0,000	0,035	Базальты порфировые
		КК	135	5	0	0,000	0,037	Базальты гломеропорфировые, афировые, порфировые
	Микчангдинская площадь	МД-52	149,1	4	1	0,007	0,027	Базальты порфировые
	Тунгусская синеклиза	СУ	105	3	1	0,010	0,029	Базальты гломеропорфировые, порфировые, афировые
sv	Норильская мульда	ОМ-6	129,5	22	3	0,023	0,170	Базальты толеитовые, пикритовые
		ОМ-25 н.р.	65,1	8	0	0,000	0,123	Базальты толеитовые, пойкилоофитовые
	Хараелахская мульда	КС-56	114,6	12	0	0,000	0,105	Базальты толеитовые, пойкилоофитовые
		КК	91	5	0	0,000	0,055	Базальты толеитовые
	Микчангдинская площадь	МД-52	126,6	12	0	0,000	0,095	Базальты порфировые, пойкилоофитовые
	Тунгусская синеклиза	СУ	165	16	0	0,000	0,097	Базальты толеитовые
		КШ н.р.	20,5	5	0	0,000	0,244	Базальты толеитовые
gd	Норильская мульда	ОМ-6	127	15	5	0,039	0,118	Базальты порфировые, пикритовые
		ОМ-25	121,2	10	2	0,017	0,083	Базальты порфировые, толеитовые, пикритовые
	Хараелахская мульда	КС-56	137,5	16	0	0,000	0,116	Базальты порфировые, пикритовые
		КК	115	8	0	0,000	0,070	Базальты гломеропорфировые, порфировые, пикритовые
	Микчангдинская площадь	МД-52	50,1	16	0	0,000	0,319	Базальты пикритовые
	Тунгусская синеклиза	СУ к	15	1	0	0,000	0,067	Базальты пикритовые
hk	Норильская мульда	ОМ-6	67,9	9	0	0,000	0,133	Базальты толеитовые, туфы
		ОМ-25	1	1	1	1,000	1,000	Туфы
	Хараелахская мульда	КС-56	20	1	1	0,050	0,050	Туфы
		КК	10	1	1	0,100	0,100	Туфы
	Микчангдинская площадь	МД-52	31,8	8	0	0,000	0,252	Базальты толеитовые, туфы
	Тунгусская синеклиза	Сундук	24	1	1	0,042	0,042	Туфы
tk	Норильская мульда	ОМ-6	12,4	2	0	0,000	0,161	Базальты толеитовые
		ОМ-25	50,2	3	0	0,000	0,060	Базальты толеитовые
	Микчангдинская площадь	МД-52	14,1	6	2	0,142	0,426	Базальты толеитовые
	Тунгусская синеклиза	СУ	207,5	17	3	0,014	0,082	Базальты толеитовые, пойкилоофитовые
		КШ н.р.	134	16	5	0,037	0,119	Базальты пойкилоофитовые, толеитовые
		ЦР н.р.	22	4	0	0,000	0,182	Базальты афировые, пойкилоофитовые
		Гл н.р.	77	3	1	0,013	0,039	Базальты порфировые, пойкилоофитовые
nd	Норильская мульда	ОМ-6	488,1	61	24	0,049	0,125	Базальты афировые, порфировые, гломеропорфировые
		ОМ-25 н.р.	430,3	24	1	0,002	0,056	Базальты афировые, порфировые, гломеропорфировые
	Хараелахская мульда	КС-56 н.р.	157,5	6	0	0,000	0,038	Базальты порфировые, гломеропорфировые
		КК н.р.	15	1	0	0,000	0,067	Базальты порфировые
	Микчангдинская площадь	МД-52 н.р.	92,7	17	11	0,119	0,183	Базальты пойкилоофитовые, порфировые
	Тунгусская синеклиза	СУ н.р.	280	11	0	0,000	0,039	Базальты толеитовые, порфировые
		ЦР н.р.	1,8	1	1	0,556	0,556	Туфы
		Г н.р.	163	7	0	0,000	0,043	Базальты афировые, порфировые, пойкилоофитовые, гломеропорфировые
mr	Норильская мульда	ОМ-6	103,2	12	7	0,068	0,116	Базальты редкопорфировые

Примечание: н.р. – неполный разрез свиты, $K_{экс}$ – коэффициент эксплозивности, N – частота извержений

Туклонская свита максимально развита в пределах Тунгусской синеклизы, где мощность её достигает 207 м (в разрезе наиболее приближенным к восточному борту Хантайско-Рыбнинского вала). На западе данная свита отмечается маломощным покровом только в разрезе Норильской мульды плавным увеличением мощности (от 12 до 15 м) и количества потоков (от 2 до 3) к её восточной окраине от центра. К северо-востоку количество потоков увеличивается до 6 (скв. МД-52) и на востоке их количество достигает уже 17.

Состав свиты по всей площади Норильского района не выдержан. На западе отмечается исключительно толеитовый состав базальтов (с толеитовой структурой), на востоке он меняется на афировый, порфировый и пойкилоофитовый.

Надеждинская свита выдержана по составу и сложена афировыми, порфировыми и гломеропорфировыми базальтами на всей площади района, за исключением Тунгусской синеклизы, где появляются толеитовые разности. В полном своём разрезе она отмечена только в скважине ОМ-6 центральной части Норильской мульды, характеризуясь закономерно наибольшими среди других изученных разрезов значениями мощности в 488,1 м. Максимальная частота излияний и объёма кластического материала проявлены на западе и севере Хантайско-Рыбнинского вала.

Моронговская свита в изученных разрезах была отмечена только в скважине ОМ-6. Представлена афировыми и редкопрофировыми базальтами с частотой излияния 0,116 и общей неполной мощностью 103,2 м.

Анализируя весь разрез в целом относительно коэффициента эксплозии, интересно отметить, что для нижних свит максимальное его значение характерно для Норильской мульды и практически полностью отсутствует на севере и востоке Хантайско-Рыбнинского вала. Начиная с туклонского времени распределения эксплозивных образований меняется, вследствие чего максимальная концентрация отмечается в скважине МД-52 Микчангдинской площади, слабо уменьшаясь к востоку (Тунгусская синеклиза) и почти полностью исчезая к западу.

Обсуждение результатов

Мощность ивакинской свиты слабо изменяется на всей территории района, существенно увеличиваясь лишь в периклинальном замыкании Хантайско-Рыбнинского вала, что говорит о возможном существовании в данном месте прогиба, где скапливались большие объёмы лав с максимальной мощностью потоков.

Вулканиты сыверминской свиты в целом также достаточно стабильно сохраняют мощность, постепенно увеличиваясь к востоку территории, при этом четко уменьшаясь к периферии мульд от их центральной части. Таким образом, в это время, по всей видимости, вместо прогиба начинает расти поднятие Хантайско-Рыбнинского вала.

Во время формирования гудчихинской свиты отмечается продолжение роста вала, поскольку здесь также отмечается уменьшение мощностей данной свиты к его бортам от центральной части Норильской и Хараелахской мульд. Помимо этого, развитие гудчихинского вулканизма к востоку постепенно истощается, поскольку общая мощность четко уменьшается к востоку, куда дотягиваются лишь верхние потоки пикритовых базальтов.

Хаканчанская свита также постепенно уменьшается к востоку, вплоть до полного выклинивания в районе северного берега оз. Глубокое.

Образования туклонской свиты в противовес двум последним свитам существенно увеличиваются к востоку по мощности в целом, а также мощности потоков и эксплозивной деятельности, что указывает на центр развития данного магматизма к северо-северо-востоку от Хантайско –Рыбнинского вала в сторону Тунгусской синеклизы.

Покровы надеждинской и моронговской свит, по всей видимости, повсеместно перекрывают более древние образования,

сохраняя при этом в достаточной мере свою мощность и состав.

Выводы

1. На территории Норильского района существовало как минимум две области излияния лав трапповой формации: запад территории, откуда извергались вулканиты нижних свит (от ивакинской до хаканчанской), и северо-восток-восток района, являющийся центром излияния образований туклонской свиты.
2. Во время излияния вулканитов трапповой формации стал закладываться и формироваться из существовавшего изначально небольшого (не более 50 м глубиной) прогиба Хантайско-Рыбнинский вал, рост которого прекратился к концу туклонского времени.

Литература

1. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959, 61 с.
2. Криволуцкая Н.А., Рудакова А.В. Строение и геохимические особенности пород трапповой формации Норильской мульды (СЗ Сибирской платформы) // Геохимия, 2009, №7, с.1-23
3. Масайтис В.Л. Пермский и триасовый вулканизм Сибири: проблемы динамических реконструкций // ЗВМО. 1983. Ч. CXII. Вып. 4. С. 412-425.
4. Рудакова А.В., Криволуцкая Н.А. Структурно-текстурные особенности и строение пород трапповой формации Норильской мульды (СЗ Сибирской платформы) // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология, 2009. № 6. С. 34-44
5. Рудакова А.В. Тектоническая обстановка Хантайско-Рыбнинского вала во время траппового магматизма P_2-T_1 (Норильский район) // XVII Международная конференция студентов, аспирантов и молодых учёных «Ломоносов-2010», Электронный сборник тезисов, Москва, 2010.
6. Рудакова А.В. Строение трапповой формации восточного борта Хантайско-Рыбнинского вала (норильский район) // Пятая Сибирская конференция молодых учёных по наукам о Земле, Электронный сборник тезисов, Новосибирск 2010

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЛИВА ДРЕЙКА В ПОСТМИОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ, ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИКА, ЮЖНЫЙ ОКЕАН

Тетерин Д.Е., Сущевская Н.М., Кольцова А.В., Домарацкая Л.Г.

Институт Геохимии и Аналитической Химии им. В.И. Вернадского, Москва, Россия
(d_e_teterin@mail.ru)

По современным представлениям в пределах континентальной окраины пролива Дрейка (рис.1) происходит процесс перехода от активного типа окраины к пассивной, после затухания спрединга на хребте Алук 3.3 млн.лет назад. Несмотря на относительно хорошую геолого-геофизическую изученность региона до сих пор неоднозначно интерпретируется природа пролива Брансфилд. У большинства исследователей рифтогенная природа пролива не вызывает сомнений, однако модель формирования рифта, до конца не ясна. По одним предположениям рифтовая зона возникла главным образом в результате отката тяжелого субдуцирующего слэба литосферы плиты Феникс в сторону океана, вызванного резким уменьшением скорости субдукции с 6.4 см/год до 2.6 см/год, произошедшей 7.8 млн.лет назад, и полной ее остановки 3.3 млн. лет назад. Альтернативная модель предполагает, что формирование рифта началось в результате продвижения тектонических деформаций со стороны хребта Южный Скоша.

Новые детали строения рельефа, осадочного чехла и фундамента, полученные во время морских геолого-геофизических экспедиций немецкого НИС “Polarstern” и Российского НИС “Академик Борис Петров”, позволяют более определенно судить об особенностях эволюции континентальной окраины пролива Дрейка и происхождении пролива Брансфилд.

В ходе проведенного анализа и интерпретации новых данных совместно с накопленной к настоящему времени геолого-геофизической информацией для этого региона установлено, что в пределах окраины пролива Дрейка можно наблюдать признаки активности процессов, характерных для обеих возможных моделей раскрытия пролива Брансфилд - как в результате отката тяжелого субдуцирующего слэба литосферы в сторону океана, вызванного резким уменьшением скорости субдукции, так и в результате продвижения тектонических деформаций со стороны транспрессивной системы хребта Южный Скоша. Однако факты, свидетельствующие о том, что формирование рифта происходит в результате отката литосферного слэба, нельзя назвать явными.

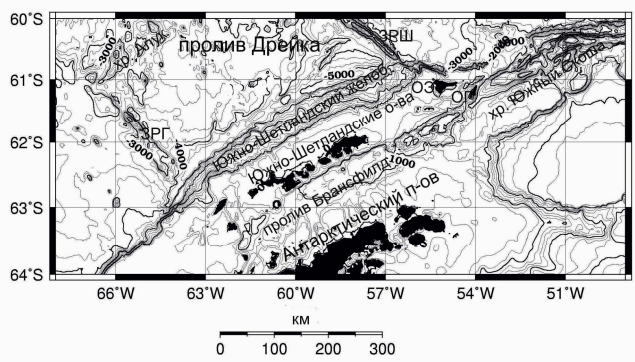


Рис. 1. Батиметрическая карта пролива Дрейка [GEBCO 2008]. Проекция Меркатора, главная параллель 60^0S. Сечение изобат 250 метров. ЗРШ – разлом Шеклтона, ЗРГ-разлом Геро, ОЭ – остров Элефант, ОГ – остров Гиббс.

Направление вектора миграции Южно-Шетландского блока не характерно для подобных моделей. Как правило, вектор миграции островной дуги и глубоководного желоба в сторону океана ортогонален оси желоба, как это можно наблюдать в перемещении желобов Ванатау, Тонга и Марианского. Больше похоже на то, что Южно-Шетландская дуга перемещается вместе с Антарктической плитой, постепенно раскрываясь (подобно ножницам) в направлении плиты Скоша.

Сейсмологические исследования показывают, что субдукция плиты Феникс под Антарктическую плиту медленно

продолжается, и разлом Шеклтона является активным, поскольку вдоль линии разлома фиксируются сдвиговые деформации. Возможно так же, что разломы Шеклтона и Геро субдукцирют под Южно-Шетландский блок, на что указывает морфология аномалий гравитационного поля в редукциях в свободном воздухе и Буге над Южно-Шетландским желобом. В таком случае Южно-Шетландский блок не ограничивается на северо-востоке разломом Шеклтона, и если происходит его миграция, то независимо от плиты Феникс. Критическое значение возраста, при котором возможно гравитационное опускание субдуцирующей литосферы и, как следствие, откат слэба в сторону океана, оценивается в 60-80 млн. лет. С учетом относительно небольшого времени, прошедшего с момента остановки спрединга, горячая упругая литосфера, которая еще не утратила гравитационной стабильности, может сохранять пологий угол субдукции до глубин 100-200 км, поэтому, если и происходит процесс отката более древней и тяжелой части субдуцирующего слэба, то на глубинах более 100 км и на значительном удалении (более 300 км) от оси глубоководного желоба, и его влияние на процесс формирования рифта не может быть значительным.

Другой сценарий, согласно которому раскрытие пролива и формирование рифта происходило в результате продвижения тектонических деформаций со стороны хребта Южный Скоша, представляется более реалистичным. В рельефе отчетливо прослеживается связь впадины хребта Южный Скоша и пролива Брансфилд. По данным сейсмологических наблюдений выявлен подобный тип и направление (с юго-востока на северо-запад) тектонических деформаций для землетрясений, зафиксированных в пределах хребта Южный Скоша и в проливе Брансфилд. По результатам геокинематического мониторинга установлено, что Антарктическая плита перемещается в северо-восточном направлении со скоростью 2см/год, в то же время плита Скоша перемещается в юго-западном направлении приблизительно со скоростью 1.4 см/год. Судя по типу смещений в очагах землетрясений в районе острова Элефант и Гиббс, разделению северо-восточной части дуги Южно-Шетландских островов на отдельные блоки, эта область испытывает деформации сжатия, возможно, связанные со встречным движением сегмента субдукцирующей плиты Феникс и северо-восточной части Южно-Шетландского блока, мигрирующего от Антарктического полуострова в субмеридиональном направлении.

Таким образом, остановка спрединга на хребте Алук 3.3 млн. лет назад привела к перераспределению сложной конфигурации осей растяжения и сжатия, связанных с взаимными перемещениями плит Антарктической, Скоша, Шетландской и Феникс, и явилась спусковым механизмом к началу продвижения деформаций растяжения со стороны хребта Южный Скоша и формированию рифта пролива Брансфилд.

МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОСЛАБЛЕННЫХ ЗОН В АРХЕЙСКОМ ФУНДАМЕНТЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Филатова В.Т.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия
(filatova@geoksc.apatity.ru)

Достаточно хорошая изученность северо-восточной части Балтийского щита позволяет использовать этот регион в качестве опорного полигона для реконструкции условий формирования земной коры. Главной особенностью тектонической эволюции региона является унаследованность областей геодинамической активности в раннем докембрии. При этом предметом дискуссий являются механизмы формирования земной коры. Объяснение причин возникновения условий, вызывающих тектонические деформации, является особо значимой задачей при реконструкции геодинамических режимов, определивших особенности развития региона и повлиявших на его металлогеническую специализацию. Одной из важнейших характеристик тектоносферы является напряжённо-деформированное состояние, контролирующее развитие тектонических и геодинамических процессов в коре.

В северо-восточной части Балтийского щита традиционно выделяются наиболее крупные структуры, ограниченные зонами долгоживущих тектонических разломов, которые в разное время рассматривались в ранге блоков, мегаблоков, доменов либо террейнов: Мурманский, Кольский, Беломорский и Карельский [6]. Среди второстепенных структур из-за особенностей своего строения и состава пород выделяется архейская Кейвская структура, вложенная в структуру Кольского мегаблока. Кроме этого выделяются следующие структурные зоны: архейские зеленокаменные пояса Колмозеро-Воронья, Ёнский и Терско-Аллареченский, протерозойские Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс и Печенга-Варзугский палеорифтоген, а также палеозойские щелочные массивы (Хибинский, Лавозерский). Большинство из известных сегодня продуктивных мафит-ультрамафитовых массивов обнаруживают пространстенно-временную связь с зонами глубинных долговременных разломов и рифтогенезиса.

Представленная работа, выполненная на базе численного моделирования, позволила выявить зависимость формирования проницаемых зон в коре от действовавших в регионе полей напряжений. Северо-восточная часть Балтийского щита рассматривается как неоднородное упругое тело, подверженное действию объёмных сил и заданных напряжений на границе. Решается краевая задача в напряжениях с использованием разработанных в этих целях программ для ЭВМ [4,5]. При этом допускается, что тип тектоно-магматической активности, установившийся в раннем докембрии, был внутриплитный. Рассматриваемая область состоит из нескольких подобластей, каждая из них считается однородной изотропной и линейно-упругой с линейно-упругими постоянными, которые задавались с помощью имеющейся базы данных по региону [2,3].

Впервые предлагается использовать расчёты градиентных полей напряжений в целях выделения ослабленных зон в фундаменте, предопределяющих локализацию магматических процессов. Практика показывает, что преимущественное формирование зон разрушения в земной коре происходит на тех участках, где наблюдаются градиенты напряжений. Выполненное моделирование позволило выделить структуры, дренирующие подъём мантийных основных-ультраосновных магм. Проведённые исследования выявили унаследованность положения магмапроводящих структур региона от архея до раннего протерозоя.

В целях построения модели напряжённо-деформированного состояния коры Кольского региона в позднем архее, а также для выявления возможных архейских магмовыводящих зон в фундаменте региона и последующего анализа их соотношений с раннепротерозойскими зонами магматизма и метаморфизма было выполнено численное моделирование, позволившее оценить величины напряжений s_{xx}, s_{yy}, s_{xy}, градиентов напряжений и определить ориентацию осей главных напряжений, которые могли возникать в континентальной плите северо-востока Балтийского щита в позднем архее под воздействием внешних тектонических сил. Расчёты выполнялись для двух возрастных интервалов: (1) $2.9 \div 2.6 млрд.лет \cdot назад$ и (2) $2.6 \div 2.5 млрд.лет \cdot назад$. При этом для каждого интервала задавалась определённая базовая модель, описывающая исследуемую область с учётом существующих геологических структур, возраста их формирования и упругих характеристик пород.

Каждая базовая модель представляет область, состоящей из нескольких подобластей. Для первой модели в качестве подобластей используются архейские мегаблоки, Кейвская структура и зоны глубинных разломов (мощность 25-30 км), разъединяющие мегаблоки. Во вторую модель дополнительно включены подобласти, аппроксимирующие области развития зеленокаменных поясов Колмозеро-Воронья и Терско-Аллареченского, полностью сформировавшиеся к рубежу $2.6 млрд.лет \cdot назад$. Ввиду того, что каждый блок включает различные горные породы с присущими им физическими свойствами, модуль Юнга и коэффициент Пуассона определялись как средневзвешенное значение в пределах структурной единицы. Применительно к исследуемому региону были выполнены расчёты для несколько вариантов нагрузки области: всестороннее равномерное и неравномерное сжатие и растяжение, одноосное сжатие и растяжение по различным направлениям. В случае всестороннего равномерного сжатия области наиболее отчётливо выделяются в поле напряжений структурные особенности региона, обусловленные развитием проницаемых зон земной коры. Для других вариантов нагрузки структурные особенности в полях напряжений прослеживаются значительно слабее, а иногда полностью размыты.

На рис. 1 представлены рассчитанные значения градиентов напряжений для интервала $2.9 \div 2.6 млрд.лет \cdot назад$, пронормированные относительно максимального значения градиента по всему региону и показаны в процентах от данного значения.

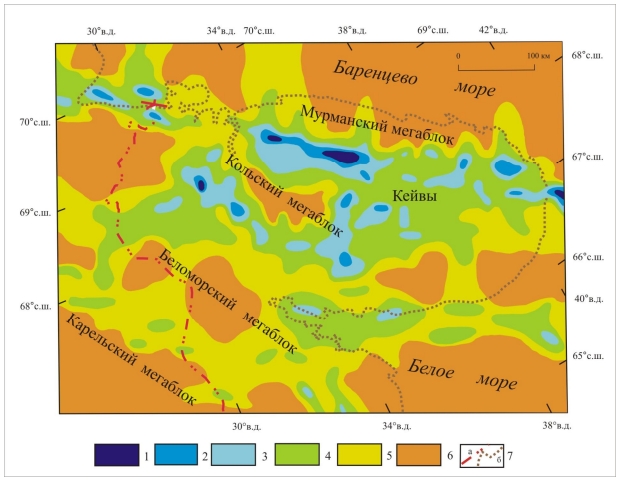


Рис.1. Характер распределения градиентов напряжений, рассчитанных для архея – интервал $2.9 \div 2.6 млрд.лет \cdot назад$.

$1 \div 6$ – нормированные градиенты напряжений: 1 – $80 \div 100\%$, 2 - $60 \div 80\%$, 3 - $40 \div 60\%$, 4 - $20 \div 40\%$, 5 - $10 \div 20\%$, 6 - $0 \div 10\%$; 7 – а) государственная граница России, б) современная береговая линия.

Выполненное численное моделирование показало, что на фоне общего тектонического сжатия региона в земной коре формируется мозаичная картина распределения полей напряжений. Выделяются области повышенного градиента напряжений и области, где градиент напряжений практически отсутствует. В пределах Кольского и Беломорского мегаблоков слабоградиентные области перекрывают

области развития пород, претерпевших разного типа архейский метаморфизм (амфиболитовая и гранулитовая фации) и для которых характерен наиболее полно сохранившийся позднеархейский парагенезис [1].

На рис.2 представлены выделенные по аномальным значениям градиентов напряжений главные магмавыводящие структуры региона, сформировавшиеся в период $2.9 \div 2.6 млрд.лет \cdot назад$. Зоны 1-4 (1-Колмозеро-Воронья, 2-Терско-Аллареченский магматический пояс, 3-Цагинская, 4-Щучьеозерская) известны по геологическим данным как архейские. Зоны 5-6 (5- Туломская, 6- Колвицкая) известны как раннепротерозойские. Зона 7 (Лиинахамарская) прослеживается вдоль по разлому СВ направления (северо-восточные разломы кольскими геологами считаются архейскими). В поле градиентов напряжений со значениями ниже средних величин от максимальных значений по региону выделены локальные аномальные зоны, которые также соотносятся с известными геологическими структурами архейского и протерозойского возраста.

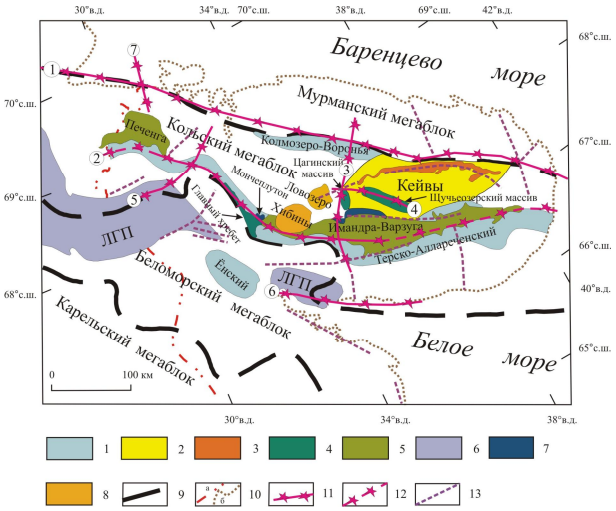


Рис.2. Ослабленные зоны в фундаменте Кольского региона, сформировавшиеся в архее в интервале - $2.9 \div 2.6 млрд.лет \cdot назад$.

Условные обозначения к рис.2 включают в себя следующие пункты: 1 – архейские пояса; 2 – Кейвская структура, 3 – высокоглиноземистые гнейсы Кейвской серии (песцовотундровская толща), 4 – массивы анортозитов и габбро-анартозитов (архей/ранний протерозой); 5 – Печенга-Имандра-Варзугская палеорифтогенная структура; 6 – Лапландский гранулитовый пояс; 7 – расслоенные массивы основных и ультраосновных пород (ранний протерозой). 8 - щелочные интрузивы (палеозой). 9 – разломы (зоны разломов) на контакте мегаблоков 10 – а) государственная граница России, б) современная береговая линия. 11 - магмапроводящие зоны, установленные по аномальным значениям градиентов напряжений; 12 – магмапроводящие зоны, выделенные в поле градиентов средних значений по отдельным локальным аномалиям и совпадающие с областью развития пород Терско-Аллареченского пояса; 13 – ослабленные зоны в фундаменте, выделенные в поле градиентов напряжений со значениями ниже средних.

На рис.3 представлено рассчитанное градиентное поле напряжений, которое могло сформироваться в пределах Кольского региона в период $2.6 \div 2.5 млрд.лет \cdot назад$. В градиентных полях все архейские мегаблоки различаются по характеру проявления их напряжённо-деформированного состояния. Также есть различие относительно распределения градиентных полей напряжений, полученных для периода $2.9 \div 2.6 млрд.лет \cdot назад$.

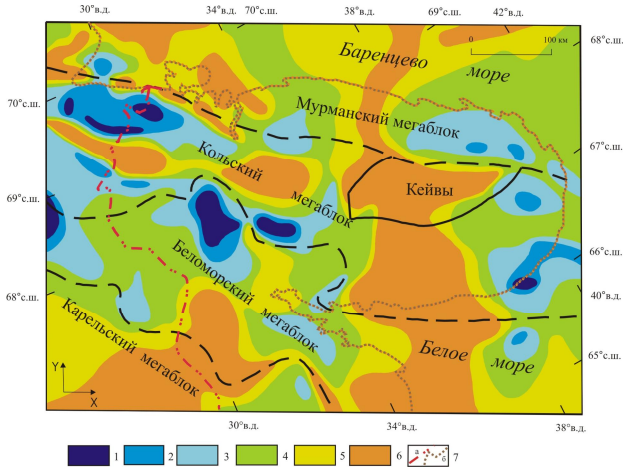


Рис.3. Характер распределения градиентов напряжений, рассчитанных для архея – интервал $2.6 \div 2.5 млрд.лет \cdot назад$.

Условные обозначения показаны на рис.1.

На рис. 4 приводится сопоставление местоположения известных магмапроводящих структур региона и трассирующих зон, выделенных по областям максимальных градиентов напряжений для второй базовой модели (период - $2.6 \div 2.5 млрд.лет \cdot назад$). Почти все выделенные зоны совпадают с областями активизации тектоно-магматических процессов. Выделенные зоны 1-5 (1- г.Генеральская, 2-Порьиташская, 3-Сальнотундровская-1, 4-Сальнотундровская-2, 5-Мончетундровская) являются раннепротерозойскими. Зона 6 известна как палеозойская. Зона 7 (Восточно-Кольская), простирающаяся субмеридионально и секущая восточную оконечность Кольского полуострова и акваторию Белого моря, не отмечается геологами как магмапроводящая структура, её возраст и генезис не известен.

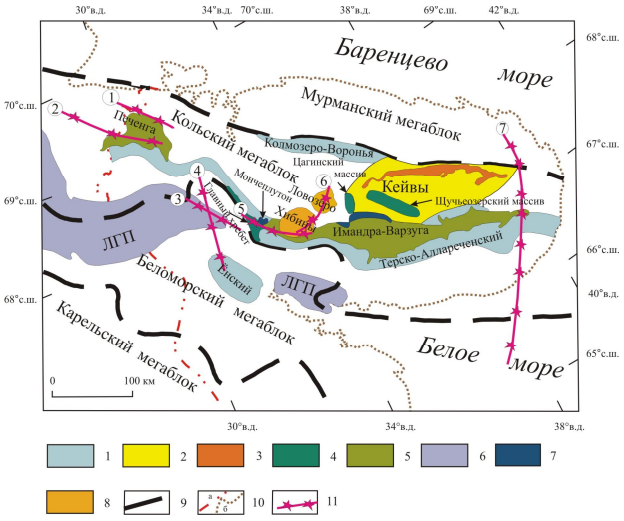


Рис.4. Ослабленные зоны в фундаменте Кольского региона, сформировавшиеся в архее в интервале $2.6 \div 2.5 млрд.лет \cdot назад$.

Наиболее заметные тектонические дислокации и интенсивный массообмен между корой и мантией могут возникать именно в ослабленных зонах фундамента. Территории, где наблюдается резкое изменение интенсивности напряжений, рассматриваются как области нестабильности, предрасположенные к возникновению динамически развивающихся разрывов большой протяжённости. Формирование ослабленных зон могло быть фактором, влияющим на местоположение архейских поясов Колмозеро-Воронья и Терско-Аллареченский. В раннем протерозое произошла ремобилизация ранее сформировавшихся ослабленных зон и началось формирование новых трещин и разрывов, создались условия для локализации рифтогенной Печенгско-Варзугской структуры. Несомненно, заложение Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса и Печенгско-Варзугской палеорифтогенной системы, формировавшихся в виде линейных систем грабенообразных впадин, было обусловлено сложившимся характером напряжённо-деформированного состояния земной коры в данном районе. Полученные результаты не вступают в противоречие с принятым допущением о том, что установившийся в северо-восточной части Балтийского щита геодинамический режим был внутриплитный.

Выполненные исследования показали, что развитие мобильно-проницаемых зон в пределах жёстких блоков северо-восточной части Балтийского щита также может быть обусловлено и напряжённо-деформированным состоянием земной коры региона, подверженной действию внешних удалённых сил. Как следствие, в условиях всестороннего сжатия региона в архее возникли благоприятные условия для формирования ослабленных зон в фундаменте, вызвавших развитие тектонических дислокаций, а также расколов коры, способных дренировать очаги магмагенерации.

Результаты исследований показывают, что в северо-восточной части Балтийского щита чётко прослеживается унаследованность положения магмапроводящих структур от архея до раннего протерозоя. Следовательно, напряжённо-деформированное состояние среды, сформировавшееся в архее, определило развитие геодинамических и магматических мантийных процессов региона и в раннем протерозое, а может даже и в последующие геологические

эпохи.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН (ОНЗ-6) "Геодинамика и физические процессы в литосфере" и РФФИ (проект № 09-05-12028-офи_м).

Литература

1. *Петров В.П., Беляев. О.А., Волошина З.М., Богданова М.Н., Ивлиев А.И.* Метаморфизм супракрустальных комплексов раннего докембрия: (северо-восточная часть Балтийского щита) – Л.: Наука, 1986. – 272 с.
2. *Справочник (кадастр) физических свойств горных пород* / Под ред. Н.В. Мельникова, В.В. Ржевского и М.М. Протодъяконова - М.: Недра, 1975. - 279 с.
3. *Сейсмичность при горных работах* / Под ред. Н.Н.Мельникова. - Апатиты: Изд. ГоИ КНЦ РАН, 2002. – 325 с.
4. *Филатова В.Т.* Оценка напряжённо-деформированного состояния земной коры северо-восточной части Балтийского щита в позднем архее // ДАН, 2009, т.424, №2, с.249-253.
5. *Филатова В.Т.* Влияние напряжённо-деформированного состояния среды на формирование ослабленных зон в архейском фундаменте северо-восточной части Балтийского щита // Геофизический журнал НАН Украины, 2009, т.31, №3, с.41-52.
6. *Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F., Arzamastsev A.A., Yevzerov V.Ya., Lyubtsov V.V., Shipilov E.V., Nikolaeva S.B., Fedotov Zh.A.* Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield). - Apatity: KSC RAS, 1995. – 144 p.

ГЕОЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СИСТЕМЕ ДИНАМИЧЕСКОЙ ФИЗИКО - ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Шигаев В.Ю.

ГОУ ВПО «Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского», г. Саратов, (vital1969_08@ mail.ru)

В динамической модели геологической среды отражается фундаментальная природная особенность Земли – термодинамическая открытая система, принимающая на себя постоянное действие разномасштабных экзо- и эндогенных планетарных физических сил. Согласно этой модели, геологическая среда, в любом характерном для природных процессов масштабе времени от $t=10^{18}$с (для Земли в целом) до $t=10^{-18}$с (рентгеновская часть спектра) подвергается воздействию неравномерных физических полей [5].

Выявление геолого-геофизических факторов, определяющих закономерности геологического строения и размещения полезных ископаемых, основано на существующих концепциях осадкообразования и моделях формирования тектонических структур. Если раньше господствовали статические начала, рассматривающие изолированно друг от друга индивидуальные свойства отдельных элементов геологической среды, то сейчас на передний план выходят новейшие данные соответствия в пространстве и во времени историко-генетических и эволюционно-динамических факторов [6, 7, 8 и др.]. Анализ геотектонических концепций показывает, что каждому этапу геологического развития соответствуют геолого-геофизические параметры, отражающие [2]:

-эндогенные процессы, формирующиеся в мантии, генетически связанные с основными и ультраосновными магмами;

-флюидодинамические процессы, способствующие образованию разноуровенных зон разуплотнения;

-наличие в земной коре системы разломов;

-субвертикальные зоны диструкции горных пород;

- вертикальная тектоно-петрологическая расслоенность земной коры и верхней мантии.

Каждый из периодов изменения физических свойств горных пород является основой для построения соответствующей физико-геологической модели (ФГМ) исследуемых объектов, способствующей решению определенной геологической задачи. При этом получаемые результаты характеризуются универсальностью и многофакторностью информации, позволяющей изучать как геометрию, так и свойства геологических тел.

При обосновании динамической модели отдельных элементов геологической среды, например, нефтегазового месторождения, необходимо использовать результаты геофизического мониторинга. Экспериментально установлено, что над залежами нефти и газа геофизические поля характеризуются повышенной изменчивостью во времени. Это явление может быть объяснено нестабильностью термодинамических условий в земной коре под воздействием причин тектонического характера. Однако амплитуда и периодичность изменения физических свойств зависит от интенсивности геодинамических процессов – пластового давления и температуры и в целом не превышает $1\cdot10^{-1}$%.

В этой связи особое положение занимают методы, использующие для воздействия на геологическую среду физические поля, а о результатах исследований судят по непосредственному изменению вещественного состава горных пород. Такая возможность предоставляется, в частности, при активизации геохимических процессов в горных породах электрическим током [9]. В этом случае возникают аномалии содержания микроэлементов, значительно

превышающие по величине концентрации в тех же породах до пропускания электрического тока.

Динамическая модель геологической среды не только зависит от геологических свойств, но и является функцией временного масштаба. Не рассматривая модели, соответствующие этапам геологического развития в целом, охарактеризуем ФГМ локальных объектов, на примере залежей углеводородов (УВ).

Проблема поисков нефти и газа является определяющей в ходе проведения геологических исследований, однако ее сложно рассматривать отдельно от вопросов формирования ФГМ разломов, поскольку возникновение геоэлектрохимических аномалий напрямую связано с разуплотненными зонами, контролирующими ловушки нефти и газа.

При изучении зон разломов в настоящее время применяются геофизические, геохимические, геоморфологические и другие методы, позволяющие их картировать и определять систематику разрывных нарушений. Трещиноватость горных пород отражает геологические, в первую очередь, тектонические процессы. Основной причиной появления трещиноватости является возникновение сложного напряженно-деформированного состояния массивов горных пород [10].

Зоны трещиноватости являются проводящими каналами, по которым происходит миграция вещества, например, углеводородов, вплоть до поверхности. Поскольку напряжение в недрах нарастает постепенно, и его разгрузка осуществляется также не мгновенно, заполнение углеводородными флюидами происходит последовательно снизу вверх по мере постепенного разрыва сплошных горных пород до полного завершения этого процесса [4]. В результате во вмещающих породах формируются эпигенетические ореолы геохимических индикаторов, фиксируемых различными, в том числе и геоэлектрохимическими методами. Для примера на рис. 1 показаны изменения по профилю содержания бутана, данных геоэлектрохимии $K_{овп}$ и термокаппаметрии k_t, выявленные на Алексеевском нефтяном месторождении (Саратовское Поволжье).

Наблюдаемое здесь соответствие градиентных зон геоэлектрохимического параметра и магнитной восприимчивости максимальным концентрациям бутана указывает на нарушение физико-химического равновесия на участках повышенной трещиноватости.

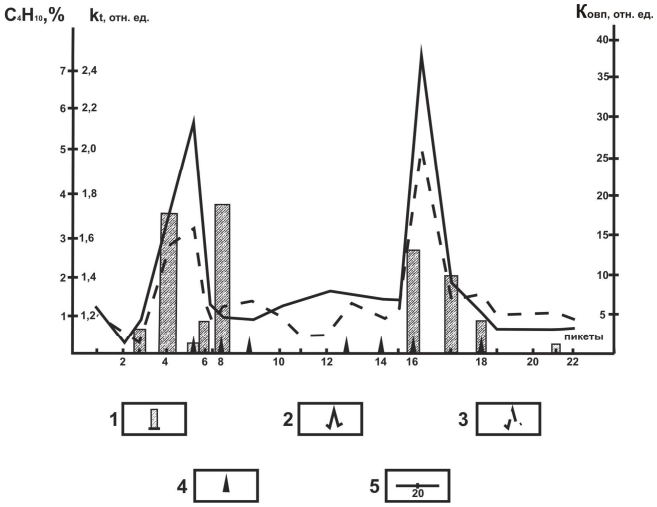


Рис. 1. Результаты комплексных исследований на Алексеевском месторождении углеводородов Условные обозначения: 1. Данные газогеохимии по бутану. 2. Данные геоэлектрохимии. 3. Данные термокаппаметрии. 4. Нефтяные скважины. 5. Геоэлектрохимический пикет и его номер.

Мониторинговые геофизические исследования, проводимые на месторождениях УВ, показывают, что интервал временных вариаций физических и геохимических свойств заключен в промежутке от первых дней [3] до нескольких месяцев [1]. При этом ФГМ абстрагирует геологическое пространство на две взаимодополняющие части - обширные по объему энергопассивные массивы горных пород с неизмененными квазилинейными физическими свойствами и локальные энергоактивные зоны, выполненные геологическими образованиями с меняющимися во времени нелинейными физико – химическими свойствами [2].

Приведенные данные, обосновывающие место геоэлектрохимических исследований

в системе динамической модели геологической среды, позволяют определить достаточно широкий спектр физико – геохимических свойств исследуемых объектов, в частности месторождений нефти и газа, влияющих на пространственное распределение наблюдаемых аномалий. Это позволяет значительно снизить степень неоднозначности решения обратной задачи и тем самым повысить эффективность геолго – геофизических методов при поисках УВ.

Литература

1. Анисимова А.А. О результатах совместных гравиметрических и газометрических наблюдений / А.А. Анисимова, А.И. Волгина // Физика Земли. Известия АН СССР. — 1990. — № 3. — С. 82–85.
2. Баласанян С.Ю. Динамическая геоэлектрика / С.Ю. Баласанян. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. — 232 с.
3. Волгина А.И. Результаты исследования временных изменений гравиметрического поля / А.И. Волгина // Геология нефти и газа — 1990. — № 3. — С. 36–37.
4. Липатова В.В., Местоскопления твердых битумов и высоковязких нефтей в юго-восточной части Прикаспийской впадины / В.В. Липатова, Э.А. Светлакова, М.С Трохименко // Нефтегазовая геология и геофизика — 1980. — № 4. — С. 7–10.
5. Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития Земли в фанерозое (проблемы пульсаций и расширения Земли) / Е.Е. Милановский // Геотектоника — 1978. — № 6. — С. 3–16.
6. Соколов Б.А. Автоколебательная модель нефтегазообразования / Б.А. Соколов // Вестн. Моск. ун-та. Серия 4, геология. — 1990. — № 5. — С. 3–15.
7. Соколов Б.А. Эволюционно динамические критерии оценки нефтегазоносности недр / Б.А. Соколов — М., Недра, 1985. — 168 с.
8. Хаин В.Е. Соколов Б.А. Флюидодинамический анализ – новый этап развития учения о нефтегазоносности осадочных бассейнов / В.Е.Хаин, Б.А.Соколов // Флюидодинамический фактор в тектонике и нефтегазоносности осадочных бассейнов. – М., Наука, 1989. — С. 5-12.
9. Шигаев В.Ю. Геоэлектрохимические исследования при поисках нефтегазоперспективных объектов / В.Ю. Шигаев, Ю.Г. Шигаев. — Саратов: Изд-во ГосУНЦ «Колледж», 2002. — 147 с.
10. Ярошевский Я. Тектоника разрывов и складок. — Перевод с польского / Я. Ярошевский. — М.: Недра, 1981. — 245 с.

ГОРЯЧАЯ ГЕТЕРОГЕННАЯ АККРЕЦИЯ ЗЕМЛИ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Шкодзинский В. С.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия
(shkodzinskiy@diamond.ysn.ru)

Очевидно, что наша планета должна была бы иметь совершенно различные состав, строение и эволюцию в зависимости от ее генезиса. Поэтому правомерна попытка выяснения происхождения Земли на основании анализа геологических данных. Эта задача почти не рассматривается в литературе, хотя широко распространены попытки выяснения природы глубинных геологических процессов на основании принимаемых гипотез происхождения Земли.

К настоящему времени предложено 4 главных гипотезы образования нашей планеты – холодной, горячей, гомогенной и гетерогенной аккреции. По представлениям О.Ю. Шмидта [6] и его последователей формирование Земли было холодным. Ее слипание происходило длительно под влиянием гравитационных сил – более 1 миллиарда по О.Ю Шмидту и 100 миллионов лет по В.С. Сафронову [4]. При аккреции за счет преобразования механической энергии в тепловую выделилось около $23{,}2 \cdot 10^{38}$ эрг, что могло бы испарить вещество Земли и нагреть его до 36 000°С. Но большая длительность образования по мнению сторонников гипотезы холодной аккреции обусловила рассеивание выделявшегося тепла в космическое пространство. Иследователям наиболее древних пород нашей планеты было удобно предполагать, что самые ранние геологические процессы существенно не отличались от современных (принцип актуализма). Поэтому гипотеза холодной аккреции Земли в настоящее время является самой популярной.

Однако результаты исследований Луны космонавтами во второй половине прошлого столетия пришли в противоречие с этой гипотезой, поскольку неожиданно выявили признаки горячего образования этого тела. Таковыми являются отсутствие на Луне хондритов – обычно предполагаемого главного исходного вещества планет, магматическое происхождение всех ее пород, очень древний (4,4 – 3,7 млрд. лет) изотопный их возраст и в сотни раз большее по сравнению с хондритами содержание во многих из них химических компонентов (FeO, SiO_2, REE), накапливавшихся в остаточных расплавах при кристаллизации магм. Это указывает на существование и дифференциацию на ранней стадии эволюции Луны глобального океана магмы. Особенно показательно присутствие на Луне слоя анортозитов мощностью до 100 км, который образовался в результате всплывания плагиоклаза в слое мафической магмы толщиной не менее 1000 км.

Нерешенной является и проблема гомогенного или гетерогенного формирования Земли и других планет. В гипотезе гомогенной аккреции [6, 4] принимается, что состав формировавшего планеты вещества не изменялся во времени. Силикатные и железные частицы падали одновременно, в дальнейшем они разделялись в земных недрах в результате гравитационной дифференциации и сформировали железное ядро Земли, силикатные мантию и кору. В гипотезе гетерогенной аккреции предполагается, что состав падавшего материала сильно эволюционировал во времени [3], что обусловило слоистое строение планет. Гипотеза гомогенного образования не нуждается в объяснении причины изменения состава падавшего материала. Поэтому в настоящее время она является наиболее распространенной. Однако, как будет показано ниже, ей противоречат некоторые теоретические, космохимические и геологические данные.

Если Земля имеет горячее происхождение, на ней, как на Луне,

существовал океан магмы и происходила его дифференциация путем отсадки кристаллизовавшихся минералов, то наиболее крупная земная оболочка мантия должна сохранить признаки этой дифференциации. Судя по хорошо изученным расслоенным интрузиям, к таким признакам относятся закономерная эволюция состава формировавшихся пород при остывании магм и существование определенной возрастной и температурной последовательности их образования. В остывающих богатых магнезией интрузиях в результате осаждения последовательно кристаллизовавшихся различных минералов сначала формировались дуниты (сложенные в основном оливином), затем гарцбургиты (оливин + гиперстен), далее – лерцолиты (оливин + гиперстен + клинопироксен) и вебстериты и верлиты (с высоким содержанием клинопироксена). Расплав эволюционировал по составу до богатого кремнекислотой и щелочами гранитного. В характерных для мантии условиях высокого давления остаточный расплав должен был изменяться до богатого известью эклогитового, затем до карбонатитового и кимберлитового. Все перечисленные выше кумулятивные породы действительно слагают ксенолиты мантийных пород в кимберлитах, что указывает на образование верхней мантии путем глобального магматического фракционирования.

Если мантийные породы сформировались в результате фракционирования, то их изотопный возраст должна уменьшаться в приведенной выше последовательности образования. Это полностью подтвердили результаты выполненного обобщения данных, опубликованных в мировой литературе. Средний изотопный возраст оказался равным для дунитов и гарцбургитов 2,325 млрд. лет; для лерцолитов – 1,777 млрд.; верлитов и вебстеритов – 0,713 млрд. Возникшие из остаточных расплавов эклогиты имеют средний возраст 1,407 млрд. лет; карбонатиты – 0,688 млрд. лет; кимберлиты – 0,236 млрд. (рис.). Это согласуется с полученным средним возрастом включений в кристаллизовавшихся в процессе фракционирования алмазах: 3,03 млрд. лет для гарцбургитовых по составу; 2,777 млрд. – для нерасчлененных перидотитовых; 1,966 млрд. – для лерцолитовых; 1,123 – для эклогитовых и 0,357 – для кимберлитовых.

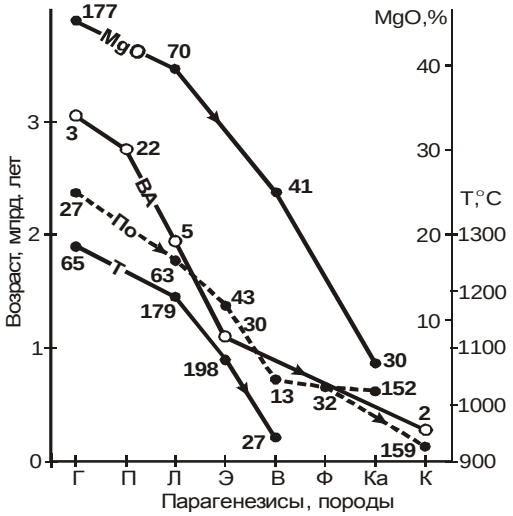


Рис. Средние изотопные возрасты различных пород из ксенолитов в кимберлитах (линия По), включений в алмазах (линия ВА), средняя температура образования при 5 ГПа (линия Т) и среднее содержание MgO (линия MgO) в породах. Состав пород и включений в алмазах: Г – гарцбургитовый; П – перидотитовый нерасчлененный; Л – лерцолитовый; Э – эклогитовый; В – верлитовый и вебстеритовый. Ф – флогопитсодержащие породы; Ка – карбонатиты; К – кимберлиты. Здесь и далее числа у точек – количество использованных определений.

Если породы мантийных ксенолитов в кимберлитах являются продуктом магматического фракционирования, то температура формирования их минералов должна снижаться от гарцбургитов к эклогитам и далее к верлитам + вебстеритам. В настоящее время в литературе опубликовано большое количество результатов оценки P–T условий кристаллизации минералов в мантийных породах. Чтобы избежать сильного влияния давления на результаты оценки средней температуры определялись величины тепловых потоков, на линии которых попадают точки условий формирования на диаграммах P-T. Для гарцбургитов средняя величина теплового потока при кристаллизации оказалась равной 44,9 мв/м^2, для лерцолитов – 42,2 мв/м^2, для эклогитов – 39,0 мв/м^2, для верлитов и вебстеритов – 36 мв/м^2. При 5 ГПа (на

глубине около 150 *км*) этим величинам тепловых потоков соответствует температура 1275, 1190, 1075 и 950°С. То есть, средняя температура кристаллизации действительно понижалась от ранних дифференциатов к поздним в полном соответствии с образованием этих пород в процессе фракционирования (рис.).

При фракционировании в остаточных расплавах резко понижалось содержание магнезии, вследствие выноса ее кристаллизовавшимися минералами. Поэтому количество ее должно сильно уменьшаться от ранних дифференциатов к поздним. Это подтвердили результаты выполненных подсчетов. Действительно, среднее содержание MgO в гарцбургитах со средним возрастом 2,325 млрд. лет составляет 45,0 %, в лерцолитах с возрастом 1,777 млрд. лет – 39,6 %, в верлитах и вебстеритах с возрастом 0,730 млрд. лет – 25,5 %, в карбонатитах с возрастом 0,65 млрд. лет – 4,0 %.

Таким образом, приведенные результаты исследований вполне определенно свидетельствуют о формировании верхней мантии древних континентов путем глобального магматического фракционирования, протекавшего в течение всей истории Земли. Этот вывод полностью согласуется с полученными ранее результатами расчетов, по которым фракционирование расслоенного земного постаккреционного магматического океана продолжалось более 4 млрд. лет [5].

Наиболее крупным достижением геологической науки прошлого столетия является получение убедительных доказательств существования грандиозных перемещений литосферных плит. В результате их дробились и раздвигались континенты, формировались и закрывались океаны, возникали горные сооружения и глубокие впадины, извергались вулканы и формировались магматические и рудные провинции. Причиной огромных перемещений плит может быть только существование в мантии восходящих потоков (плюмов) вещества, подогретого земным ядром. Из этого следует, что ядро должно быть горячее мантии и между ними существует температурный перепад. Последний обнаружен геофизическими исследованиями [7], величина его оценена в 700 – 3000 К.

Однако причина температурного скачка на границе мантии и ядра и очень высокой температуры последнего совершенно не находит объяснения с позиций господствующей в геологии гипотезы гомогенной аккреции Земли. При таком происхождении железные и силикатные частицы должны были выпадать одновременно, первоначально были перемешаны в земных недрах и поэтому имели одинаковую температуру. В дальнейшем силикатный материал разогревался в результате радиогенного тепловыделения. Железо, судя по составу метеоритов и вынесенных из земного ядра крупных блоков железа в некоторых траппах [5], содержит на 2 – 3 порядка меньше радиоактивных элементов, чем мантийные породы. Поэтому оно не могло разогреваться и температура ядра могла бы быть даже меньше, чем мантии. Следовательно, в последней не возникала бы тепловая конвекция. В связи с неясностью природы конвекции и некоторых других явлений, многие зарубежные исследователи отрицают присутствие в мантии плюмов и в настоящее время за рубежом происходит дискуссия под лозунгом «А существуют ли мантийные плюмы?» [Иванов, 2006]. Но представления о них настолько хорошо согласуются с геологическими данными, что следует искать другую причину возникших затруднений. И эта причина давно очевидна. Ею является ошибочность гипотезы гомогенной аккреции.

Эта гипотеза обычно не обосновывается эмпирическими данными. Между тем, еще в 1967 г Харрис и Тозер [8] показали, что скорость объединения намагниченных в магнитном поле Солнца железных частиц в двадцать тысяч раз больше скорости их слипания под воздействием гравитационного притяжения. Поэтому первыми под влиянием магнитных сил очень быстро объединялись железные

частицы после остывания в протопланетном диске ниже температуры Кюри (1043 К), при которой железо приобретает способность намагничиваться. Это подтверждается большим относительным содержанием в некоторых типах железных метеоритов Ni и Ir с высокой температурой конденсации в протопланетном диске и небольшим низкотемпературного Ge. По содержанию никеля температура образования вещества железных метеоритов оценивается в примерно 1170 – 1280 К. На основании этих данных ряд исследователей [1, 5] пришли к заключению, что железные ядра планет земной группы сформировались раньше силикатных мантий и, следовательно, аккреция была гетерогенной. К такому же выводу на основании космохимических данных пришло большинство участников конференции по происхождению земного ядра в Германии в 1994 г. Быстрая аккреция ядра под влиянием магнитных сил согласуется с современными данными о быстром образовании Земли примерно за 10 млн. лет.

Импактный разогрев при формировании ядра путем объединения крупных тел железа был на несколько порядков больше, чем при последующей медленной аккреции сантиметровых – метровых силикатных частиц и формировании мантии, так как при слипании крупных тел резко уменьшалась доля импактного тепловыделения, расходовавшаяся на излучении. Это полностью объясняет возникновение скачка температуры при переходе от ядра к мантии и существование в последней тепловой конвекции.

Таким образом, выполненный анализ геологических данных вполне определенно свидетельствует о справедливости представлений о формировании Земли путем горячей гетерогенной аккреции. Только такое происхождение объясняет многочисленные геологические парадоксы и загадки нашей планеты [5].

Литература

1. *Войткевич Г.В.* Происхождение и химическая эволюция Земли. М.: Наука, 1983. 168 с.
2. *Иванов А.В.* Обойдет ли Россию «великий спор о плюмах»? // Геол. и геофиз. 2006. Т. 47. № 3. С. 417–420.
3. *Кларк С.П., Турекьян К.К., Гроссман Л.* Модель ранней истории Земли // Природа твердой Земли. М.: Мир. 1976. С. 9 – 22.
4. *Сафронов В.С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли. М.: Знание. 1969. 244 с.
5. *Шкодзинский В.С.* Проблемы глобальной петрологии. Якутск: Сахаполиграфиздат. 2003. 240 с.
6. *Шмидт О.Ю.* Происхождение Земли и планет. М.: Изд. АН СССР. 1962.132 с.
7. *Bukowinskii M.S.T.* Taking the core temperature // Nature. 1999. N 6752. P. 432–433.
8. *Harris P.G., Tozer D.C.* Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. V. 215. N 5109. P. 1449–1451.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГЕОСФЕР В СООТВЕТСТВИИ С МОДЕЛЬЮ ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ

Шкодзинский В.С.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия
(shkodzinskiy@diamond.ysn.ru)

Данные о горячей гетерогенной аккреции Земли и протекании на ней процессов глобального магматического фракционирования [4] в новом свете представляют происхождение геосфер и слагающих их пород и определяют необходимость разработки детальной модели образования и дифференциации земного магматического океана. В настоящее время существует обширная зарубежная литература, посвященная магматическому океану (магматической океанографии). Но отечественные публикации по этой проблеме пока единичны [1, 3, 4]. Предложено значительное количество моделей кристаллизации и фракционирования однородого хондритового по составу земного магматического океана, различающиеся в основном по его исходной температуре и глубине [6, 7]. Общим недостатком этих моделей является неучет в них синаккреционной стадии эволюции магматического океана, которая определила неоднородность его состава и формирование в нем расслоенности [4], а также данных о более раннем образовании земного ядра по сравнению с мантией в результате быстрого слипания железных частиц в протопланетном облаке под влиянием мощных магнитных сил. Последние данные указывают, что падавший при аккреции мантии материал не содержал металлического железа и, следовательно, имел не хондритовый, а близкий к пиролитовому состав.

По расчетам Харриса и Тозера [5] скорость слипания железных частиц под влиянием магнитных сил примерно в $2 \cdot 10^4$ раз выше, чем под воздействием гравитационных сил. Поэтому земное ядра сформировалось в результате быстрого слипания железных и отчасти троилитовых и магнетитовых частиц, намагниченных при движении в мощном магнитном поле Солнца, а не возикло путем гравитационного разделения металлических и силикатных частиц в недрах Земли, как обычно предполагается. Такое происхождение ядра объясняет многие ранее непонятные явления. Оно является причиной отсутствия деплетированности мантийных пород хорошо растворимыми в железе сидерофильными элементами, которые были бы вынесены из мантии в ядро при совместной аккреции металлических и силикатных частиц. Как показали расчеты, вследствие быстрой аккреции ядро изначально имело примерно на полторы тысячи градусов более высокую температуру, чем позже формировавшаяся мантия. Это согласуется с существованием между ними в настоящее время температурного скачка, оцениваемого примерно в 700 – 3000° С. Постоянный подогрев мантии ядром является причиной существования в ней конвекции и связанных с ней процессов плюмовой и плитной тектоники. Остывание расплавленного внешнего ядра под влиянием мантии также приводит к возникновению в нем конвекции и обусловленного ей сильного магнитного поля. Значительно меньшие массы ядер на других планетах земной группы является причиной отсутствия в них четких признаков проявления процессов плитной тектоники и сильных магнитных полей.

Расчеты В.С.Сафронова и С.В.Козловской [2] свидетельствуют, что уже при достижении Землей 0,1 ее современного радиуса падавший материал плавился под влиянием импактного тепловыделения, поэтому силикатный магматический океан возник на самой ранней стадии аккреции мантии. Под влиянием роста давления нагрузки

новообразованных аккрецией верхних частей придонная его часть постоянно кристаллизовалась и фракционировала. Осаждавшиеся кристаллы формировали разнообразные ультраосновные породы мантии. Кумулативный генезис их объясняет весьма различные количественные соотношения породообразующих минералов в мантийных ксенолитах, независимость железистости оливина от его содержания и иногда сохраняющиеся в них кумулативные структуры.

Захоронение в кумулатах интерстиционных расплавов является причиной существования локальной геохимической неоднородности пород мантийных ксенолитов, в частности обычно повышенного содержания расплавофильных компонентов в мелких интерстиционных кристаллах по сравнению с крупными. При падении крупных планетезималей на дне магматического океана под влиянием гидравлического удара возникали импактные углубления. Заполнявшая их магма быстро компрессионно остекловывалась. В дальнейшем стекло расскристаллизовывалось под влянием высокой температуры и роста давления с образованием в веществе нижней мантии эклогитов – вторых по распространенности пород среди мантийных ксенолитов после ультрабазитов. Признаки замещения высокотемпературных минералов низкотемпературными, а также отсутствие среди мантийных ксенолитов метаморфизованных разностей различных океанических осадков (мраморов, кварцитов, гнейсов) противоречат широко распространенным представлениям о формировании мантийных эклогитов в результате метаморфизма пород океанической коры, погруженной в зонах субдукции.

Большая часть расплава, возникавшего при придонном компрессионном фракционировании синаккреционного магматического океана, всплывала вследствие значительного (до 240°) разогрева в результате выделения скрытой теплоты кристаллизации и постепенно обогащала магматический океан и формировавшиеся из него кумулаты расплавофильными компонентами. Поэтому мантия была изначально глобально неоднородной. Содержание расплавофильных компонентов в ней в среднем увеличивалось снизу вверх. Это согласуется с образованием наиболее примитивных N-толеитов срединно-океанических хребтов (СОХ) в веществе нижнемантийных плюмов, а богатых расплавофильными компонентами щелочных магм - в верхней мантии, судя по минеральным парагенезисам выносимых ими ксенолитов.

Величина импактного тепловыделения пропорциональна квадрату среднего радиуса падавших тел вследствие резкого сокращения удельных теплопотерь на излучение при увеличении радиуса. Поэтому возрастание размера этих тел в процессе аккреции приводило к увеличению температуры и глубины синаккреционного магматического океана. Выполненный анализ имеющихся петрологических и геологических данных [4] показал, что наилучшим образом этим данным отвечает начальная и конечная температура на поверхности синаккреционного океана соответственно около 1300 и 2000° и глубина от 10 – 20 до 240 км. Это согласуется с максимальной глубиной земного магматического океана в 200 км, полученной Хуаном [7] на основании анализа петрохимических данных.

Выполненные расчеты при таких исходных параметрах [4] показали, что состав остаточных расплавов, формировавшихся при придонном компрессионном фракционировании синаккреционного магматического океана, в случае пиролитового среднего состава падавшего вещества эволюционировал от дацитового через кварц-толеитовый, затем высокоглиноземистый базальтовый до субщелочного пикритового. Это привело к возникновению расслоенности в океане. Вещество нижней мантии сформировалось в условиях низкобарического (менее 5 кб) фракционирования, поэтому имеет толеитовый тренд дифференциации. Это

объясняет массовое образование толеитовых по составу базитов в нижнемантийных плюмах.

Вследствие значительного увеличения плотности сверху вниз от примерно 2,3 до 2,8 г/см^3 в расслоенном магматическом океане при остывании после завершения аккреции не возникали обширные, от подошвы до поверхности, конвективные ячейки. Конвекция происходила только в пределах небольших относительно однородных слоев и играла незначительную роль в остывании. Поэтому последнее происходило в основном путем кондуктивных теплопотерь, кристаллизация и затвердевание магматического океана происходили сверху вниз и были очень длительными.

Результаты расчетов свидетельствуют, что к концу протерозоя температура на дне магматического океана снизилась с 2100 до 1504° С. Последняя примерно соответствует температуре исчезновения здесь больших масс расплава и возникновения мощной корово-мантийной литосферы. Этот вывод хорошо согласуется с признаками значительной перестройки в это время геологических процессов, с началом образования мощных толщ грубообломочных конгломератов, связанным с возникновением мощной жесткой литосферы, способной формировать высокие горы и глубокие впадины.

На рис. кроме динамики изменения температуры в кристаллизующемся магматическом океане показаны также Р-Т условия образования минеральных парагенезисов раннедокембрийских гнейсов, некоторых фанерозойских пород и остаточных расплавов различных щелочных и субщелочных магматических пород. Поле формирования древних гнейсов (Д на рис.) расположилось между изохронами 3,5 и 1,8 млрд. лет, а поля щелочных магматических пород оказались моложе изохроны 2,5 млрд. лет. Это означает, что в это время в остывавшем магматическом океане были достигнуты Р-Т условия необходимые для образования минеральных парагенезисов древних гнейсов и щелочных расплавов.

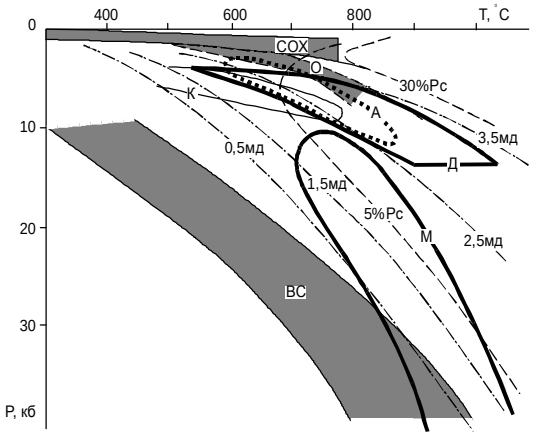


Рис. Динамика остывания магматического океана и условия образования минеральных парагенезисов в докембрийских гнейсах различных районов мира (Д) и Алданского щита (А), в мантийных ксенолитах (М) и в фанерозойских субдуцированной коре (ВС), в коллизионных областях (К), под островными дугами (О) и срединно-океаническими хребтами (СОХ)
Линии 0,5мд, 1,5мд, 2,5мд и 3,5мд – Р-Т условия в магматическом океане соответственно 0,5, 1,5, 2,5 и 3,5 млрд. лет назад; 5%Pc и 30%Pc – содержание в нем расплава при различном давлении [4].

Полученные величины хорошо соответствуют реальному изотопному возрасту рассматриваемых здесь метаморфических и магматических пород, объясняют их природу и свидетельствуют о правильности разработанной модели. Несмотря на огромное распространение раннедокембрийских гнейсов Р-Т условия их метаморфизма являются намного боле выдержанными, чем метаморфизма фанерозойских пород, что подтверждает образование древних ортогнейсов в результате кристаллизации слоя кислого расплава.

Выделены следующие стадии образования кислой коры и континентальной литосферы. 4,56 – 3,8 млрд. лет назад земная поверхность была покрыта расслоенным магматическим океаном и на ней практически не было твердых пород, что объясняет исключительную редкость в породах коры

датировок древнее 3,8 млрд. лет. Примерно 3,8 – 2,7 млрд. лет назад в результате кристаллизации и фракционирования верхней части слоя кислого расплава в значительной степени из кумулатов образовались серые гнейсы, а из остаточных расплавов – близкие к ним по возрасту гранитоиды.

Вследствие в миллионы – миллиарды раз уменьшения содержания газов, особенно легких, в зоне зарождения Земли под влиянием удаления их давлением мощного излучения Солнца еще до начала аккреции и невозможности захвата и удержания газов небольшими горячими планетами Земля на ранней высокотемпературной стадии почти не имела газовой оболочки, что объясняет очень небольшое содержание летучих компонентов и первичных изотопов газов в мантийных породах. При синаккреционном фракционировании небольшие количества этих компонентов, содержавшихся в падавшем веществе, перераспределялись преимущественно в остаточный расплав и постепенно накапливались в магматическом океане. Поверхность зарождавшихся серогнейсовых протократонов относительно быстро остывала под влиянием излучения тепла в космическое пространство. Это приводило к началу удержания выделявшихся при кристаллизации магмы летучих компонентов и к формированию ранней газово-паровой оболочки. Такое происхождение последней объясняет близость ее по составу к магматическим газам и резкое отличие от солнечной небулы.

Затвердевание поверхности серогнейсовых протократонов привело к началу накопления на них продуктов излияния основных и коматиитовых магм, зарождавшихся в веществе нижнемантийных плюмов, и к образованию зеленокаменных поясов. В наиболее остывших участках в результате конденсации пара формировались первые горячие периодически испарявшиеся водоемы и ранние преимущественно хемогенные и эоловые осадки. Высокое содержание кислотных газов приводило к интенсивному кислотному выщелачиванию приповерхностных пород. Мощный облачный слой сильно задерживал солнечное излучение, поэтому в это время не было широтной климатической зональности, что объясняет близкий состав парапород на всех древних щитах. Интенсивные процессы испарения и конденсации приводили к сильной ионизации газов и к мощным электрическим разрядам, способствовавшим синтезу органических соединений и зарождению жизни в ранних горячих минерализованных водоемах. Недостаток солнечного излучения был причиной широкого развития бактерий, получавших энергию за счет каталитического окисления растворенного в воде FeO, что объясняет исключительно широкое развитие в раннедокембрийских породах высококисленных железных руд при небольшом еще содержании кислорода в атмосфере.

Около 3,2 – 1,8 млрд. лет назад происходила кристаллизация и фракционирование нижней части кислого слоя магматического океана после ее частичного всплывания к земной поверхности с образованием различных эндербитов и чарнокитов. На поверхности возникавших гранулитовых подвижных зон в горячих, а в дальнейшем в прохладных водоемах, накапливались сначала хемогенные и эоловые силикатные и затем карбонатные осадки, которые после уплотнения и метаморфизма под влиянием горячего основания периодически погружались в гранулитовые мигмы. Это объясняет присутствие парапород в инфракрустальном преимущественно ортогнейсовом гранулитовом мегакомплексе, залегание их в виде изолированных фрагментов и невозможность выделения в них протяженных маркирующих горизонтов. По мере кристаллизации и остывания нижней части кислого слоя процессы погружения парапород прекращались и формировались зонально метаморфизованные супракрустальные мегакомплексы.

Примерно с рубежа 1,8 млрд. лет на земной поверхности исчезли выходы расплавов магматического океана. 1,8 – 0,6 млрд. лет назад вся поверхность была покрыта тонкими пластичными коровыми плитами, под которыми происходили кристаллизация и фракционирование нижних мафических частей магматического океана с образованием щелочных и субщелочных остаточных расплавов и магматических пород. Это объясняет широкое формирование таких пород в данный период. Продолжавшаяся конденсация пара обусловила сильное затопление континентов в конце периода и начало формирования их осадочного чехла в мелководных морях.

Начиная с рубежа 0,6 млрд. лет расколы и деформация литосферы под влиянием подъема нижнемантийных плюмов начали приводить к массовым процессам рифтообразования, к дроблению и столкновениям континентов с формированием обширных глубоких океанов и высоких гор. Началась современная стадия тектоники толстых жестких плит.

Литература

1. *Попов В.С.* Возможный механизм формирования континентальной земной коры // Бюл. Моск. О-ва испыт. природы. 1990. Т. 65. № 6. С. 3-8.
2. *Сафронов В.С., Козловская С.В.* Нагревание Земли ударами формировавших ее тел // Физика Земли. 1977. № 1. С. 3-17.
3. *Федорин Я.В.* Модель эволюции ранней Земли. Киев: Наукова думка. 1991. 112 с.
4. *Шкодзинский В.С.* Проблемы глобальной петрологии. Якутск: НИПК Сахаполиграфиздат. 2003. 240 с.
5. *Harris P.G., Tozer D.C.* Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. V. 215. N 5109. P. 1449-1451.
6. *Hofmeister A.M.* Effect of hadean terrestrial magma ocean on crust and mantle evolution // J. Geophys Res. 1983. V. B88. N 6. P. 4963-4983.
7. *Huang G.* A study of the fractionational crystallization. Behavior in a shallow magma ocean // 30 th International Geological Congress. Abstracts. V. 1. Beijing. 1996. P. 1115.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМ В СВЕТЕ МОДЕЛИ ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ

Шкодзинский В.С.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия
(shkodzinskiy@diamond.ysn.ru)

Процессы магмообразования недоступны непосредственному изучению, поэтому представления о них всегда были тесно связаны с общим уровнем развития геологических наук и, особенно, с взглядами на происхождение Земли. В девятнадцатом столетии, когда были популярны идеи Канта и Лапласа об огненно-жидком образовании нашей планеты, предполагалось, что недра ее являются расплавленными и в них постоянно присутствуют магмы. После установления в начале прошлого века геофизическими исследованиями преимущественно твердофазного состояния земной коры и мантии господствующей стала гипотеза О.Ю. Шмидта о формировании Земли путем холодной гомогенной аккреции. В соответствии с этой гипотезой обычно предполагается, что магмы образуются путем отделения расплавов из слабо подплавленных (на 0,1 – 10 %) глубинных пород.

Такой механизм магмообразования в последнее время принимается как единственно возможный и поэтому не обосновывается какими-либо доказательствами. Между тем получено большое количество данных, противоречащих возможности такого генезиса магм. Как известно, в мантии вследствие очень высоких T и P отсутствуют открытые трещины и поры, по которым могло бы происходить движение выплавок. Динамическая вязкость мантии составляет чаще всего 10^{19} – 10^{24} пуаз. В соответствии с формулой Стокса для движения жидкости в жидкости $W = 2R^2g(\rho_2 - \rho_1)(\eta_2 - \eta_1)/3\eta_1(2\eta_1 + 3\eta_2)$ при вязкости астеносферы $\eta_1 = 10^{20}$ пуаз = 10^{19} кг•м$^{-1}$•сек$^{-1}$ и базальтового расплава $\eta_2 = 3•10$ кг•м$^{-1}$•сек$^{-1}$ при их плотностях соответственно $\rho_1 = 2600$ и $\rho_2 = 3300$ кг•м$^{-3}$ скорость всплывания в мантии капель расплава радиусом R = 0.01 м составит $W = 0.23•10^{-19}$ м•сек$^{-1}$. За всю историю Земли 4,5 млрд лет = $1.42•10^{17}$ сек капли всплывут на $0,33•10^{-2}$ м = 3,3 мм. Очевидно, что при такой высокой вязкости мантии процессы всплывания в ней выплавок не могут привести к образованию магм [1].

Чтобы избежать эту трудность, МакКензи предположил, что в подплавленных породах расплав располагается в виде пленок между кристаллами и движется вдоль этих пленок [6]. Однако этому противоречат экспериментальные данные, свидетельствующие о том, что даже между кристаллами хорошо смачиваемых минералов расплав находится в виде изолированных полуизометричных выделений [5]. Если бы такие пленки присутствовали в мантии, то каркас сросшихся кристаллов в ней разрушался бы и астеносфера, где содержание расплава обычно оценивается в 4 – 5 %, имела бы вязкость близкую к основным расплавам – порядка 10^2 – 10^3 пуаз. В действительности вязкость ее примерно 10^{19} – 10^{20} пуаз, что указывает на расположение в ней расплава в виде изолированных выделений. Об этом же свидетельствует и частичное прохождение через астеносферу поперечных сейсмических волн, связанное с сохранением в ней каркаса сросшихся кристаллов. Эти волны не проникают в расплав и поэтому полностью поглощались бы астеносферой, если бы кристаллы в ней были покрыты пленками расплава.

Экспериментальные исследования показали, что расплав и твердые фазы начинают разделяться при плавлении перидотита более чем на 40 %, после разрушения в нем каркаса сросшихся кристаллов [3]. Невозможность отделения выплавок из слабо подплавленных пород

полностью согласуется с автохтонностью анатектического жильного материала в пластах высокоглиноземистых мигматитов даже при содержании его 30 – 40 % [1]. Об автохтонности анатектического материала свидетельствуют отсутствие его прожилков во вмещающих породах, равномерное распределение в выдержанных по составу гнейсах и примерно одинаковое его содержания в близких по составу и условиям метаморфизма породах в различных регионах. При тектонических деформациях подплавленные гнейсы текли как единое целое, поскольку каркас сросшихся кристаллов препятствовал отделению из них расплава.

Данные о горячей гетерогенной аккреции Земли и существовании на ней расслоенного магматического океана в новом свете представляют происхождение магм. Расчеты [1, 2] свидетельствуют, что в первые 0,56 млрд. лет земная поверхность была полностью покрыта расплавом и на ней не было твердых пород. Это объясняет отсутствие в земной коре пород древнее 4 млрд. лет. В период примерно с 4 до 2,7 млрд. лет назад происходили кристаллизация и фракционирование верхних частей кислого слоя магматического океана с образованием серых гнейсов из кумулатов и древнейших гранитов из остаточных расплавов. Преимущественно 3,3 – 1,8 млрд. лет назад протекали процессы кристаллизации и фракционирования нижних частей кислого слоя после их частичного всплывания к земной поверхности с формированием эндербитов и чарнокитов. Эти процессы объясняют происхождение континентальной кристаллической коры, ее преимущественно кислый ортогнейсовый и гранитоидный состав и огромную мощность. Обособление остаточных расплавов в кристаллизовавшихся ортогнейсах приводило к повсеместному развитию в них автохтонного гранитного материала и объясняет происхождение «региональной гранитизации» этих пород без привлечения нереальных метасоматических процессов, то есть решает проблему «гранитизации докембрия», более ста лет являвшуюся предметом острой дискуссии. Признаки пониженной температуры минеральных парагенезисов в гранитном материале по сравнению с ортогнейсами и повышенные содержания в нем расплавофильных компонентов подтверждают остаточно-магматическое происхождение этого материала [1]. Процессы кристаллизации кислого слоя объясняют казавшееся загадочным массовое образование гранитоидов на континентах 3,0 – 1,8 млрд. лет назад (рис. 1).

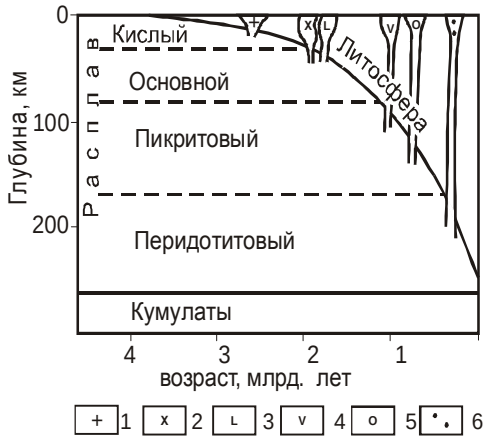


Рис. 1. Схема кристаллизации постаккреционного расслоенного магматического океана и эволюции магматизма на континентах.
Состав формировавшихся магм: 1 – кислый, 2 – субщелочной, 3 – анортозитовый, 4 – щелочно-ультраосновной, 5 – лампроитовый, 6 – кимберлитовый.

Последующая кристаллизация и дифференциация более глубинного основного слоя в условиях повышенного давления сопровождалась интенсивным накоплением в остаточных расплавах щелочей. Это объясняет появление на континентах примерно 2,6 млрд. лет назад значительного количества магматических пород с повышенным содержанием щелочей (сиенитов, монцонитов, рапакиви и др.). При кристаллизации основного слоя кристаллизовавшийся плагиоклаз вследствие небольшого удельного веса чаще всего всплывал. Выжимание еще не затвердевшей «каши» кристаллов этого минерала в земную кору объясняет образование 2,8 – 1 млрд. лет назад

автономных анортозитов (рис. 1). Позже «каша» кристаллов затвердела и потеряла способность к внедрению, что является причиной прекращения процессов формирования автономных анортозитов [1].

Кристаллизация и фракционирование наиболее глубинных пикритового и перидотитового слоев привела к началу формирования на континентах около 2,1 млрд. лет назад щелочно-ультраосновных и лампроитовых магматических пород.

Увеличение интенсивности карбонатитового и кимберлитового магматизма во времени и накопление в карбонатитах расплавофильных химических компонентов [2] указывают на то, что процессы фракционирования остатков магматического океана в основании континентальной литосферы продолжаются до сих пор. Это связано с низкой температурой затвердевания этих расплавов. Так, судя по экспериментальным данным [4], при давлении 4 – 5 ГПа температура солидуса карбонатитов при избытке водосодержащего флюида составляет примерно 550 – 650° С [2]. Современный тепловой поток на древних платформах равен в среднем примерно 30 мВт/м^{2}, что соответствует 700 – 800° при 4 – 5 ГПа. То есть, температура в нижних частях континентальной литосферы превосходит таковую для солидуса карбонатитов и поэтому карбонатитовые и кимберлитовые остаточные расплавы до сих пор существуют в нижних частях литосферы. Они видимо залегают в виде линз, жил и неправильных тел среди кумулатов ультраосновного и основного состава повышенной щелочности и вследствие относительно небольшого размера прямо не фиксируются сейсмологическим методами. В связи с постоянным присутствием этих остаточных расплавов для возникновения карбонатитов и кимберлитов необходимы лишь мощные тектонические процессы деформации континентальной литосферы, которые приводили к появлению в ней зон растяжения и к выжиманию по этим зонам наиболее подвижных нижних ее частей.

Быстрая аккреция железного ядра Земли под влиянием магнитных сил обусловила более сильный импактный разогрев его по сравнению с позже формировавшейся силикатной мантией и объясняет существование скачка температуры на их границе в 1000 – 3000° С, установленное по геофизическим данным. Постоянный подогрев ядром мантии до сих пор приводит к возникновению в ее основании крупных (размером в сотни – тысячи километров) областей горячего и поэтому менее плотного материала. В соответствии с формулой Стокса скорость всплывания тел примерно пропорциональна квадрату их радиуса. Поэтому крупные скопления горячего материала, в отличие от мелких капель расплава, всплывают относительно быстро (со скоростью метры в год) и формируют восходящие конвективные потоки (плюмы). Под влиянием силы Кориолиса они очень сильно отклоняются к западу, что является причиной казалось бы загадочного отсутствия в мантии поднимающихся вертикальных колонн по данным сейсмической томографии [2].

При подъеме нижнемантийных плюмов не перидотиты, как обычно предполагается, а содержащиеся в них тела эклогитов должны в первую очередь плавиться под влиянием огромной декомпрессии и выделения тепла трения вязкого течения, поскольку температура их плавления на 150 – 250° ниже, чем перидотитов. Поэтому повышенное поглощение поперечных сейсмических волн в астеносфере должно быть в основном связано не с присутствием интерстиционного расплава в ее ультраосновных породах, а с нахождением в ней тел расплавленных и полурасплавленных эклогитов. Массовое одновременное плавление эклогитов в крупных нижнемантийных плюмах и подъем расплавов в верхние части земной коры объясняет быстрое (за 1 – 10 млн лет) образование гигантского объема траппов в зонах континентального рифтогенеза. Низкое давление в маломощном раннем магматическом океане при аккреции нижней мантии, где путем придонного компрессионного фракционирования

формировались исходные расплавы эклогитов, является причиной преимущественно толеитового состава этих пород и сформировавшихся из них магм траппов. Широкое развитие даек и силлов толеитовых базитов в полях алмазоносных кимберлитов с низкотемпературной мощной литосферой подтверждает унаследованность толеитового состава этих базитов от процессов низкобарического синаккреционного фракционирования магматического океана.

Продолжающееся всплывание нижнемантийных плюмов могло приводить к полному раздвигу континентальной литосферы и к образованию зон океанического спрединга. Здесь на малоглубинный уровень обычно поднимаются самые глубинные части нижней мантии, наиболее бедные расплавофильными компонентами. Скорость их подъема и связанного с ней спрединга являются максимальными, поскольку всплывает наиболее высокотемпературное и поэтому наименее плотное вещество. Это определяет образование наиболее бедных расплавофильными компонентами N-толеитов в быстроспрединговых срединно-океанических хребтах (СОХ) [2] (рис. 2). После возникновения их магмы сразу же изливались на океаническое дно, что является причиной чаще всего незначительной степени их фракционированности.

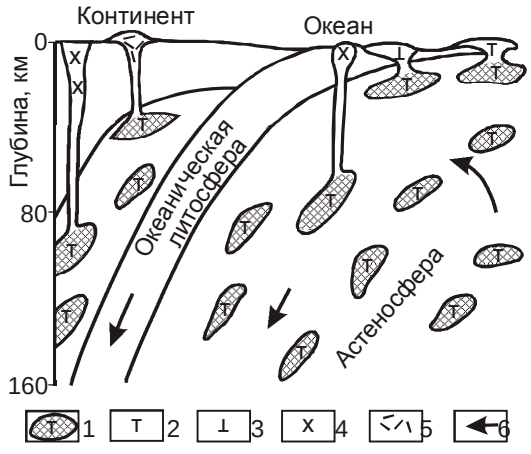


Рис. 2. Модель образования магм в океанах.

1 – очаги толеитовых магм в астеносфере, 2 – недифференцированные магмы срединно-океанических хребтов, 3 - дифференцированные толеитовые магмы океанических островов, 4 – субщелочные и щелочные магмы абиссальных океанических равнин и внешних магматических поясов зон субдукции, 5 – дацит-андезит-базальтовые магмы субдукционных вулканических поясов. 6 – направление движения вещества в мантии.

В процессе растекания вещества плюмов под формирующейся океанической корой образовавшиеся очаги преимущественно толеитовых магм начинали кристаллизоваться и фракционировать под влиянием остывания и возрастания давления при погружении астеносферных струй под более мощную литосферу абиссальных равнин. Вследствие в среднем еще невысокого давления (0,5 – 1 ГПа) под примыкающей к СОХ тонкой океанической литосферой при фракционировании сначала формируется дифференцированная толеитовая (толеит-исландит-риолитовая) серия, характерная для океанических островов. Большое поле устойчивости оливина при низком давлении приводит к образованию таких экзотических пород как бониниты. Подъем остаточных расплавов из более глубинных частей астеносферы, в которых толеитовые очаги фракционируют при более высоком давлении, является причиной формирования присутствующих на океанических островах субщелочных и щелочных серий [1].

При движении плит над особенно крупным магматическим очагом в астеносфере периодически поднимающиеся магмы должны формировать цепь магматических тел с постепенно уменьшающимся возрастом. Такое происхождение имеет видимо магматизм «горячих точек». Его обычно связывают с подъемом от ядра узких стационарных струй очень горячего вещества. Однако магмы «горячих точек» не имеют признаков большой высокотемпературности, поскольку в отличие от магм СОХ они часто содержат вкрапленники и относительно низкотемпературные кислые разности.

Необходимые для возникновения известково-щелочной серии величины давления (2 – 4 ГПа) под главным магматическим поясом зон субдукции находятся в астеносферном клине между опускающейся и перекрывающей литосферными плитами (рис. 2). Обычно предполагаемому образованию здесь магм под влиянием выделяющихся из опускающейся плиты флюидов, как показано выше, препятствует очень высокая вязкость и температура астеносферы, исключающая возможность значительного проникновения в нее флюидов. В астеносфере уже есть камеры фракционирующих толеитовых расплавов, поэтому проблема заключается не в поиске причин плавления, а в установлении причины фракционирования этих камер. Очевидно, что такой причиной является охлаждение астеносферного клина опускающейся холодной литосферой. Оно приводит к быстрой кристаллизации и к глубокому фракционированию толеитовых расплавов с формированием известково-щелочных серий в менее глубинных частях клина и субщелочных и щелочных – в более глубинных. Обычно отсутствие в магматических породах океанических островов и в субдукционных известково-щелочных сериях ультраосновных разностей и положение всех этих пород на единых с толеитами трендах дифференциации подтверждают образование их путем фракционирования тел толеитовых магм в астеносфере.

Таким образом, в свете современных данных о горячем образовании Земли интенсивное формирование на ней магм и магматических пород прямо или косвенно связано с высокой температурой земных недр в прошлом, как и предполагали многие исследователи в девятнадцатом столетии. Очень большая температура до сих пор сохраняется в земном ядре и обуславливает высокую по сравнению с другими планетами земной группы тектоническую и магматическую активность нашей планеты. Небольшие планеты земной группы относительно быстро остыли, поэтому на поздних этапах эволюции магматические процессы на них почти прекратились. Ярким примером является Луна, имеющая массу в 81 раз меньшую, чем Земля. Интенсивные процессы магматизма на ней происходили 4,5 – 3,8 млрд. лет назад и в основном завершились примерно 3,1 млрд. лет назад.

Литература

1. *Шкодзинский В.С.* Проблемы глобальной петрологии. Якутск: Сахаполиграфиздат. 2003. 240 с.
2. *Шкодзинский В.С.* Генезис кимберлитов и алмаза. Якутск: ОАО Медиа-холдинг. 2009. 352 с.
3. *Arndt N.T.* The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977. V. 76. P. 424428.
4. *Boettcher A.L., Mysen B.O., Modreski P.J.* Melting in the mantle: phase relationships in natural and synthetic peridotite-H_2O and peridotite–H_2O–CO_2 – C–H–O–S with application to kimberlite // Phys. Chem Earth. 1975. V. 9. P. 857–867.
5. *Laporte D., Watson E.B.* Experimental and theoretical constraints on melt distribution in crustal sources: The effect of crystalline anisotropy on melt interconnectivity // Chem. Geol. 1995. V. 124. N 3-4. P. 161–164.
6. *McKenzie D.* The extraction of magma from crust and mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 74. N 1. P. 81–91.

ПРИРОДА СИЛ СУБГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГОРООБРАЗОВАНИЕ

Шумилов В.Н.

ООО «ЭРА», г.Киев,Украина
(vnshumilov@rambler.ru)

Аннотация

Раскрывается природа сил горообразования – огромные (достигающие предела прочности) субгоризонтальные напряжения сжатия земной коры порождаются силами вязкого трения и передаются через кору на большие расстояния. Силы возникают в результате увлечения твёрдой коры конвективными потоками очень вязкого мантийного вещества, скорее аморфного, очень твёрдого в человеческом масштабе времени. В местах, где напряжение сжатия превышает предел прочности коры, из неё выдавливаются горы. Приведена оценка напряжений, порождаемых вязким трением, и напряжений, необходимых для генерации горных цепей. При достижении предельной высоты горный хребет перестаёт расти. По мере нарастания напряжений сжатия рядом с переставшим расти хребтом начинает выдавливаться новый горный хребет, почти параллельный уже существующему.

До настоящего времени нет ясного понимания механизма горообразования, особенно природы сил, порождающих горы. Вздыбленные под разными углами одни и те же пласты осадочных пород в горах, горные удары, «стреляние» напряжённых пород в глубоких шахтах вследствие огромного напряжения субгоризонтального сжатия даже в равнинной коре далеко от гор и краёв литосферных плит заставляют нас сделать вывод, что горные хребты выдавливаются при превышении предела прочности из в основном горизонтальной земной коры огромными напряжениями почти горизонтального сжатия, передающимися через твёрдую кору за сотни и тысячи километров. Кроме визуальных наблюдений и субъективных впечатлений можно привести совершенно объективные результаты инструментальных измерений, свидетельствующие о том, что почти повсеместно, особенно по мере приближения к молодым (растущим) горам, земная кора испытывает огромное по величине напряжение субгоризонтального сжатия – до 400 МПА [1]. В то же время области земной коры, в которых наблюдается напряжение растяжения, составляют всего лишь 2% от общей площади земной поверхности [1]. Здесь под субгоризонтальным сжатием подразумевается не всестороннее сжатие пород земной коры под действием литостатического давления, а одноосевое напряжение сжатия в направлении, близком к горизонтальному, представляющее собой разность величин напряжений в указанном почти горизонтальном и других, перпендикулярных ему направлениях.

Попытки объяснения сил, создающих субгоризонтальное сжатие практически во всей коре, неоднократно осуществлялись и раньше, например в [1]. Однако причины существования сил сжатия коры, достаточных для горообразования, до сих пор остаются неясными.

В основе многих попыток объяснения механизма субгоризонтального сжатия земной коры лежит предположение о том, что в современную эпоху размеры нашей планеты уменьшаются, и поэтому в сокращающейся по площади твёрдой земной коре, плавающей на пластичной мантии, возникают огромные напряжения сжатия, которые и приводят к выдавливанию гор из коры.

Понятно, что предположение о быстром кратковременном уменьшении размеров «пульсирующей» Земли не имеет под собой никаких оснований. Если же речь идёт о постепенном монотонном уменьшении размеров Земли вследствие уменьшения температуры её недр, когда твёрдая поверхность остывающей Земли (ограничивающая уменьшающийся вследствие остывания объём недр при постоянстве температуры коры) также вынуждена уменьшаться, но не равномерно по всей площади коры, пропорционально уменьшению температуры недр, а путём вспучивания в некоторых местах, то скорости эрозионного разрушения гор, и земной коры вообще, намного превосходят возможные скорости генерации гор, обусловленной уменьшением объёма остывающей Земли. Тем более, что существенного изменения температуры в объёме, из которого тепло отводится конвекцией, не может быть. Даже при изменении теплового потока во много раз, поскольку увеличение теплового потока приводит к большей скорости конвекции, к большей скорости отвода тепла при сравнительно малом повышении температуры. Так что горы разрушались бы быстрее, чем генерировались. Поэтому при механизме горообразования вследствие остывания Земли существование даже невысоких гор было бы невозможно.

В работах автора наглядно описан механизм возникновения движущих сил тепловой конвекции в недрах Земли [9]. Вынужденно возникающая тепловая конвекция в динамическом равновесии потока тепла, вязкости и скорости отводит глубинное тепло Земли к нижней поверхности коры. Далее это тепло кондуктивно проводится к верхней поверхности коры, откуда рассеивается в пространство. Силы вязкого трения, действующие на твёрдую кору со стороны мантийного конвекционного потока, пропорциональны вязкости и скорости потока. Но скорость и вязкость мантийного конвекционного потока недоступны для непосредственного измерения. Хотя скорость потока может быть довольно просто оценена исходя из величины теплового потока и разности температур в восходящей и нисходящей частях потока. В свою очередь, разность температур может быть оценена по разности высот столбов пород приблизительно одинакового состава в восходящей и нисходящей частях потока.

Что касается вязкости, то она может быть учтена не явно, а опосредованно по схеме оценки сил вязкого трения, предложенной нами. В этой схеме сила вязкого трения, действующего на твёрдую кору со стороны вязкого мантийного потока, выражается через разность высот более высокой верхней и нижней частей субгоризонтального участка мантийного потока. По существу, эта разность высот и порождает «течение» мантийного аморфного вещества под корой. Скорость этого потока ограничивается вязкостью и устанавливается в динамическом равновесии вязкости и порождающей разности высот ΔH. При этом сила вязкого трения F, приходящаяся на единицу длины, перпендикулярно к направлению потока, имеет следующее выражение:

$$F = \tfrac{1}{2} g * d * (\Delta H)^2$$

Напряжение сжатия коры $TD = F/D$

Здесь g = ускорение силы тяжести, d = плотность пород, D = толщина твёрдой, нетекучей коры

Вязкость мантийного потока и его скорость входят в выражение силы неявно.

Наш подход даёт следующие результаты:

Измеренный поток глубинного тепла через земную кору и измеренная разность высот приведённого (к одной плотности) уровня земной поверхности или просто высот океанического дна (имеющего одинаковую с подстилающей мантией плотность) в разных географических точках с учётом пластичности мантии Земли позволяют оценить скорость вязкого мантийного потока. Эта вычисленная по нашей схеме

скорость чуть больше измеренной скорости дрейфа литосферных плит, что согласуется с представлениями о дрейфе литосферных плит, как результате их увлечения вязкими мантийными потоками, отводящими глубинное тепло.

Измеренная скорость дрейфа литосферных плит позволяет оценить скорость выдавливания гор из коры (в кубических километрах в год). Оценка скорости прироста объёмов горных массивов совпадает с измеренной (подсчитанной) скоростью выноса реками в океан взвесей и растворов пород земной коры (порядка 10 кубических километров в год). Полученное равенство объёмов вписывается в круговорот горных пород в природе, при котором объём выдавливаемых в виде гор пород непрерывно уносится в океан, что позволяет суше оставаться в приблизительно одинаковых объёмах, а не быть смытой в океан за 15 миллионов лет (площадь суши составляет 149 миллионов кв. километров при средней высоте 875 метров).

Разности измеренных высот океанического дна и подсчитанных высот приведённого уровня для материковой коры позволяют по предложенной схеме оценить силы, сжимающие дрейфующую земную кору в направлении мантийного конвекционного потока, и одноосевые субгоризонтальные напряжения в ней (с учётом толщины коры, менее текучей, чем мантийное вещество). Вычисленные напряжения для тонкой океанической коры, плотность которой одинакова с плотностью подстилающей мантии, практически совпадают с измеренными. Эти напряжения (вычисленные по нашей схеме и измеренные экспериментально) близки к пределу прочности пород коры вблизи молодых гор, которые продолжают расти и растут в моменты землетрясений, в моменты превышения предела прочности твёрдой земной коры в соответствующих местах. Но для толстой материковой коры, имеющей гораздо меньшую плотность, вычисленные напряжения меньше наблюдаемых. Для согласования вычисленных (по предложенной схеме генерации сил субгоризонтального сжатия коры) и измеренных напряжений приходится допустить, что под материковой корой, особенно под высокими горами, плотность вещества недр меньше плотности мантийных пород не только над поверхностью Мохо (в пределах коры), но и ниже её до некоторой глубины. Это допущение требует экспериментальной или иной проверки, поскольку надёжно установленных данных о плотности недр по всей толщине толстой материковой коры и непосредственно под ней нет.

В итоге получаем, что описанный механизм возникновения сил субгоризонтального сжатия коры полностью и непротиворечиво объясняет явления дрейфа литосферных плит, горообразования и компенсации объёмов денудации. А также позволяет объяснить главные черты вулканических процессов.

Литература

1 Короновский Н.В. Напряжённое состояние земной коры. Соросовский образовательный журнал, №1, 1997, стр. 50

2 Воробьёв В.А., Комар А.Г. Строительн. материалы. «Стройиздат» 1971 http://bibliotekar.ru/spravochnik-32/8.htm

3 Деформационные и прочностные свойства горных пород http://poroda.puknu.ru/html/pattern%202.html http://poroda.puknu.ru/html/T16.html, http://poroda.puknu.ru/html/T34.html

4 Шумилов В.Н. "Главные движущие силы землетрясений, дрейфа континентов и горообразования. Прогнозирование землетрясений и спусковые силы." Матеріали VI Міжнародної науковой конференції "Моніторінг небезпечніх геологічних процесів та екологічного стану середовища" 6-8 жовтня Київ – 2005. http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1174973

5 Шумилов В.Н. Природа вулканических извержений. Доклад на конференции, «ГЕОФІЗИЧНІ ТЕХНОЛОПЇ ПРОГНОЗУВАННЯ ТА МОНІТОРИНГУ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА», 6-10 жовтня 2008 р., м. Львів

6 В.А. Рашидов, Э.Б. Невретдинов, О.Б. Селянгин, Эр.Б. Невретдинов. Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых гор Тихого океана http://www.kscnet.ru/kraesc/2003/2003_1/ann11_r.html

7 Шнобелевсая премия (за 2005 год) http://www.yugzone.ru/articles/540

8 Варламов С.Д. Силы трения и их классификация. http://question.nm.ru/friction.htm

9. Шумилов В.Н. Блог «О природе» http://shumilov.kiev.ua/geofizika

ПРИРОДА ВУЛКАНОВ

Шумилов В.Н.

ООО «ЭРА», г.Киев,Украина
(vnshumilov@rambler.ru)

Аннотация

В работе раскрывается природа вулканических процессов — движущих сил, условий подготовки и собственно вулканических извержений. В ходе субдукции литосферная плита, увлекаемая мантийным конвекционным потоком, перемещается через зоны всё более высоких давлений и температур. При этом основная масса перемещающихся пород остаётся твёрдой (о чём свидетельствует прохождение поперечных сейсмических волн), тогда как некоторые сравнительно небольшие объёмы вещества другого состава (например, осадочные породы) вследствие повышения температуры с глубиной становятся жидкими и образуют магматическую камеру. В результате деформации окрестностей камеры в ней может быть создано высокое избыточное давление, вследствие чего жидкие раскалённые массы могут быть выдавлены и выдавливаются из земных недр в виде вулканических извержений.

Для объяснения природы вулканических извержений было выдвинуто множество гипотез, но ни одна из них не выдерживает критики. В этой работе предлагается описание механизма вулканических извержений, позволяющего обоснованно ответить практически на все основные вопросы, касающиеся вулканических извержений и не имевшие раньше убедительных ответов.

Приведём важнейшие черты вулканических извержений, учёт которых позволяет построить модель функционирования вулкана:

1. Истечение сравнительно тяжёлой (с большим удельным весом) жидкой лавы из кратера вулкана происходит на различной высоте относительно уровня моря, часто на большой.

2. Извержению вулкана **всегда** предшествуют сейсмические явления, а во время извержения сейсмические явления сопровождают его. Как только сейсмические явления прекращаются, прекращается и извержение.

3. Экспериментально, теперь уже и прямыми измерениями наблюдается движение литосферных плит, в том числе и субдукция.

4. В земной коре практически повсеместно экспериментально наблюдается субгоризонтальное одноосевое сжатие, нарастающее по мере удаления от зоны спрединга и приближения к зоне субдукции и горообразования. Напряжение сжатия нарастает вплоть до предела прочности пород коры, до 400 МПА [9]. Это сжатие создаётся силами вязкого трения мантийных конвекционных потоков о земную кору [10].

5. Температура и состав продуктов извержения различных вулканов существенно различаются. Поэтому и наблюдаются извержения вулканов различного типа (гавайский, плинианский, стромболианский, пелейский ....). Иногда состав извергаемых пород меняется от извержения к извержению у одних и тех же вулканов. Более того, иногда состав извергаемых продуктов меняется даже на протяжении одного извержения, как это было во время катастрофического извержения Кракатау в 1883 году..

Приведённые характеристики заставляют сделать вывод, что извержение вулкана происходит в результате смещения поршня гигантского насоса. В качестве такого поршня выступает литосферная плита (с площадью поршня— сечения плиты в тысячи квадратных километров), погружающаяся в зону

высоких температур. Только такой механизм может обеспечить генерацию в магматической камере избыточного давления (выше предела прочности пород в этом месте), достаточного для нарушения целостности плиты над магматической камерой, раздвижения пород на пути лавы и подъёма жидкой тяжёлой лавы в среде более лёгких пород. То есть, лава поднимается к кратеру вулкана (выше окрестностей вулкана) огромным избыточным давлением, заведомо большим, чем литостатическое давление пород окрестностей вулкана. Справедливость этого утверждения очевидна для случаев, когда из трещинного вулкана спокойно истекают кубические километры плотной, невспененной лавы. Именно истекают, а не выносятся шумными газовыми потоками, которым приписывается первопричинность подъёма лавы из глубин до вершины вулкана. Это избыточное давление, достаточное для того, чтобы приподнимать всю толщу пород над магматической камерой, преодолевая литостатическое давление и прочность пород, создаётся поршнем—плитой, увлекаемым мантийным конвекционным потоком с огромной силой, что вытекает из огромного напряжения субгоризонтального сжатия, наблюдаемого экспериментально. И смещение гигантского поршня—плиты (также наблюдаемое экспериментально), и продвижение жидкого и газообразного вещества, движущегося из магматической камеры, происходит с землетрясениями.

Различие температуры продуктов извержения вулканов говорит о том, что извергаемое вещество выдавливается с разных глубин.

Различие составов продуктов извержений разных вулканов говорит о том, что состав извергаемых пород отличается, в том числе, и от состава окружающего вещества на глубине источника извергаемых пород.

Гигантский насос с поршнем — погружающейся литосферной плитой, увлекаемой нисходящим конвекционным потоком и выходным отверстием — вулканом, возникающим в результате разрыва коры гигантским избыточным давлением, образуется в результате погружения из зоны низких температур в зону высоких температур неоднородной плиты, увлекаемой силами вязкого трения. Различные части погружающейся плиты имеют разные составы (при одинаковой температуре). Поэтому часть погружающегося вещества (например, часть осадочных пород) в ходе погружения становится жидкой, тогда как окрестности сравнительно малого объёма жидкого вещества остаются в твёрдом виде и выступают в качестве поршня, сжимающего в ходе своего движения жидкое вещество магматической камеры и выдавливающего его на земную поверхность.

Предлагаемая гипотеза механизма вулканических извержений, базирующаяся на перечисленных 5 чертах вулканических явлений, позволяет без дополнительных допущений объяснить все остальные черты вулканических явлений всех вулканов, за исключением вулканов над «горячими точками» (наша гипотеза не соответствует нынешним сведениям и представлениям о них, хотя может быть модифицирована для учёта отличий таких вулканов). Описан также механизм вулканов в зоне спрединга.

Наша гипотеза без дополнительных предположений автоматически объясняет следующие черты вулканических извержений:

6. Перед извержением окрестности вулкана приподнимаются, а по мере извержения опускаются.

7. При извержении вулканов из земных недр извергаются огромные объёмы пород.

8. Вулканы приурочены к границам литосферных плит (кроме вулканов над «горячими точками»).

9. Извержения происходят время от времени, с разными промежутками времени между ними. Количество пород, извергаемых вулканом за одно извержение, достаточно сильно меняется

от извержения к извержению. При этом усреднённое количество извергаемых за единицу времени пород остаётся приблизительно постоянным на протяжении почти всей жизни рассматриваемого вулкана, поскольку средняя скорость плиты—поршня приблизительно постоянна.

10. Все вулканы в течение своей жизни извергаются множество раз. А после некоторого количества извержений вулканы «засыпают». Иногда надолго, иногда навсегда.

На этом основании можно говорить, что предлагаемая гипотеза (основанная на первых 5 перечисленных чертах извержений) обладает предсказательной силой, что позволяет ей переместиться из разряда гипотез в разряд теорий.

В пунктах 3, 4 констатируется наличие сил, достаточных для развития давления, способного выдавить на дневную поверхность через жерла вулканов огромные объёмы раскалённых масс с глубин, где действуют температуры, соответствующие жидкому состоянию **извергаемых** веществ. Эти вещества погружаются на упомянутые глубины в составе плит, вталкиваемых в земные недра с поверхности на всё большие глубины, в зоны всё более высоких температур в ходе субдукции плит.

Происхождение тектонических сил объясняется в [10].

Литература

1. Попов В.С. "Магматизм Земли". Опубликованно в Соросовском Образовательном Журнале, N1, 1995, стр.74 http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1157819
2. Дрознин В.А. Основы механики извержения. http://www.kscnet.ru/ivs/publication/volc_day/2007/art31.pdf
3. Справочник по каменным материалам. Изверженные горные породы. http://www.tdus.ru/spravochnik/klassifikaciya/index1.php
4. Значение слова "Силл" в Большой Советской Энциклопедии http://bse.sci-lib.com/article102102.html
5. Маууськин М.А. Дальневосточный Институт вулканологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский. Геодезические наблюдения на Камчатке для изучения геодинамики, сейсмических и вулканических процессов, прогнозирования землетрясений и извержений вулканов. http://www.kscnet.ru/ivs/publication/session/art18.html
6. Слезин Ю.Б. Природа и механизм резких изменений режима вулканических извержений. Опубликовано: Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 2001 г., УДК 551.21+552+550.34. http://geo.com.ru/db/msg.html?mid=1164998
7. Шумилов В.Н. "Главные движущие силы землетрясений, дрейфа континентов и горообразования. Прогнозирование землетрясений и спусковые силы." Матеріали VI Міжнародної науковой конференції "Моніторінг небезпечніх геолоґічних процесів та еколоґічного стану середовища" 6-8 жовтня Київ – 2005. Доступно по адресу: (http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1174973)
8. Причины и природа землетрясений. Проект Евгения Фёдорова. http://earthquake.h10.ru/g2.html
9. Короновский Н.В. Напряжённое состояние земной коры. Соросовский образовательный журнал, №1, 1997, стр. 50
10. Шумилов В.Н. О природе. http://shumilov.kiev.ua/geofizika

ПОЧЕМУ ЖИЗНЬ 3 МИЛЛИАРДА ЛЕТ НЕ ВЫХОДИЛА ИЗ ОКЕАНА НА СУШУ?

Шумилов В.Н.

ООО «ЭРА», г.Киев,Украина
(vnshumilov@rambler.ru)

Скорее всего потому, что на Земле просто ещё не было суши.

Жизнь в солёном океане появилась 3500 миллионов лет назад. А жизнь на суше (и флора, и фауна) — всего около 500 миллионов назад [1, 2]. Но, что самое интересное и информативное, «почвенная фауна появилась существенно раньше пресноводной»! [3].

Почему жизнь так долго не выходила из океана на сушу? Причины могли быть разные. Можно предположить, что над водой была атмосфера, враждебная жизни. Но чем обусловлено, что не было не только сухопутной жизни, но и пресноводной? Практически все реки и пресноводные озёра (посредством рек) соединены с мировым океаном, в котором жизнь существует уже миллиарды лет. А состав атмосферы влияет на жизнь и в солёной океанической, и в пресной речной воде примерно одинаково. Так что, продвигаясь по 1 сантиметру в год, океаническая жизнь за пол-миллиарда лет вполне могла адаптироваться к пресной воде и освоить все реки от устья до истоков. Поэтому совершенно непонятно, почему на протяжении трёх миллиардов лет жизнь в океане была, но при этом не смогла распространиться из океана во впадающие в него пресноводные реки.

А ответ может быть таким: вся наша планета Земля была покрыта единым океаном, и на Земле просто не было суши, по которой могли бы течь пресноводные реки. Поэтому, из-за отсутствия суши, и не было на Земле ни сухопутной жизни, ни пресноводных водоёмов, в которых могла бы развиваться пресноводная жизнь.

Таково обоснование нашего утверждения об отсутствии суши на Земле, как причины наблюдаемых **следствий:** из всех возможных причин позднего появления сухопутной жизни наиболее весомая (если она имела место) состоит в том, что появление и развитие сухопутных и пресноводных форм жизни было невозможно до появления суши в некоторый момент. Потому и не обнаруживаются сухопутные и пресноводные формы ранее 500 млн. лет.

Рассмотрим **возможность** самой гипотетической причины, то есть, отсутствия суши до определённого момента. Приведём известные цифры [4]:

Мировой океан занимает примерно 361 млн. кв. км из 510 млн. кв. километров всей поверхности нашей планеты.

Площадь суши, соответственно, составляет 149 млн. кв. километров.

Средняя глубина океана составляет примерно 3800 метров.

Средняя высота суши около 875 метров.

Какова была бы средняя глубина океана, если бы он покрывал поверхность **всей** Земли (при неизменном количестве воды в океане и при сравнительно малом количестве воды в виде рек и ледников на суше)? Это легко подсчитать:

$H_{среднее}$ = (361*(—3800м) + 149*(+875м))/510 = —2434 м.

Убедительных свидетельств, что объём вод мирового океана мог существенно меняться, нет. Так что видим, что, если рельеф земной коры когда-то был достаточно гладким, не было таких больших перепадов высот, как в настоящее время, то вся Земля вполне могла быть покрыта водой со средней глубиной 2434 м, а суши не было!

Зададимся вопросом: могла ли иметь место такая ситуация с достаточно гладким рельефом земной коры в геологической истории Земли? Чем она могла быть обусловлена? Мы уже видели, что перепад приведённых (к одной плотности) уровней, в конечном итоге — разность высот различных точек земной поверхности — зависит от вязкости

мантийных потоков, увлекающих твёрдую кору [5, 6, 7, 8]. Так что при малой вязкости вещества мантийного конвекционного потока, даже при его сравнительно большой скорости, стремление к изостазии обеспечивало бы минимальную разность приведённых уровней поверхности на всей Земле.

Каково бы ни было происхождение нашей планеты, какова бы ни была природа глубинного тепла (хоть остаточное со времён аккреции, хоть из-за разделения веществ земных недр по плотности в поле тяжести, хоть в результате распадов неустойчивых изотопов), в любом случае миллиарды лет назад интенсивность потока тепла из глубин Земли через её кору была намного выше нынешней. Земная кора также была намного тоньше, поскольку толщина коры приблизительно обратно пропорциональна геотермическому градиенту, то есть, потоку глубинного тепла. Соответственно, и вязкость мантийного конвекционного потока на поверхности его сопряжения с более тонкой тогда твёрдой корой была ниже нынешней (поскольку в зоне соприкосновения коры с мантийным потоком давление было меньше, а в соответствии с диаграммой состояния и вязкость была ниже). К тому же, эффективная вязкость мантийного потока, с учётом его более высокой (по сравнению с нынешней) температуры по сечению потока была ещё меньше.

При совершенно жидком веществе недр (при очень малой его вязкости) форма приведённой к одной плотности поверхности Земли должна была бы очень мало отличаться от эквипотенциальной — от формы геоида того времени. То есть, форма поверхности земной коры приблизительно повторяла бы форму поверхности водного океана, но ниже неё на 2 километра. И хотя вопрос: «Была ли когда-либо поверхность Земли раскалённой жидкой?» пока не имеет твёрдого обоснованного ответа, поток глубинного тепла и текучесть вещества недр Земли раньше были определённо намного выше, а потому разности высот приведённых уровней в разных географических точках должны были быть намного меньше нынешних. И только со временем, по мере уменьшения потока глубинного тепла и увеличения вязкости мантии, разности высот приведённого уровня выросли до сегодняшних значений, и будутрасти в будущем.

Сила вязкого трения, увлекающая кору, пропорциональна квадрату разностей высот приведённого уровня (разность высот зависит от вязкости, так что вязкость и скорость входят в полученное выражение для силы трения конвекционного потока о кору неявно [6]). Поэтому не только были малы разности высот приведённых уровней, но не было и «торошения» коры (выдавливания из неё гор) из-за меньшего субгоризонтального напряжения сжатия (пропорционального квадрату разностей высот, делённому на толщину коры).

Так что высоты различных точек поверхности коры во времена больших потоков глубинного тепла отличались незначительно. Такое положение дел с малой вязкостью и малыми различиями высот определённо имело место когда тепловой поток был намного больше нынешнего (скажем, в 10 раз), а кора тоньше в 10 раз. То есть, до тех пор, пока величина теплового потока не снизилась до некоторого значения (вместе с увеличением вязкости недр), вся земная кора вполне могла находиться под водой со средней глубиной океана в 2400 метров. Но как долго оставалась вся кора под водой? При какой величине потока глубинного тепла суша появилась над поверхностью океана? Свидетельством того, что это произошло сравнительно недавно, являются наиболее ранние следы жизни на суше и в пресных водах. Эпоха сплошного океана закончилась 500 миллионов лет назад и над водами мирового океана начала возвышаться суша, которую начала осваивать жизнь, породившая сухопутные формы. С тех пор высота гор, в разное время образовывавшихся в разных места коры (где напряжение сжатия, порождаемое

трением вязких конвекционных потоков превышало предел прочности коры), постепенно выросла до нынешних размеров.

Наше утверждение о возможности сравнительно недавнего (500 миллионов лет назад) поднятия суши над водами мирового океана сразу же позволяет объяснить некоторые непонятные ранее детали выхода флоры и фауны из воды на сушу. Оно базируется, с одной стороны, на представлении об уменьшении со временем потока глубинного тепла с соответствующим увеличением эффективной вязкости мантийного вещества; с другой стороны, на достаточно надёжно установленном факте, заключающемся в том, что пресноводная жизнь (и флора, и фауна) появилась несколько позже, чем сухопутная [1]. Этот факт объясняется тем, что, когда суша (в результате «торошения» земной коры) уже начала подниматься над солёным океаном, появился плацдарм для сухопутной жизни, а достаточно обширных пресных вод — среды для пресноводной жизни — ещё не было! Потому что для достаточно обширных пресных вод (достаточных для устойчивого существования и развития пресноводной жизни) ещё не было места, не было суши достаточного размера, по которой они могли течь!

Литература

1. Досье NEWSru.com: Наука и технологии // Флора и фауна // Деревья http://newsru.ru/world/13oct2010/mox.html
2. © 1995 г. ДМИТРИЕВ В. Ю., ПОНОМАРЕНКО А. Г., РАСНИЦЫН А. П., ДИНАМИКА ТАКСОНОМИЧЕСКОГО РАЗНООБРАЗИЯ НЕМОРСКОЙ ВОДНОЙ БИОТЫ, Палеонтологический журнал, 1995, № 4, (http://www.evolbiol.ru/dmitrie2.htm
3. К.Ю. Еськов «История Земли и жизни на ней» Глава 8. Ранний палеозой: "выход жизни на сушу" http://www.paleo.ru/paleonet/publications/eskov/08.html
4. Земля. Астрономические данные. Средняя глубина океана. http://www.securitylab.ru/news/214802.php
5. Шумилов В.Н. Дрейф литосферных плит http://shumilov.kiev.ua/geofizika/drejf-litosfernyx-plit.html
6. Шумилов В.Н. Сжатие земной коры и горообразование http://shumilov.kiev.ua/geofizika/szhatie-zemnoj-kory-i-goroobrazovanie.html
7. Шумилов В.Н. Главные движущие силы землетрясений, дрейфа континентов и горообразования. Прогнозирование землетрясений и спусковые силы http://shumilov.kiev.ua/geofizika/176.html
8. Шумилов В.Н. Главные движущие силы землетрясений, дрейфа континентов и горообразования. Прогнозирование землетрясений и спусковые силы http://www.astronet.ru/db/msg/1213453

КРИЗИС ЖАНРА В ГЕОЛОГИИ

Эсминцев А.Н.

Институт геологических наук им. К.И.Сатпаева НАН РК, Алматы (ignkis@mail.ru)

В геологии в последние два десятилетия на постсоветском пространстве по социально-историческим причинам сложилась пауза, как и во всей науке вообще. Это обстоятельство за внешне негативными факторами имеет даже и положительный эффект. Он состоит в том, что на этом завершается двухвековая тяжело законсервированная биостратиграфическая традиция, создавшая геологическую культуру, науку и образ существования геологии как области познания, как отрасль экономики и сферу специфических человеческих отношений в профессиональном сообществе. Следует признать, что такая пауза – не только следствие развала СССР и существовавших в нём отношений, но последняя треть двадцатого века характерна упадком духа во всём мировом сообществе. Конец холодной войны, который можно датировать падением Берлинской стены в 1986 году, обозначил начало массированного наступления глобализации, подминающей суверенитеты государств и навязывающей народонаселению примитивный образ мышления, с опорой на прагматизме и гонке за деньгами и примитивную культуру коммерческого образца. Первой это почувствовала философия, которая ещё в 70-е годы выступила с манифестами пост-пост-модернизма, достигающими шизологии (термин из учебника философии). Философия заявлена теперь как неспособная находить предельные аспекты бытия, но только как внеличностные его текущие отношения. И в конкретных науках, в частности, и в геологии, стали множиться публикации психотического маттоидного содержания, у авторов которых ощущаются сдвиги в воображении. Были они и раньше, но не столь многочисленные. Редакции пропускают. Но если эти факты – случаи крайнего выражения в демонстрации научной мысли, то и в целом качество её понизилось. И причины этого не только в тотальном сокращении финансирования на науку, но и в мрачной реакции интеллекта последних десятилетий. Их коллективное действие не складывается, но умножается.

На этом фоне в XXI веке после революционных событий 60 – 80 годов геология подошла к застою. И это наблюдается не только на постсоветском пространстве, но во всей мировой геологии вообще. Ныне протекает медлительный период эволюционного накопления мысли. Вновь поднял голову фиксизм, с претензией на реванш и с заявлениями, что реванш якобы уже достигнут. В фиксизм возврата нет, конечно, но и куда идти, геологии пока неясно. Нужны новые революционные идеи, подобные тектонике плит. Но пока что геологическая мысль растеклась перед высоким психологическим барьером, созданным двухвековой стратиграфической традицией, которая хоть и успешно провела её до глобального охвата, но далее сама стала тугим тормозом. Для самого глобального охвата стратиграфия резко недостаточна и как охватывающая не более трети земной сферы, но и как далеко опосредованное следствие тектоники в детерминированных отношениях.

От Вильяма Смита, первого геолога-съёмщика, в нашем современном понимании (конец XVIII – начало XIX века), и до наших дней, стратиграфия образовала фундамент системы геологических знаний. К ней исторически привязаны уже все остальные разделы геологии - магматизм, геохимия, тектоника, геоморфология, изотопная геология, прикладные направления.. Дух стратиграфии создал всеобщий для геологии сугубо гуманитарный образ мышления. Эпизодические прорывы в геологию математиков и физиков, в общем

многочисленные в её истории, успеха не имели и не имеют как чуждые геологу-гуманитарию. Геофизика, начинающая свою историю с XVII века и достигшая расцвета в XIX веке, и поныне развивается автономно от геологии, имея своими методами точные науки. Показательным в этом является конфликт мобилистов и фиксистов, начавшийся с публикаций А.Вегенера (1914), и достигший страстного накала в научной революции 60 – 80х годов. 9 из 10 фиксистов – геологи, 9 из 10 мобилистов – геофизики. И революцию совершили геофизики, не завязанные на стратиграфической вере. Нынешний реванш фиксистов предполагает всеобщий возврат в стратиграфическую веру. Но психология научной веры противоречит ходу познания, требующего постоянного рабочего сомнения, отрицающего веру. Отбраковка гипотез, не выдерживающих проверки на действительности, не свойственна вере. Но такая вера свойственна гуманитарному сознанию и не свойственна физико-математическому.

Ныне текущий период постсоветской эпохи для геологии может быть благоприятен тем, что становится слабее довлеющее влияние стратиграфической традиции и прежде всего на тектонику. Слабее тем, что геологи советского воспитания постепенно сходят со сцены, а молодая смена относится к традиции индифферентно, не усвоив её на производственных практиках, которых у них в последние 20 лет не было по организационно-финансовым причинам. Оживление геологии в постсоветских республиках неизбежно и придут ещё новые поколения активной смены. Но преемственность гуманитарной традиции прерывается. Сейчас трудно предсказать, какой облик приобретёт геология через 20 лет, но желательно, чтобы новая смена получила не геологическое, а геолого-геофизическое образование, с напряжёнными циклами математики, общей физики, механики сплошных сред (геодинамика), термодинамики, теории поля и т.д. Переориентация геологии из гуманитарной в сферу точных дисциплин преобразует геологию из описательной в аналитическую науку.. Выиграет прежде всего тектоника, всегда остававшаяся в тени стратиграфии. Станет ясно, что стратиграфия – далеко опосредованное следствие от тектоники, Сама же тектоника – следствие физики Земли.

Переориентация геологии в точные дисциплины будет иметь прежде всего практическое значение. В 80-е годы МИНГЕО СССР планировало переход на глубинное картирование. Концепция такого картирования уже была создана и опубликована в методических пособиях ВСЕГЕИ (том 21). Но переход по известным причинам не состоялся. Есть уверенность, что всё же рано или поздно состоится.. Жизнь заставит. Предполагается построение объёмных моделей земной коры до глубины 1 километр и глубже, с врезками до нескольких километров. Такого рода деятельность потребует от геолога знаний геофизики равноценно с геологией. Для картирования России потребуется возрождение геологической индустрии на порядок более мощной, чем она была в СССР. В духе концепции и в духе века все средства решения практических и теоретических задач уже будут иными, чем в классической геологии, уходящей в прошлое. Применительно к этому иной будет и осведомлённость геолога.

В теоретической геологии потребуется радикальная реабилитация тектоники как ведущего направления в геологии, выходящего на физику Земли. Классическая геология ориентирована на вещество, на формации. Это её средоточие, и самое концентрированное средоточие - минеральное сырьё. Но формации – уже следствие тектоники, её процессов. Следовательно, есть геология следствий, и это классическая геология, и есть геология причин, и это тектонические процессы и физика Земли. Но классическая геология считается всеобъемлющей, тогда как в данном аспекте она представляет только половину, в виде следствий, рядом с причинами. Процессы являются причиной

всего. Знание процессов, создающих формации, придаёт их нахождению физический смысл, без чего аспекты формационного анализа остаются в символизме и строятся не более чем на парагенетическом уровне.

Психологический барьер, перед которым ныне остановилась геология – это вставшая в полный рост перспектива исследовать формации со стороны создающих их процессов, собственно сами процессы в их физике и химии и в пространстве-времени. Геологи же традиционно ведут учёт наличествующим формациям и процессы изучать не готовы.

Фиксизм в своей сути – это состояние геологии, не допускающее активной подвижности горной массы в фигуре Земли. Мобилизм восприемлет 100% всего, что построил фиксизм за 2 столетия, но приводит всё в ничем не ограниченное движение. Складывается видение, что в геологических масштабах времени Земля – это капля кипящей жидкости. Но фиксизму всё же требуется объяснить природу тектонических процессов. Камнем преткновения являются источники энергии. Фиксизм их видит на галактических орбитах Солнечной системы. Существует обширная литература, в которой есть множество вольных допущений, далёких от положений астрофизики. Астрометрия даёт длительность галактического года Солнца 230 млн. лет. В указанной литературе галактический год приспосабливается к земным тектоническим циклам в интервале от 160 до 290 млн. лет. Приводится цифра, удобная для автора. Галактическая орбита уже расписана помесячно и поквартально, где Солнце и его окружение ждут те или иные энергетические события. Однако космические тела в галактических полях движутся по эквипотенциальным поверхностям и нигде не излучают в космос и не получают оттуда никакой механической энергии. Этим, в частности, объясняется, почему среди миллиардов звёзд в галактике нет между ними столкновений. История Земли также свидетельствует, что все 4550 млн. лет она находится на вполне стабильной орбите и никогда существенно не отдалялась от Солнца и не приближалась к нему. Это также подтверждает закон Тициуса-Боде, согласно которому орбиты всех планет скорее стабильны, чем подвержены резким колебаниям в событиях на галактической орбите. Иначе бы планеты, как электрон вокруг атомного ядра, смещались бы с орбиты на орбиту, пропорционально своим массам, принимая или излучая энергию, в обмене ею с внешней средой. Но предполагается, что энергия тектонических событий в земной истории поступает к ней извне. Однако нигде не встречается соображение, что в такой модели на всех планетах Солнечной системы должны быть синхронные каледониды, герциниды, киммериды и альпиды, поэтажно и поярусно, как и вообще во всей галактике.

На галактических орбитах следует ожидать релятивистские эффекты по Эйнштейну. Галактика движется в межгалактическом пространстве со скоростью 620 км/сек., почти плоско, под углом 27^0 к вектору движения. Во вращении имеются набегающая и убегающие ветви относительно пространства и изотропного реликтового излучения. В набегающей ветви у Солнца линейная скорость 800 – 850 км/сек., в убегающей – около 400 км/сек. Разность около 400 км/сек. Можно подсчитать, какова разность в дефектах массы у Земли при этих скоростях, хоть и ожидается, что незначительная. Но можно предположить, что эта разность создаёт в силе тяжести на земной поверхности в гравитационном поле разность в 2 – 3 миллигалла. Это существенно меньше, чем вариации силы тяжести, связанные с нерегулярностью суточного вращения, но возможно открытие заметных эффектов, дающих вклад и в тектонику. Их вероятная периодичность – 115 млн. лет, согласно галактическим полугодиям.

Более жизнеспособны, на наш взгляд, модели, в которых Земля сама достаточно энергонасыщенный объект для своей тектоники, как и любые её космические аналоги. Решение об

источниках внутренней энергии кажется нетривиальным, но доступно старшекласснику, решающему задачи по физике. И А.Рингвуд (1981), и О.Г.Сорохтин и С.А.Ушаков (1991, 2003) показывают, что железное ядро планеты – продукт её длительной эволюции, а изначально планета образовалась из однородной пыле-газовой смеси, литифицированными реликтами которой являются углистые хондриты. Образование железного ядра – это, в общем случае, погружение по векторам силы тяжести всей его массы в течение земной истории. Происходит работа силы тяжести с выделением тепловой энергии, достаточной, чтобы к концу архея Земля расплавилась до состояния звезды-коричневого-карлика. Но происходят периодические сбросы тепловой энергии и это тектонические процессы. Энергия лунных приливов и радиоактивного распада в сравнении с этим несущественны. Цикличность тектонических процессов становится ключом к исследованию устройства и работы тепловой машины Земля. Такой подход естественным образом приводит к соображениям о термодинамике машины, действующей непрерывно по циклу Карно. Это выводит на решение задач, которые средствами одной только геологии не решаются, но напротив, задают новые направления для дальнейших решений собственно геологических задач, в сравнении с этим, более частного порядка.

МЕЖДУНАРОДНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА АРКТИКИ

**О.В. Петров, А.Ф. Морозов, С.П. Шокальский,
Ю.Г. Леонов, Г.Э. Грикуров, И.И. Поспелов**

Тектоническая карта Арктики составляется геологическими службами приарктических государств в рамках международного проекта «Атлас геологических карт Циркумполярной Арктики м-ба 1:5000000». Участниками этого проекта к настоящему времени уже созданы геологическая карта (координатор – Канадская геологическая служба) и карты потенциальных полей (координатор - геологическая служба Норвегии), что позволило приступить к составлению международной тектонической карты Арктики. В этой работе, в которой принимают участие специалисты Российской академии наук и ведущие геологи зарубежных стран, затрагиваются вопросы тектонической картографии акваторий, увязки тектонических карт суши, шельфа и глубоководных районов Арктики, в связи с чем этот доклад представляется на данное тектоническое совещание.

Тектоническая карта составляется при активной поддержке Комиссии ЮНЕСКО по геологической карте мира (CGMW). В её составе находится Подкомиссия по тектоническим картам, которой в течение долгого времени руководил Виктор Ефимович Хаин. В последние два десятилетия главный интерес Виктора Ефимовича был связан с тектоникой, магматизмом арктических морей и проблемой эволюции всего Арктического бассейна. Вместе с Никитой Алексеевичем Богдановым им были составлены «Тектоническая карта севера Русской плиты и Баренцева моря (масштаб 1:2 500 000)», «Тектоническая карта севера Сибирской платформы, Карского моря и моря Лаптевых (масштаб 1:2 500 000)» и др., которые стали началом огромной работы по тектонической картографии Арктики. Виктор Ефимович всегда считал, что тектонические карты мелкого масштаба являются синтезом и наиболее наглядным представлением всей накопленной к данному моменту геологической информации. Обобщение всех современных геологических данных является важнейшей задачей и новой Международной Тектонической карты Арктики масштаба 1:5000000.

В ходе нескольких рабочих встреч, в которых помимо специалистов из геологических служб приарктических стран приняли участие также представители Германии, Великобритании и КГКМ, были обсуждены основополагающие принципы разработки легенды к карте и сформирована рабочая группа по её составлению. Вслед за этим российскими членами рабочей группы подготовлен проект легенды, который в настоящее время проходит обсуждение среди российских и зарубежных участников проекта.

Замечания, поступающие от иностранных партнеров по рабочей группе, во многих случаях представляются нам спорными. В частности, канадские коллеги считают не обязательным показ на карте типов земной коры в качестве одной из главных тектонических характеристик циркумполярной области. Мы не согласны также с акцентом на сугубо структурной информации как основной в содержании карты, с отсылом по всем другим вопросам к геологической карте. Возражения вызывают и некоторые предлагаемые зарубежными коллегами подходы к отражению на карте возраста тектонических событий и сформированных ими структур, разломов и других тектонических элементов.

С нашей точки зрения, причиной имеющихся расхождений во мнениях является то обстоятельство, что аргументы представителей зарубежных геологических служб основываются в первую очередь на имеющемся у них опыте геологического картирования суши. При этом недостаточно учитывается специфика Арктического региона, центральная часть

которого занята глубоководным бассейном со сложной и пока во многом неясной геодинамической историей, а по периферии широко распространены окраинные осадочные бассейны, обязанные своим происхождением мощной и разнообразной деструкции континентальной коры.

В отличие от Циркум-Арктической суши, тектоническая структура которой определяется мозаикой блоков зрелой континентальной коры с возрастами консолидации, уверенно диагностируемыми в диапазоне от глубокого докембрия до кайнозоя, в пределах обширной арктической акватории неизмененная континентальная кора имеет ограниченное развитие. Здесь она почти повсеместно в различной степени затронута сравнительно молодыми деструктивными процессами, кульминацией которых явился локальный раздвиг сильно растянутых и утоненных континентальных блоков с возникновением между ними участков с корой океанического типа. Выделение на основании имеющихся геофизических и морфологических данных трех главных типов консолидированной коры – зрелой континентальной (сохранившей свою целостность), растянутой и утоненной (подвергшейся рифтогенной деструкции) и новообразованной океанической в дальнейшем должно быть дополнено информацией о возрасте и мощности вышележащего осадочного слоя и для значительной площади Арктического бассейна, которая послужит главной характеристикой его тектонической структуры и основанием для реконструкции его геодинамической эволюции.

Отсюда следует, что типы коры должны обязательно быть отражены на тектонической карте Арктики. Поскольку на основной карте цветовая раскраска и крапы используются для обозначения возраста и литологического состава картируемых подразделений, на ней могут быть показаны только границы распространения различных типов коры, тогда как сами типы коры могут быть представлены в цветах на отдельной дополнительной карте-врезке.

Степень геодинамической выразительности выделяемых на карте элементов тектонической структуры зависит также и от принадлежности к тому или иному типу коры. Тектоническая история структур зрелой континентальной коры, подстилающей большую часть Циркум-Арктической суши и острова Арктического шельфа, будет отражена в цветовой гамме, применяемой в соответствии с канонами тектонической картографии для раскраски комплексов орогенных поясов и фундаментов кратонов на основании возраста тектонических событий, приводящих к консолидации коры (главной фазы деформаций, метаморфизма и магматизма). В легенде к карте эти события будут увязаны с поворотными моментами в тектонической истории Земли, маркированными сборкой и распадом суперконтинентов, что подчеркнет связи между возникновением отображаемых на карте структур и глобальными геодинамическими перестройками.

Недеформированная или слабо дислоцированная осадочная оболочка областей с континентальной корой классифицируется проектом легенды как чехлы осадочных бассейнов. Предусматривается показ их на карте с помощью цветовой гаммы, отражающей время начала осадконакопления вне зависимости от его геодинамической обстановки. Изопахитами и градационными оттенками выбранных цветов отображается суммарная мощность всего осадочного разреза, а цветными контурами – границы распространения погребенных комплексов чехла.

Таким образом, непосредственно в раскраске карты не планируется отразить различия между чехлами древних платформ, накапливавшимися в стабилизированных областях зрелой континентальной коры, и осадочным выполнением бассейнов на растянутой и утоненной континентальной коре (области термоизостатического погружения, рифтовые пассивные окраины,

глубоководные котловины задуговых морей и другие седиметогенные структуры, еще не закончившие свое развитие). Поэтому легенда предлагает специальные символы для обозначения разнообразных геодинамических условий, в которых происходило формирование бассейнов, а также допускает возможность составления мелкомасштабной карты-врезки, отображающей предполагаемую тектоническую природу континентального основания бассейнов в тех же категориях, которые используются для показа орогенных поясов и фундаментов кратонов.

В осадочных бассейнах на океанической коре цветом характеризуется возраст спредингового процесса, приведшего к ее возникновению. Шкала цветов выбирается в соответствии с рекомендациями КГКМ, уже апробированными в недавно изданных под эгидой КГКМ картах Атлантического и Индийского океанов. Осадочный чехол на океанском дне отображается только изолиниями мощности.

Наряду с геофизическими и морфоструктурными данными, составляющими основу тектонического районирования глубоководной акватории Арктического бассейна, большое значение придается новейшим результатам донного геологического опробования. Эти результаты подтверждают, с нашей точки зрения, широкое развитие в Амеразийской части Северного Ледовитого океана в различной степени преобразованной континентальной коры, консолидация которой происходила в широком возрастном диапазоне от архея до каледонского или даже более позднего этапа.

Однако многие зарубежные и некоторые отечественные коллеги придерживаются мнения о преобладающей роли в этой области относительно молодых (позднемезозойских и кайнозойских) структур океанического происхождения, а некоторые модели даже допускают вероятность наличия здесь реликтовой древней (тихоокеанской) коры. Поэтому главной проблемой при составлении *международной* карты остается на сегодняшний день выработка взаимоприемлемой концепции геодинамической эволюции Амеразийского бассейна. Этому должно способствовать согласованное использование в максимально возможной степени всех новейших геолого-геофизических материалов, полученных приарктическими странами в ходе интенсивных исследований по национальным программам обоснования расширенного континентального шельфа в Арктике. Тектоническая карта Арктики является важнейшим международным документом, отражающим согласованную позицию геологов различных стран по стратегическим вопросам интерпретации природы и геодинамической истории глубоководных структур Арктики.

Научное издание

Современное состояние наук о Земле.

Материалы международной конференции, посвящённой памяти Виктора Ефимовича Хаина, г.Москва, 1-4 февраля 2011 г. – М.: Изд-во Геологический факультет Московского Государственного Университета имени М.В. Ломоносова, 2011. – 2294 с.

Компьютерная вёрстка:
Веселовский Р.В.
Селезенева Н.Н.
Рудакова А.В.
Промыслова М.Ю.
Корнейко А.А.

Электронный аналог печатного издания
Геологический факультет Московского Государственного Университета имени М.В.Ломоносова
119991, Москва, Ленинские горы

