

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

«Современное состояние наук о Земле»



**Материалы международной конференции,
посвящённой памяти**

Виктора Ефимовича Хайна

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-ТЕРСКОЙ 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 АГПАЙТОВЫХ 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., Хардинов А.Э. ЭЛИЗИОННО-КАТАГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АТКАНСКОЙ СВИТЫ АЯН-ЮРЯХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ВЕРХНЕГО КОЛЫМСКОГО СЛАДЧАТОЙ 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 промежуточно-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].

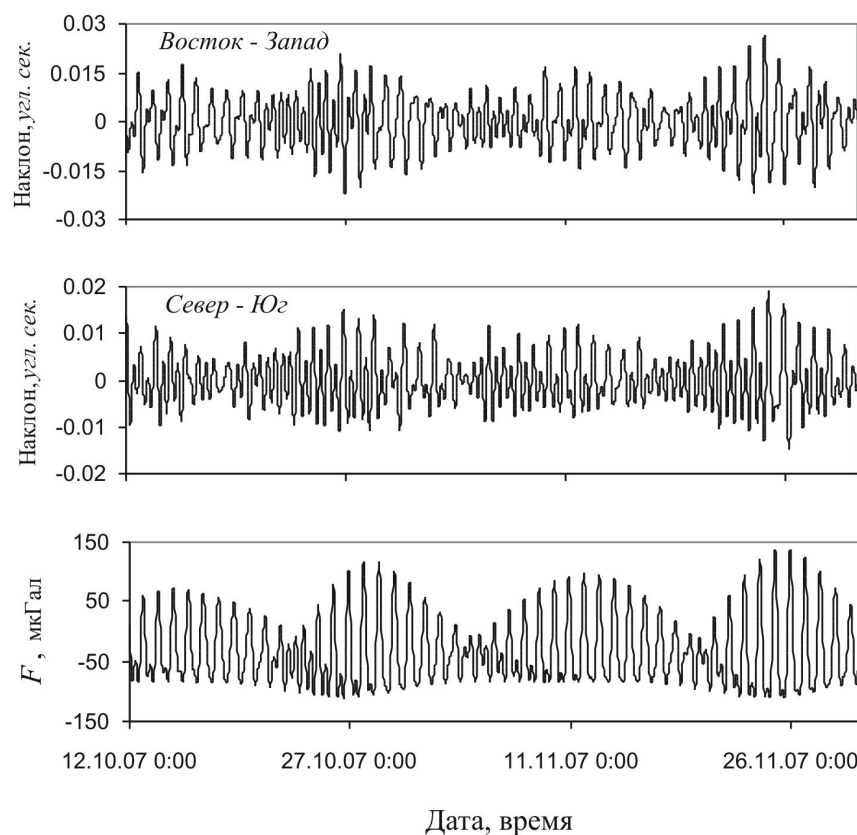


Рис. 1. Пример околосуточных вариаций наклонов Северного структурного блока Нелидово-Рязанской тектонической структуры за вычетом тренда; F – вертикальная составляющая приливной силы.

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].

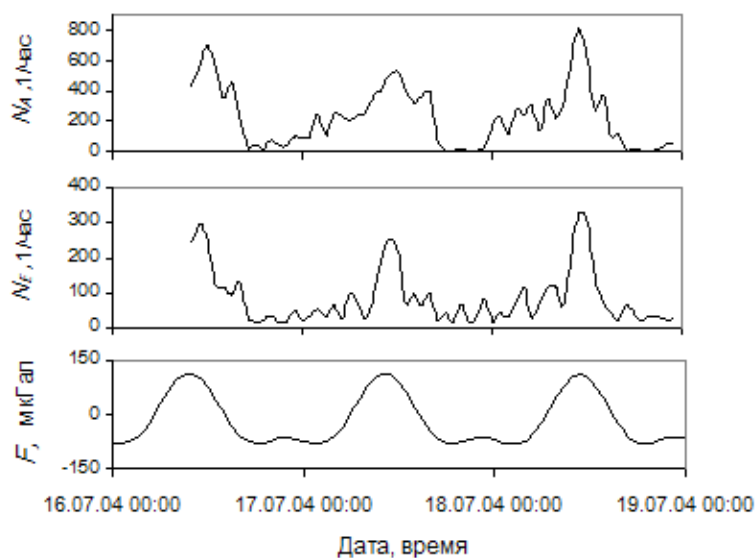


Рис.2. Количество актов релаксации N_A , установленное по количеству импульсных микросейсмических событий, и электрических импульсов в грунте N_E в зоне влияния Курайской тектонической структуры (Горный Алтай); F – вертикальная составляющая приливной силы.

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 циклическостям, 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].

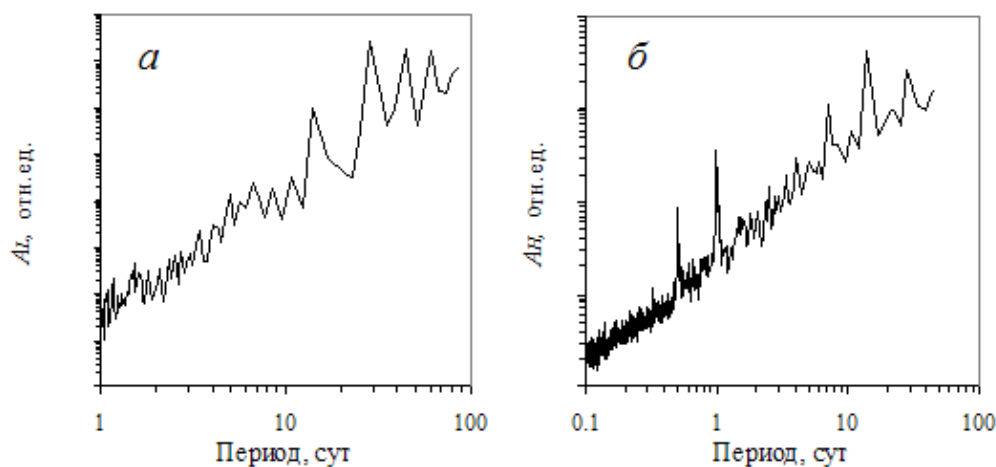


Рис.4. Спектр мощности микросейсмического фона на сейсмической станции МНУ; диапазон частот, Гц: а – 0,1-0,5; б – 6-8.

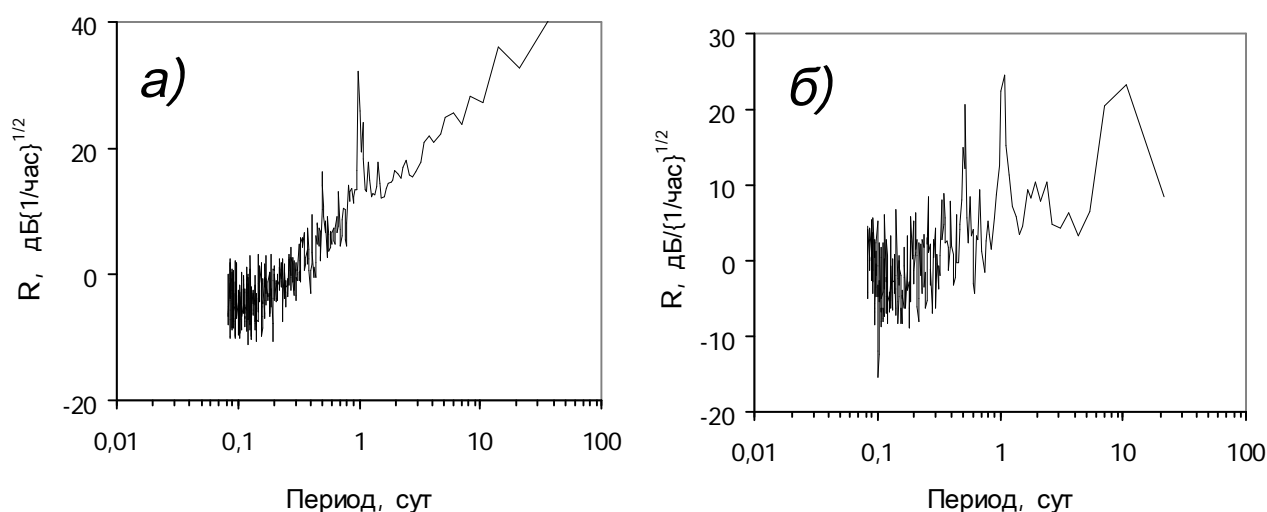


Рис.5. Спектр мощности вариаций активности подпочвенноградона в зоне Нелидово-Рязанской тектонической структуры (а) и в зоне Тункинскогорифта (б).

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.

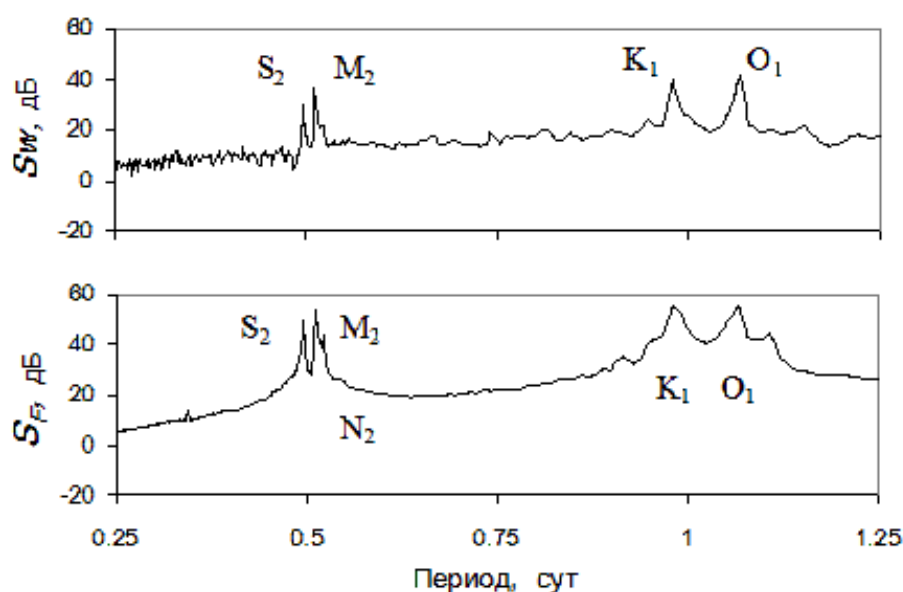


Рис.6. Основные околосуточные периодичности вариаций уровня подземных вод в открытой скважине на Геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН (S_2 , M_2 , N_2 , R_1 , O_1 – периоды соответствующих приливных волн).

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 геосферу. 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.

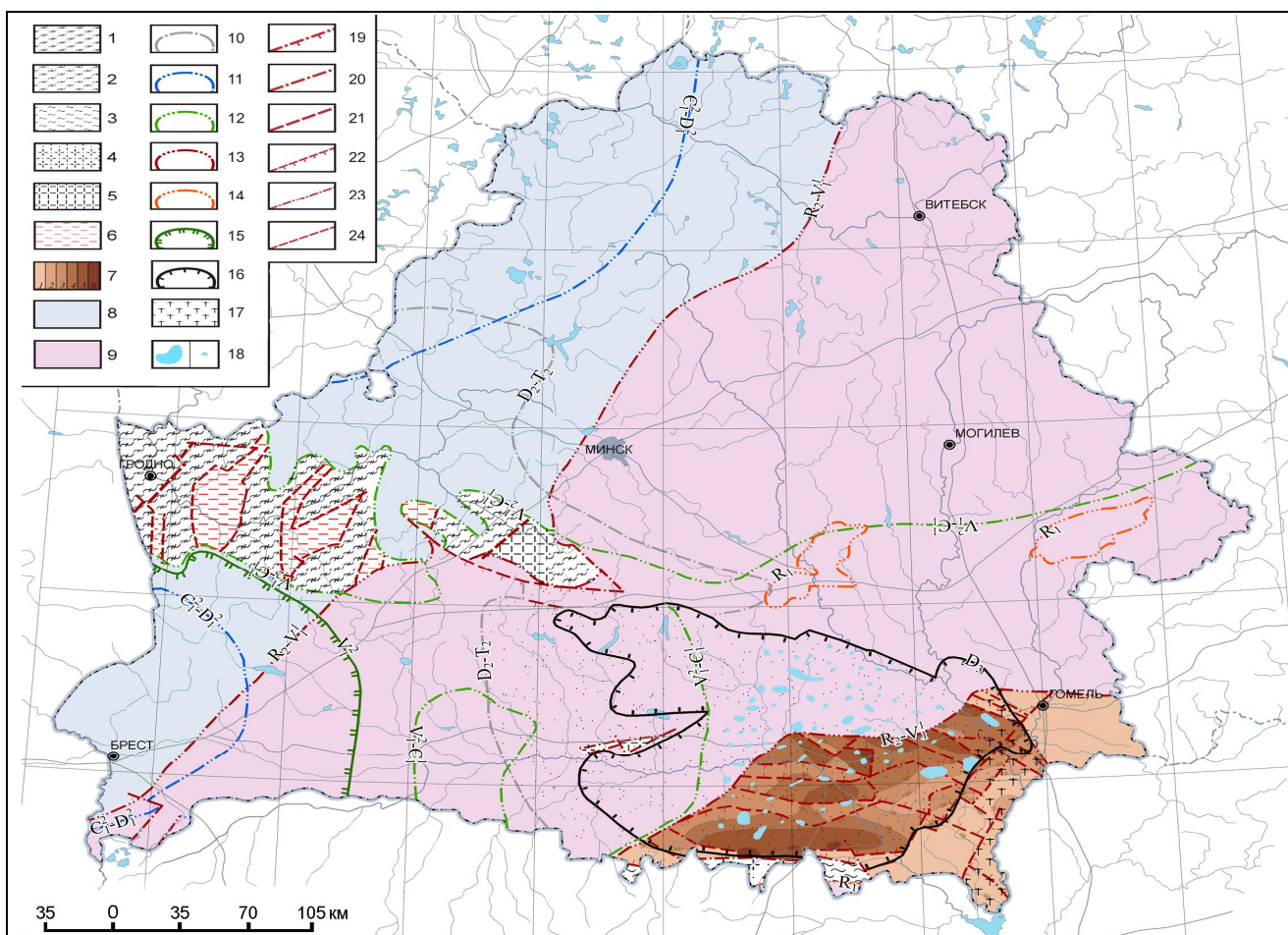


Рис. 1. Макет карты выклинивания основания платформенного чехла Беларуси.

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 вулcano-плутонических поясов, 5 – граниты-рапакиви (житковичский и бобовнянский комплексы), 6 – blastsомилониты 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).

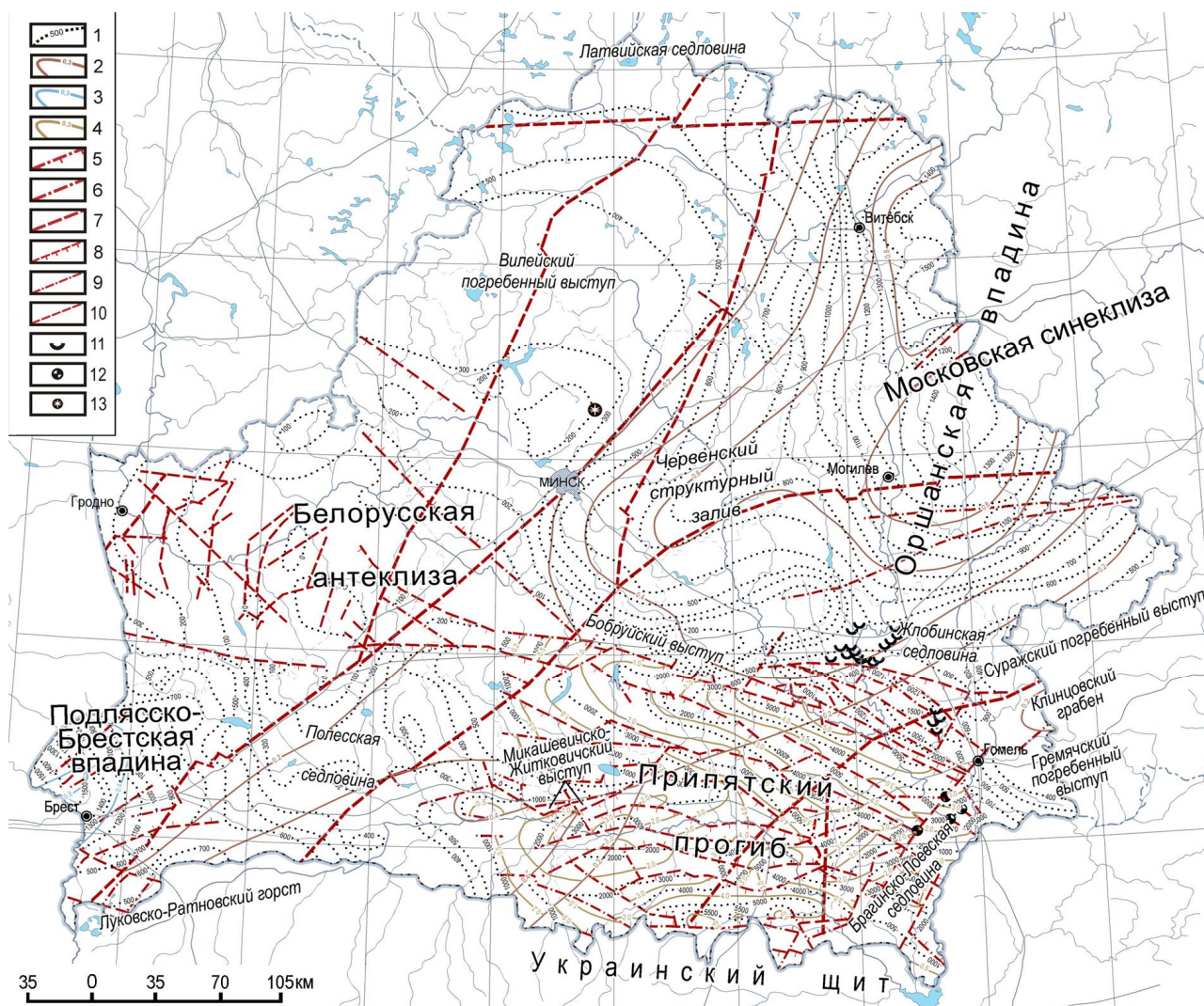


Рис. 2. Структурная база к карте выклинивания основания платформенного чехла Беларуси:

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 изопакит 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 изопакитами, они маркируют положение

погребенных позднебайкальской Мазовецко-Прутской зоны, каледонской Подляско-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 палеопробибу. 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 палеопробиба и Припятского прогиба. Верхнебайкальский и каледонский комплексы отражают пассивную окраинно-плитную обстановку формирования, в Балтийско-Приднестровской зоне перикратонных опусканий, в том числе Подляско-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 взаимодействия 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 изливашейся 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 $W \geq 5$ км³, 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].

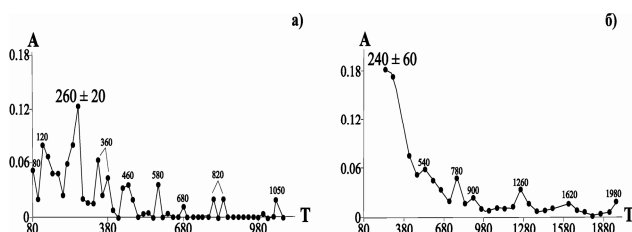


Рис. 1 Числа землетрясений и вулканических извержений в составленной электронной базе данных: а) числа землетрясений с $0 \leq M \leq 9.5$ в 2150 до н.э.–2009 гг. с усреднением по 100 лет; б) числа вулканических извержений с $1 \leq W \leq 7$ в 9650 до н.э.–2008 гг. с усреднением по 250 лет.

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.

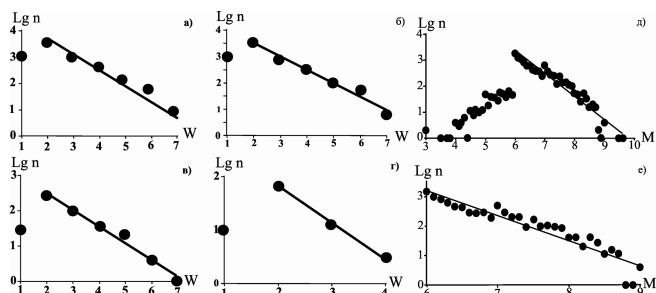


Рис. 2 Графики повторяемости землетрясений и вулканических извержений: а) извержения вулканов мира; б) извержения вулканов окраины Тихого океана; в) извержения вулканов Камчатки; г) извержения вулкана Ключевского (1697 – 2005 гг.); д) все имеющиеся землетрясения в базе, произошедшие в 2150 г. до н.э. – 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].

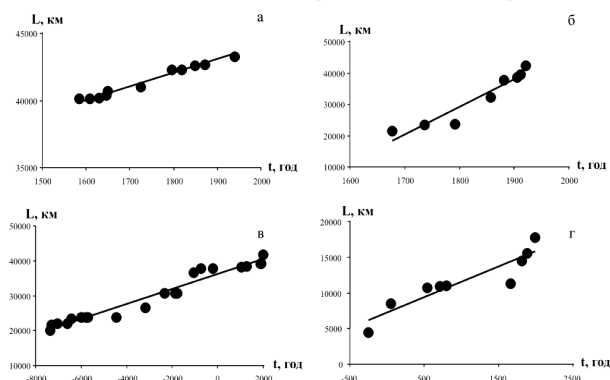


Рис. 3 Примеры полученных миграционных цепочек очагов сильнейших землетрясений с $M \geq 7.5$ (а), $M \geq 8.5$ (б) и вулканических извержений с $W \geq 4$ (в), $W \geq 6$ (г) вдоль окраины Тихого океана. L – расстояние вдоль окраины Тихого океана (км).

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 использовать сейсмический и вулканический процессы в качестве элементарных моделей единого волнового геодинамического планетарного процесса.

Литература

- 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)
- Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика. П.-К.: Камчатский ГУ. 2009. 463 стр.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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>)
- Голицын Г.С. Объяснение зависимости частота – объем извержений вулканов // Докл. АН. 2003. Т.390. №3. С. 394-396.
- 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.
- 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-ТЕРСКОЙ ЗОНЫ)

Александров П.А.^{а,б}, Дегтярев К.Е.^а, Рязанцев А.В.^а, Третьяков А.А.^а,
Толмачева Т.Ю.^б

^а Геологический институт РАН, Москва, Россия

^б Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(peteralex@list.ru)

^с ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского
(ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, 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 C_{m3} , 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 Караарчинской.

Терекская свита (C_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 лежащей 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 позднекембрийские и тремадокские конодонты [1].

В отобранных кремнях Т.Ю. Толмачевой 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 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ породы терекской свиты соответствуют базальтам и андези-базальтам нормальной щелочности, иногда с небольшим уклоном в область судбщелочных 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 небогащенным 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 срединно-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 вложенный 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.

Караарчинская свита (Є₃)

Караарчинская свита сложена подушечными базальтами, андезибазальтами, их туфами и лавобрекчиями с редкими горизонтами и линзами кремней и яшм. В структуре совмещено множество тектонических покровов. Так, Караарчинская 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 караарчинской 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 караарчинской 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 караарчинской свиты обладают очень близкими почти плоскими спектрами распределения РЗЭ с отношениями РЗЭ в породах и хондрите около 8-10. На спайдер диаграммах в базальтах караарчинской 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, $\text{MnOx}10\text{-TiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$ и Zr/Y-Zr все породы караарчинской свиты попадают в поля базальтов вулканических дуг, островодужных толеитов и известково-щелочных базальтов.

Таким образом, на основании данных об особенностях состава пород караарчинской 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 караарчинская 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 (O₁₋₂)

Кенташская свита развита на южном склоне и в приводораздельной части Киргизского хребта в восточной части изучаемой территории. Различные части кенташской свиты 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 подсвиты, 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 алевrolитами. 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 раннелланвирские формы, что позволяет относить кенташскую свиту к раннему - низам среднего ордовика.

По содержанию $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ породы кенташской свиты соответствуют базальтам, трахибазальтам, трахиандезибазальтам 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 (O₁₋₂)

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 экземпляры 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. Караарча туфогенные породы кызылкайнарской свиты прорваны среднеордовикскими гранитодами Алмалинского массива. На основании всех данных возраст кызылкайнарской свиты может быть принят как ранне-среднеордовикский.

По соотношению $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ породы кызылкайнарской свиты соответствуют трахи-андезитам и трахидацитам.

На спайдограмме все графики достаточно конформны, они соответствуют островодужным 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 геозкологические 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.^б, 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 км² 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.

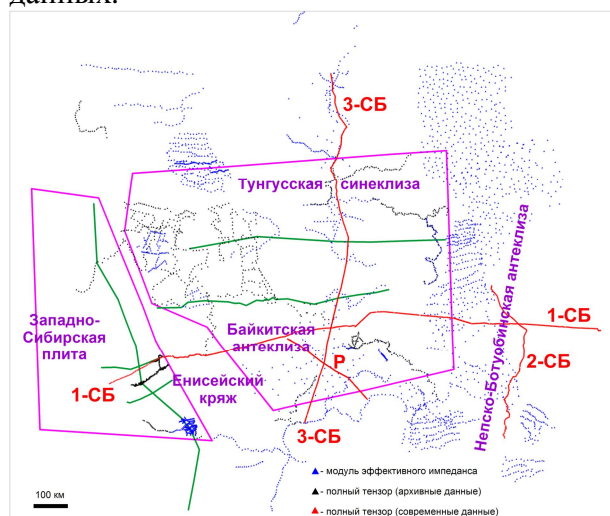


Рис. 1. Картограмма типов МТ-данных

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 «закранированы» проводящими осадочными толщами.

Наиболее полные МТ-данные получены на опорных профилях 1-СБ, 2-СБ, 3-СБ, рассечка Юрубчен-Кежда (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 покровов в пределах геоэлектрических слоёв осадочного чехла.

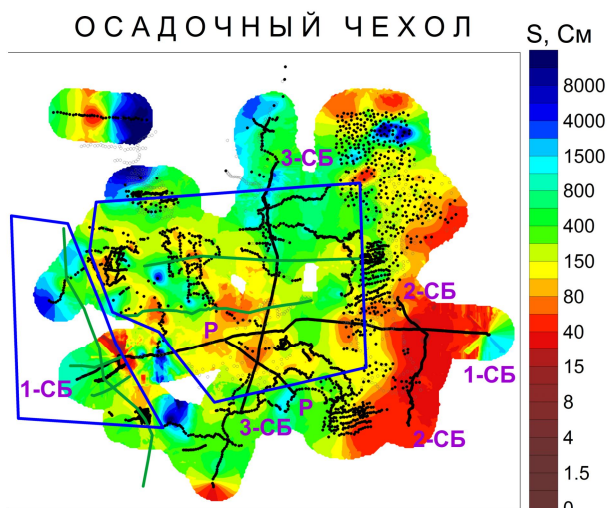


Рис. 2. Карта проводимости осадочного чехла

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.

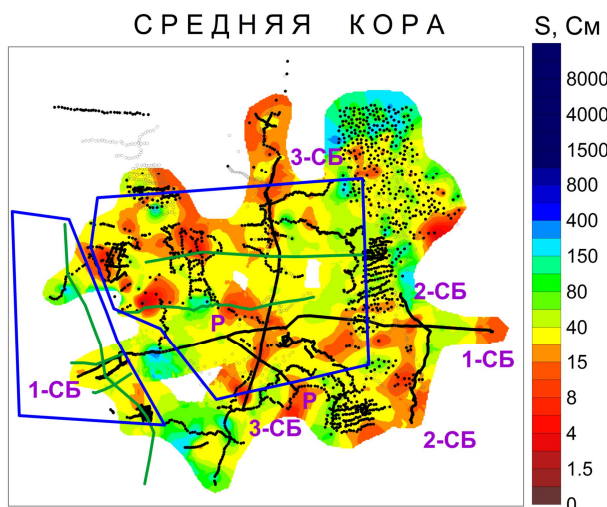


Рис. 3. Карта проводимости средней коры

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 электропроводящие самородные металлы, сульфиды, графит и ионопроводящие водные растворы, глины, расплавы горных пород [10]. Для образования крупных (десятки – сотни км²) 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 км²) проводящих объектов.

Наиболее распространённым электропроводящим 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 электропроводящих примесей может быть связано с обогащением пород органическим графитом в результате катагенеза осадков обогащённых органикой. Известна геодинамическая модель А.Б. Бакирова [2], по которой органический 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 антеклизях. 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)

Александрова 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).

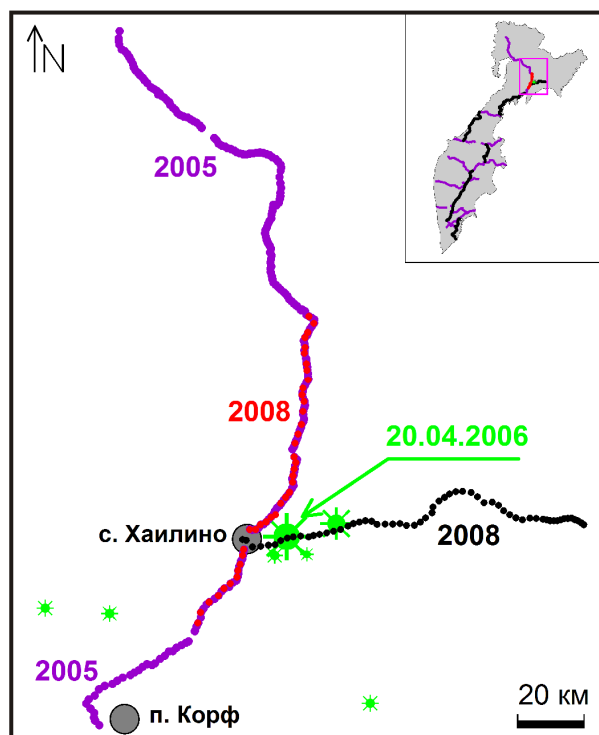


Рис. 1. Схема расположения профиля.

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 2° 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 $Y = 30^\circ$; $X = 120^\circ$ 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 — ХУ и УХ. 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 обоим 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 ХУ и УХ компонентам.

На профиле отчетливо выделяется три зоны. В северной зоне (МТЗ 157 – 122) по обоим компонентам разница ρ менее 1%. В интервале МТЗ 194 – 157 изменения наблюдаются в основном в глубинной части разреза (-10 – -40 км) по компоненте ХУ. На

южном конце профиля и в приповерхностной части, и в более глубинной наблюдаются различия в ρ по обоим компонентам. Особенно они велики (20 и более %) на ХУ 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 пределах 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 ХУ и УХ отдельно) было рассчитано суммарное расхождение ($\Delta\rho = \Delta\rho_{ХУ} + \Delta\rho_{УХ}$). На таком параметре видны зоны повышенных значений по обоим 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.

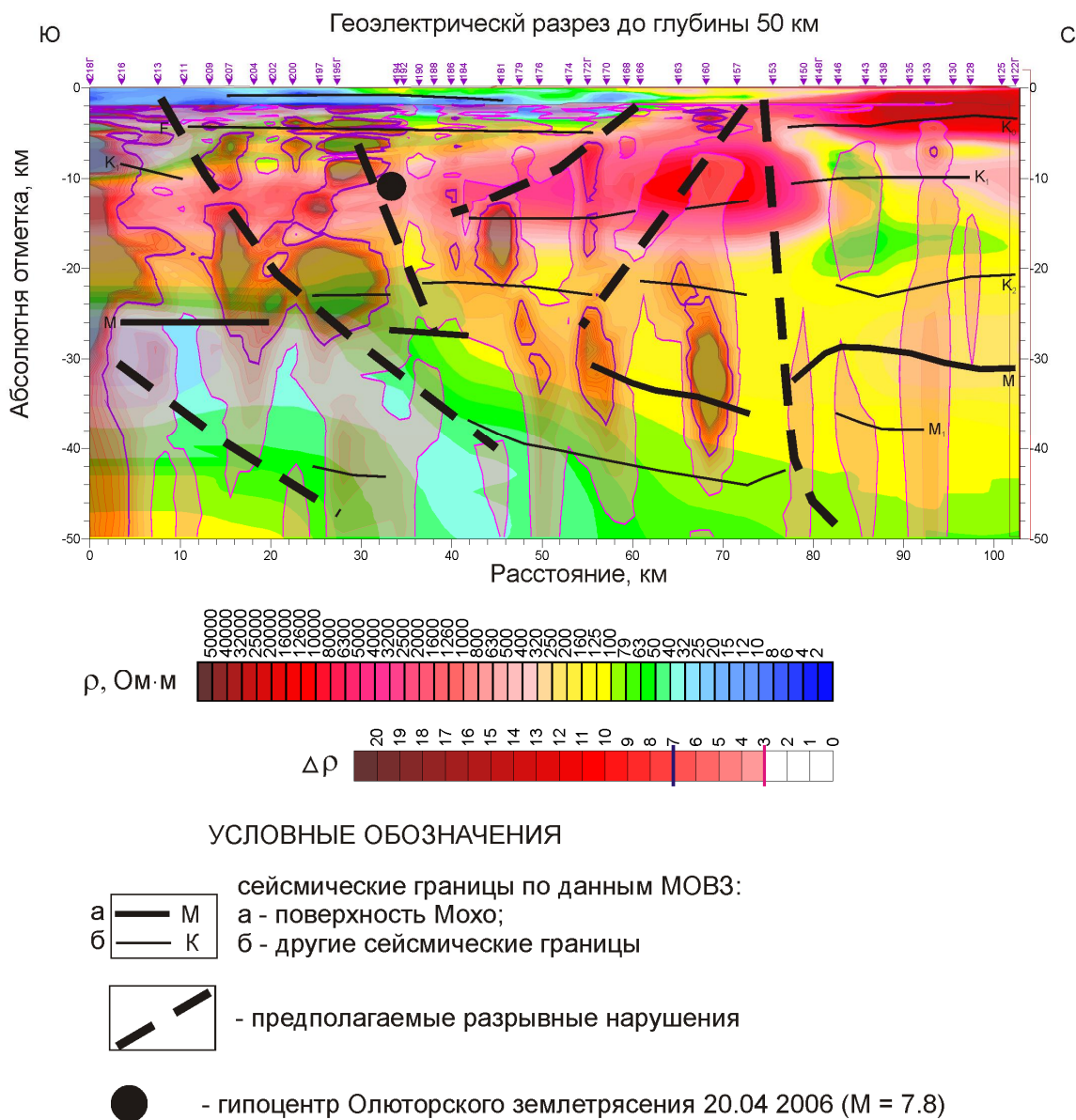


Рис. 2. Сопоставление геоэлектрических разрезов с разрезом Δρ.

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. Геофизика, 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.^б, Орлюк М.И.^г, Пушкарев П.Ю.^б, Соколова Е.Ю.^б, Соколов Н.С.^а, Тарасов В.Н.^г, Шустов Н.Л.^б, 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 субмеридианальной (33-35° в.д.) структурой, простирающейся от Черного моря до широты Брянска с шириной до 50-100 км и сопро-

тивлением менее 10 Ом на коровых глубинах ниже 20 км (рис. 1). Установлено [1-6], что КрВА в пределах УЩ приурочена к палеопротерозойскому Кировоградскому блоку (КРВ, рис. 1, 2) и шовной зоне, отделяющей его от архейского Приднепровского (PRDB) блока, и продолжается на ССВ под Днепровско-Донецкой впадиной. Природа КрВА связывалась с процессами графитизации и/или флюидизации земной коры [3-6].

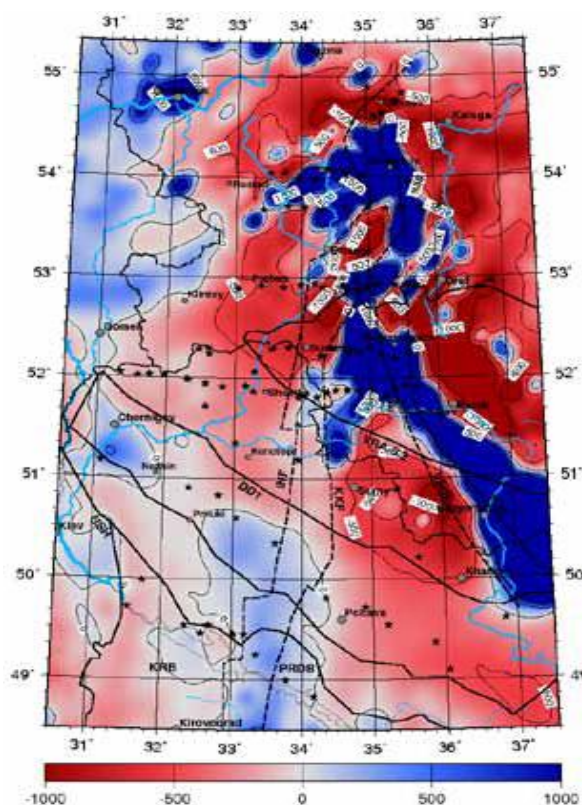


Рис. 1. Фрагмент карты регионального аномального магнитного поля (нТл) с пунктами электромагнитных (ЭМ) зондирований: **DDT** – Днепровско-Донецкая впадина; **USH** – УЩ; **KRB** и **PRDB** – Кировоградский и Приднепровский мегаблоки УЩ.

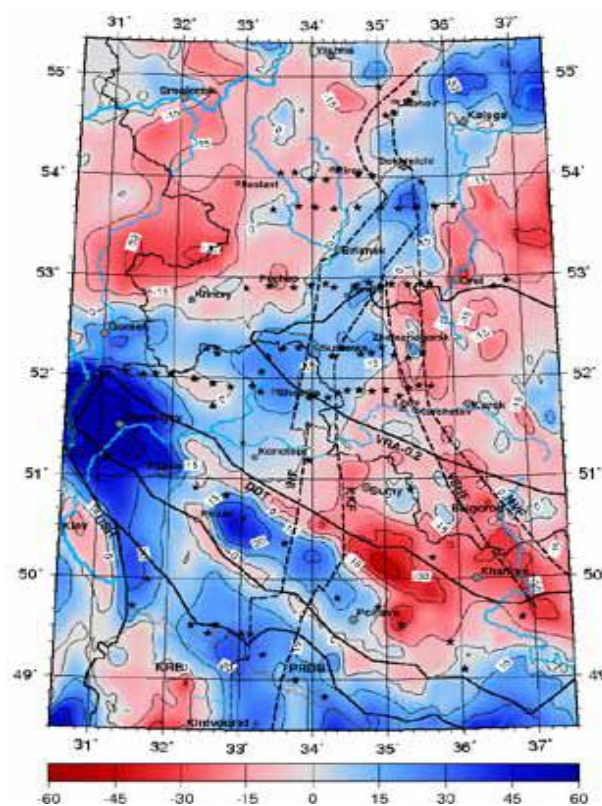


Рис. 2. Фрагмент карты гравитационного поля в редукции Буге (мГл) [10] с глубинными разломами: **INF** – Западно-Ингулецко-Навлинским; **KKF** – Криворожско-Крупецким, **VSHF** – Волчанско-Шаблыкинским, **NVF** – Новооскольско-Воронцовским

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), простирающуюся 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-Барятинской коровой аномалией [8].

В докладе ведется сопоставление полученных геоэлектрических моделей с другими 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 аномальное магнитное поле (дТга) и гравитационное поле в редукции Буге [10]. Кроме того, вдоль профиля ЖИЗДРА (53.8°с.ш., рис. 3) студентами кафедры геофизики геологического факультета МГУ в ходе учебной практики 2010 г. была выполнена наземная магнитная съемка.

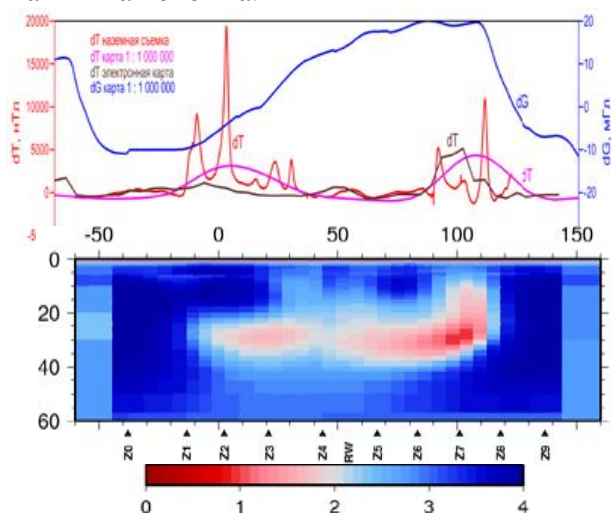


Рис. 3. Разрез удельных электрических сопротивлений (Омм, lg-масштаб, внизу) по результатам 8-компонентной 2D инверсии МТ/МВ данных методом [14] на профиле ЖИЗДРА и графики аномалий магнитного (нТл) и гравитационного (мГл) полей (вверху).

Совместный анализ пространственной структуры ЭМ откликов, результатов их 2D/3D инверсий [9] и поведения потенциальных геофизических полей показывает, что КрВА соответствует региональной магнитной аномалии, прослеживаемой на УЩ и западном склоне Воронежской антеклизы до широты 52°. В модели [11] эта аномалия связывается с коровыми объектами избыточной намагненности 1.5-2.5 А/м, отвечающими проводящим зонам, выделяемым на профилях МТ/МВ зондирований (рис. 4). Северная часть КрВА совпадает с меридианальной положительной региональной гравитационной аномалией, осложненной эффектами осадков Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) и приобретающей ССВ простирающие к северу от широты 51.5°. КурА отчетливо коррелируется с КМА и, напротив, характеризуется пониженным гравитационным полем (рис. 2).

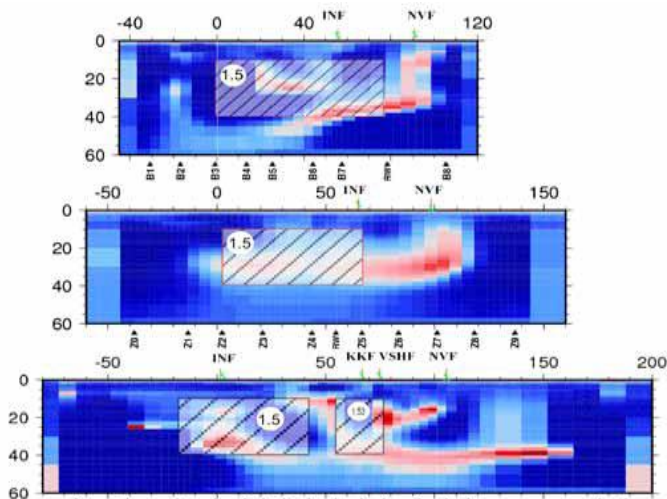


Рис. 4. Сопоставление разрезов сопротивлений (см. легенду на рис. 3) вдоль профилей КИРОВ, ЖИЗДРА и НАВЛЯ с сечениями тел избыточной намагненности (А/м, значения в кружках) и положением глубинных разломов.

Проведенный геофизический анализ дополнен сведениями о тектоническом районировании докембрийских отложений исследуемой территории [12, 13]. КрВА маркирует выделяемую рядом ученых область современной активизации – Ингулецко-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 гранулитогнейсового 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 ЖИЗДРА 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 коры на западном склоне Воронежской антеклизы [9], с данными и моделями потенциальных полей и новыми тектоническими представлениями позволяет более обосновано

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 электропроводящие 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 сейсмологии. 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: Науковадумка. 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.

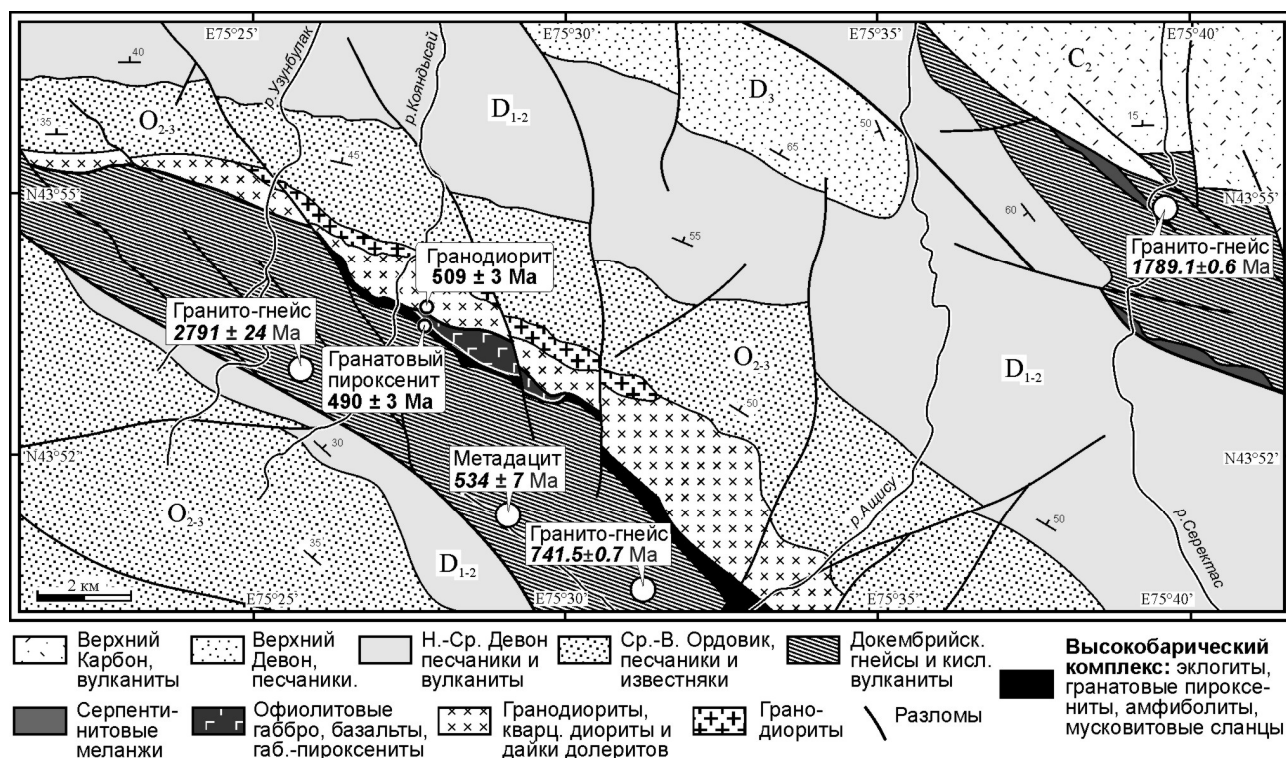


Рис. 2 Геологическая карта района гор Анрахай. Курсивом показаны возрастные датировки по данным [8].

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 возрастaми 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 матрице 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% пироба и 1,3 % спессартина. Ультраосновной состав (40-43% SiO₂) предполагает мантийное происхождение пород. Высокие содержания FeO (14-18%) и TiO₂, обедненность MgO, высокая сумма P3Э и высокие значения La/Yb отношения позволяют отнести их к ультрамафитам Fe-Ti типа.

Датирование метаморфогенных цирконо-нов в двух образцах гранатового пироксени-та дало совпадающие цифры со средним

значением 489.9 ± 3.1 млн. лет, отражающим возраст пика метаморфизма.

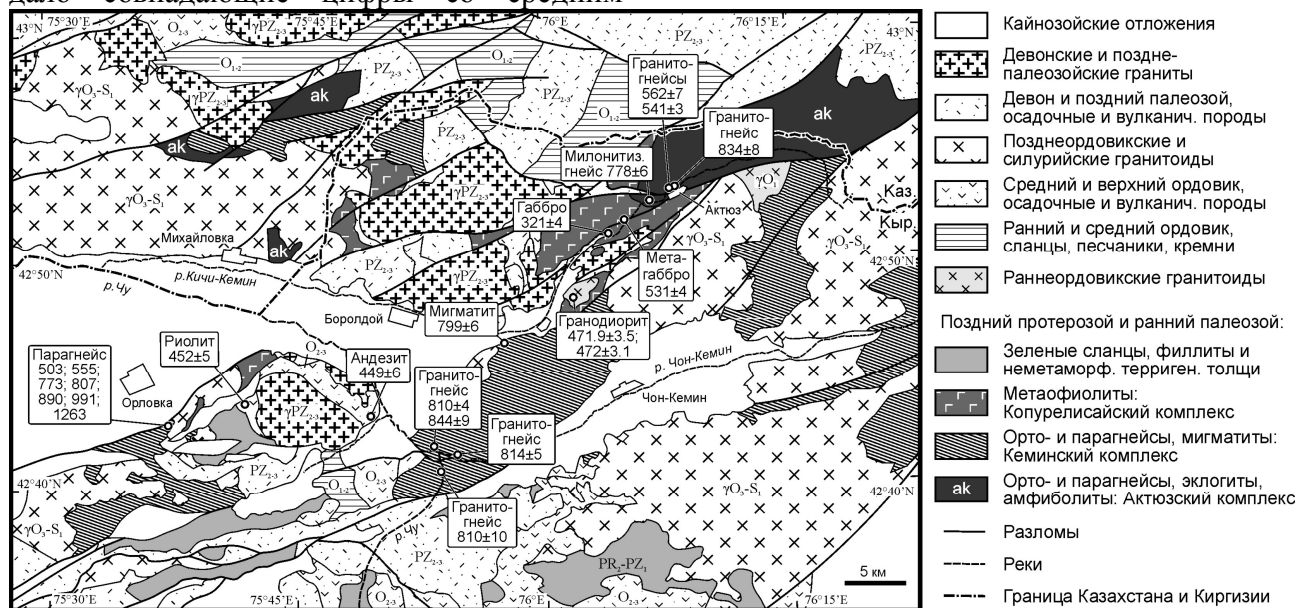


Рис. 3 Геологическая карта Актюзского блока (составлена по опубликованным геологическим картам масштабов 1:500 000 и 1:200 000 с привлечением данных Морозова В.П. и Ефремова И.В.)

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, лежащих 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 $\epsilon_{Nd(t)}$ 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 возрастными 1180±9 и 783±7 млн. лет, присутствие которых, по-видимому, объясняет удревание 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 посткинematических 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.

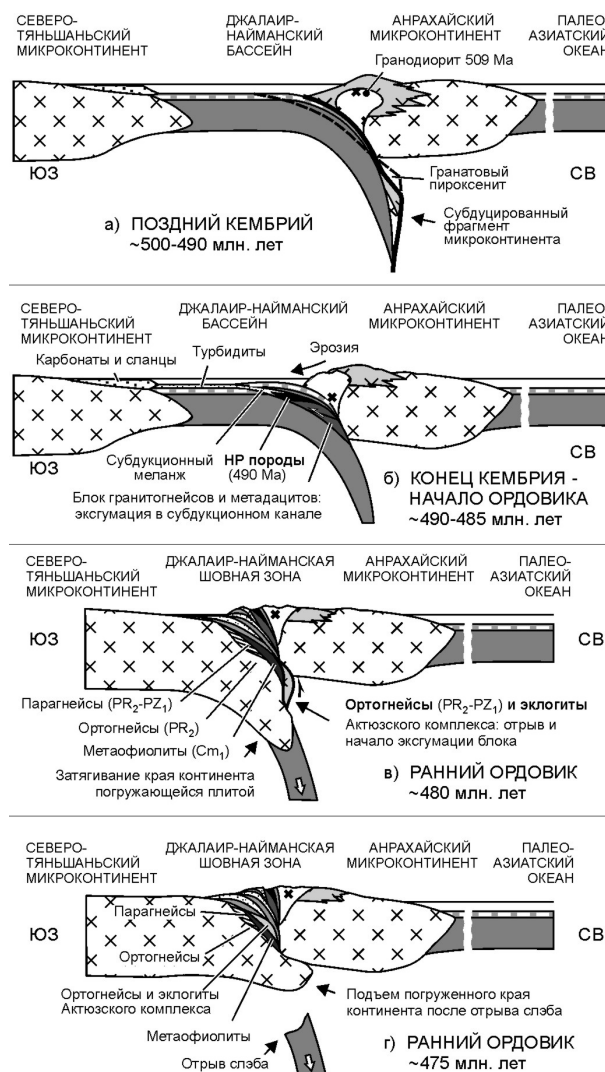


Рис.4 Модель эволюции коллизионного пояса Чу-Илийских гор и Северного Тянь-Шаня

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., Апаев Ф.Х., Комарцев В.Т., и др. Изотопные возрасты 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., Kömer 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-Котуге, 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 Таймура-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,п %) 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 трансформируется 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 ситуации, 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, гроссуляр-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-плаггиоклазовые, пироксен-гранат-амфиболовые, пироксен-гранат-тальковые, пироксен-эпидотовые разновидности. Характерная особенность пород – это наличие клинопироксеновой эндоконтактной зоны; далее следует гранатовая и, в зависимости от соотношения активностей Mg и Ca, тальковая либо волластонитовая, плаггиоклазовая 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. % TiO₂), 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 Fe₂O₄²⁻) 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 линеймент 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 двойко: с одной стороны траппы слагают силлы, которые прорываются диатремами, но с другой, в месторождениях в разной степени – от единичных тел (Молдавское 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 содержания 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 ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$), калиево-натриевой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1-4$) и калиевой серий ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$). В месторождениях преобладают низкоглинозёмистые, а также меланократовые магматиты К-Na- и К-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 ассимиляционными 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 глубоких 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 мобилизаторов. 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 модели 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.: НИИ-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 определяются 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 глубиной 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 глубину 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.

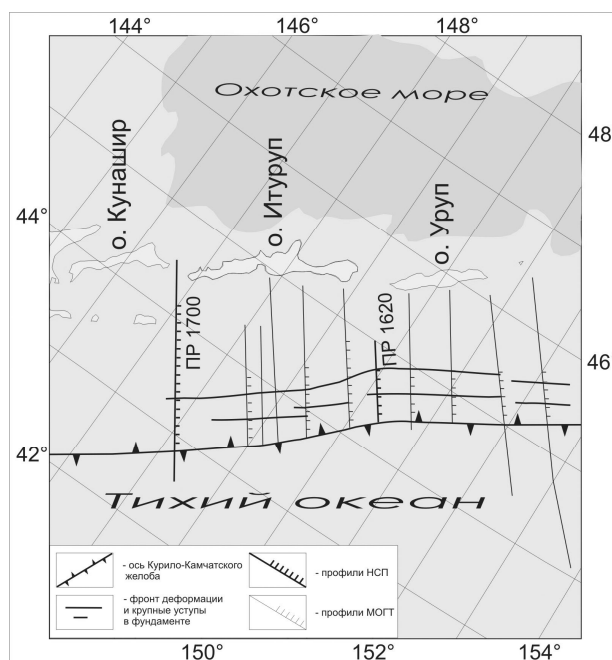


Рис. 1. Карта выхода вероятных поверхностных разрывов Курильской сейсмоактивной зоны на дно океана.

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 зонирована 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-

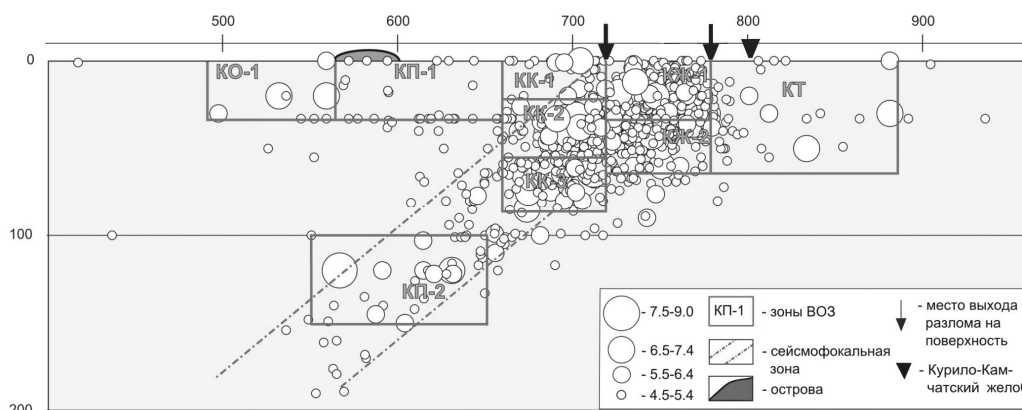


Рис. 3. Районирование зон ВОЗ Южно-Курильской сейсмоактивной зоны по глубине (по горизонтали и вертикали – расстояния в км).

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 ВАСО, 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 ВАСО с использованием логического дерева дают уменьшение расчетных оценок сейсмической интенсивности сотрясения на 0.5-1 балла по сравнению с результатами ОСР-97. Результаты ВАСО достаточно хорошо согласуются с максимально наблюдаемыми 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. Reasenberг 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 восполнении 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 уравнивается 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 инфильтрационных 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 кольтматации. 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 кольтматацией(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 кольтматации на поверхности пористой среды. Интенсивность процесса, таким образом, обуславливается соотношением размеров взвесей и механического состава пористой среды. Индекс фильтрации, (показатель предложенный Schippers и Verdouw, 1980), позволяет оценить кольтматирующую 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 локализуется 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 кольтатаж пористой среды вокруг водоподающих устройств. Например, для песков, снижение проницаемости происходит по экспоненте от содержания глинистых частиц в пористой среде.

Особенности инфильтрации в присутствии кольтатирующего 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 кольтатирующего 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 кольтатирующего слоя стабилизируется, возможно прогнозировать и моделировать гидравлические переменные (дебит инфильтрации, уровень воды, влажность). Они будут стремиться к конечным значениям, которые зависят от характеристик поровой среды и кольтатирующего 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 сооружаются 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 souterraines. Massonet Cie Editeur, Paris. 1972
5. Jauffret D.-Possibilités de recharge artificielle de la nappe alluviale de la Loire en Saone-et-Loire pour sycuriser 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.Анфилов^а, Ю.В. Хачай^б

^а *Институт минералогии УрО РАН. 456317. Миасс. (Anfilov@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 удастся 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 соответствии 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 обычных 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 аккумуляруемых 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 материала 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 Fe₂O₃. 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. Пушаровского 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, В-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 $\gamma - \beta$ 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 обычных 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 CO₂. 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.: Наука, 1990. 296 с.
3. Кусков О.Л., Хитаров Н.И. Термодинамика и геохимия ядра и мантии Земли. М.: Наука. 1982. 279 с.
4. 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.
5. Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В. Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли // Доклады РАН 2005. Т. 405. № 6. С. 803-806.
6. Khachay Y.V., Anfilogov V.N. Variant of temperature distributions in the Earth on its accumulation // *Proceeding of the conference "The study of the Earth as planet by methods of geophysics, geodesy and astronomy"*. Kiev. 2009. P. 197-203.
7. Мэйсон Б. Метеориты. М.: Мир. 1965. 306 с.
8. 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.
9. 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.
10. Agee C.B., Li J. Shannon M.C., Circone S. Pressure-temperature phase diagram for the Allende meteorite // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. NO B9. P. 17725-17740.
11. Ozawa H., Hirise K., Mitome M., Bando Y. Sata N., Ohishi Y. Experimental study of reaction between perovskite and molten iron to 146 GPa and implication for chemically distinct buoyant layer at the top of the core // *Phys. Chem. Minerals*. 2009. V. 36. P. 365-363.
12. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Земли. Т. 1. Тектоника и геодинамика. М.: Наука. 2005. 350 с.
13. Wiczorek 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.
14. 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
15. Шарков Е.В., Богатилов О.А. Эволюция тектономагматических процессов в истории Земли и Луны // *Геотектоника* 2010. № 2. С. 3-22.
16. P.H. Warren A concise compilation of petrologic information on possible pristine nonmare Moon rocks // *Amer. Miner.* 1993. V. 78. P. 360-376.
17. Campbell 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.
18. Салон Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра. 1982. 343 с.
19. Балашов Ю.А., Виноградов А.Н., Митрофанов Ф.П. Изотопно-геохимические и петрологические данные о формировании и преобразовании

- протоколы // 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 особенностью аномальных геохимических полей золото-серебряной формации являются выдающиеся 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 ($<20 \text{ км}^2$), 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 ($S_{об} > 60 \text{ км}^2$), имеют, как правило, полядерную 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

($<20 \text{ км}^2$) 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-порфирирового рудного поля, приуроченного к глубоко эродированной вулканоструктуре, отражает структурно-морфологические особенности этого типа оруденения и сходно с строением аномальных полей медно-порфирировых объектов Баимского района, расположенного на сопредельной территории. Размеры АГХП (17 км^2) и его ядерной части ($S < 3 \text{ км}^2$) близки к параметрам средних по масштабу объектов этого типа.

Состав ядерных частей основных типов АГХП характеризуется

1) для золото-сульфосольного типа, ($\text{Au}_{31}\text{Ag}_7\text{As}_7\text{W}_2\text{Mo}_2$) - доминирующей ролью золота, основными спутниками которого являются мышьяк и серебро;

2) для золото-галенит-сфалеритового типа ($\text{Ag}_{16}\text{Au}_9\text{As}_4\text{Pb}_3\text{Zn}_2\text{Mo}_2\text{Mn}_2$) - доминирующей ролью серебра и золота, основные спутники - мышьяк и свинец;

3) для серебро-полиметаллического типа ($\text{Pb}_{20}\text{Ag}_{12}\text{Zn}_8\text{Au}_6\text{Cu}_3\text{As}_2\text{Mo}_2\text{Bi}_2$) - доминирующей ролью свинца и серебра, основные спутники цинк, медь и золото;

4) для золото-сульфидно-кварцевого типа ($\text{Au}_{28}\text{As}_{21}\text{Ag}_{16}\text{Pb}_6\text{Zn}_5\text{Bi}_3\text{Cu}_2\text{Mo}_2\text{Sn}_2$) - доминирующей ролью золота, максимальным числом элементов в ассоциации, среди которых ведущая роль принадлежит мышьяку, серебру, свинцу, цинку;

5) для собственно золотого типа ($\text{Au}_{34}\text{As}_7\text{Ag}_3\text{Zn}_2\text{Mo}_2\text{Cu}_2$) - доминирующей ролью золота, главным спутником которого является мышьяк;

6) для молибден-порфирирового типа ($\text{Mo}_{17}\text{Au}_4\text{As}_3\text{Ag}_3\text{Zn}_2$) - доминирующей ролью молибдена, основным спутником которого является золото.

| Элементы | Kc | P | | $\Delta q_{\text{т/м/км}^2}$ |
|--|----|------------------|----------------------|------------------------------|
| | | м ² % | % от P _{об} | |
| Золото-сульфосольный тип (золото-серебряная формация) | | | | |
| Au | 31 | 29 | 70 | 0,6 |
| Ag | 7 | 1360 | 97 | 28 |
| Золото-галенит-сфалеритовый тип (золото-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 |
| Золото-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-порфи́ровая 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 разведке близких по составу объектов АГХП золото-сульфидно-кварцевой формации и собственно золотого типа оруденения;

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

3) отношение $PbZn/CuMo$, которое является определяющим для идентификации АГХП молибден-порфи́ровой 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-порфи́ровый. 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 Илirianейской 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 | ≥ 8·10 ³ | 1,8·10 ³ -8·10 ³ | 4·10 ² -1,8·10 ³ |
| Свинец | ≥ 40 | ≥ 3000 | ≥ 5·10 ⁵ | 1·10 ⁵ -5·10 ⁵ | 2·10 ⁴ -1·10 ⁵ |
| Молибден-порфировая формация | | | | | |
| Молибден | 10-20 | 30-90 | 1-4·10 ³ | - | - |

По результатам съемки на площади Илirianейской 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 Илirianейской металлогенической зоне

| АГХП | $P_{(Au)}$, м ² % | S, км ² | $\Delta q_{(Au)}$, т/м/км ² | $\frac{Ag}{Au}$ | $\frac{AsSb}{PbZn}$ | $\frac{PbZn}{CuMo}$ |
|------|-------------------------------|--------------------|---|-----------------|---------------------|---------------------|
| 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,п-п г/т) в штучных 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 Илirianейской зоны подтверждена штучным опробованием. Максимальное содержание золота 35 г/т выявлено на площади I АГХП. На площади III АГХП в штучной пробе содержание золота 0,8 г/т. Перспективными по результатам штучного опробования выглядят АГХП IV и V. Максимальное содержание золота в штучных 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 Илirianейской 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 незеродированных объектов и во внешней зоне ОЧВП.

Таблица 4. Характеристики первичных рудных образований по результатам штучного опробования

| АГХП | Au, г/т | Ag, г/т | $\frac{Ag}{Au}$ | $\frac{AsSb}{PbZn}$ | $\frac{PbZn}{CuMo}$ |
|------|------------|------------|-----------------|---------------------|---------------------|
| 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, Ирмельского и Маярдакского антиклинориев. Образования свиты представлены вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами, среди которых наибольшим развитием пользуются metabазальты, 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], вулканы 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 таких 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) $La_N \sim Sm_N \sim Lu_N=10$ (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 ($La_N \sim Sm_N \sim Lu_N$) 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 пуроранской 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 глубоких 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 К, Р, 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 минералогическим 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 океанических 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 агпайтовых 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 приконтактных породах петрогенных, летучих элементов и элементов-примесей.

Элементы-примеси в приконтактных 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 приконтактных 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 эндоконтактных зон обоих массивов существенно различается. Если спектры распределения REE в приконтактных нефелиновых сиенитах и апогнейсовых фенитах Хибин близки средним для пород массива (рис. 6), то люавриты 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 люавритов постепенно выглаживаются и они становятся близки средним для пород

дифференцированного комплекса люавритов-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 фторопатит, Nb- и Zr-содержащий титанит, Nb-содержащий ильменит, лоренценит, новообразованный циркон, торит, У-пирохлор.

Важной особенностью всех изученных природных разрезов, а также экспериментальных колонок является отчетливое повышение концентрации указанных элементов непосредственно на границе агпайтовых 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 агпайтовых 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 К-полевого шпата гнейсов, содержащего CaO (0.85 мас. %).

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

1. Воздействие агпайтовых 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. Контактные зоны массивов представлены продуктами ранне- и позднемагматической стадий взаимодействия агпайтовых 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 приконтактных метасоматических процессах: если в ходе взаимодействия агпайтовых расплавов с гнейсами произошло резкое смещение отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{(T=370 \text{ млн. лет})}$ 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 SO₄²⁻ 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 Ca²⁺ и Ba²⁺, с образованием комплексов CaF₂ и BaSO₄, 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 фойдолитов.

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 фойдолиты формируют расслоенную серию, на современном эрозионном срезе образующую коническое тело, со стороны центра срезанное интрузией фойяитов. Главной особенностью интрузии

фойдолитов 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 фойдолитов 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 фойдолитового 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 луювритов 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 полисерийного 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 фойдитовые 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 фойдолитов 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. Калинин 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 apgraitic centres, Kola Alkaline Province, Russia. Lithos. 1994. Vol.32. P.225-242.

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ОТКЛИКА РЕГИОНОВ АЛЬПИЙСКОГО СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА НА ВОЕННЫЕ КОНФЛИКТЫ КОНЦА XX – НАЧАЛА 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 ($\varphi_1^{\circ} : \lambda_1^{\circ} ;$ $\varphi_2^{\circ} : \lambda_2^{\circ}$) | 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 сопровождалась 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.

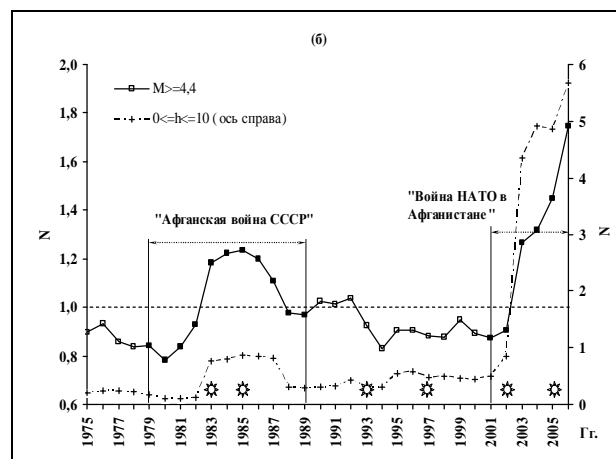
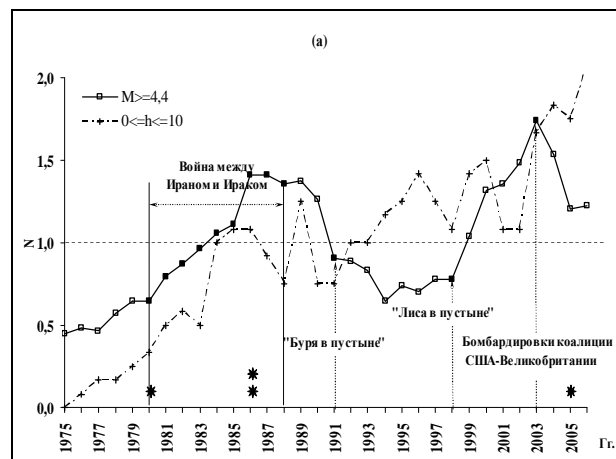


Рис. 1. Временной ход среднегодового числа землетрясений: а – Ирак, б – Афганистан. Звездочки крупные – землетрясения с $M \geq 7$; мелкие – землетрясения предельных для региона магнитуд

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; 3) уровень горизонтов, способных генерировать сильные землетрясения; 4) конкретное строение литосферы в «точке удара», ее роль в «коллективной жизни» геодинамических систем, частью которых она является; 5) 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/eqarchiv/es/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].

Иницирующие 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, З – Чечня, Т – Анатолия, Иг – Иранское нагорье, Кг – Копетдаг; III – Центральная и Юго-Восточная Азия; 4 – Афганистан, Ик – Индокитай, Тш – Тянь-Шань, Гм – 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).

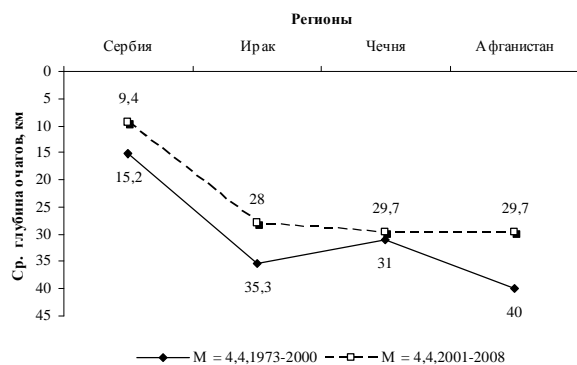


Рис. 1. "Всплытие" очагов землетрясений с $M \geq 4,4$ в период с 2001 по 2008 гг.

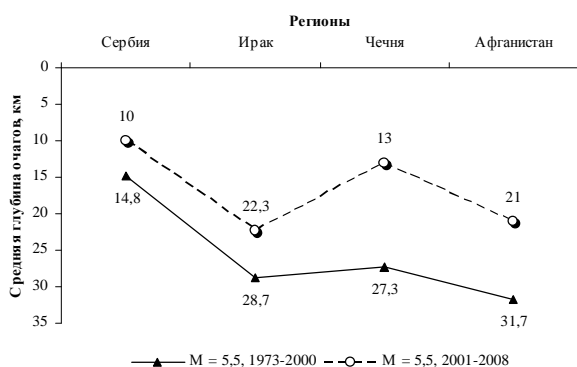


Рис. 2. "Всплытие" очагов землетрясений с $M \geq 5,5$ в период с 2001 по 2008 гг.

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 верхнекоревая 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 «всплытие» 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 большой 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 большой 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 сульфидной – силикатной 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 сульфидной–силикатной 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 пирротинном.

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

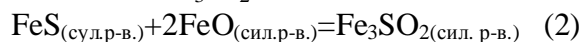
В литературе приводится несколько уравнений равновесия сульфидная-силикатная жидкости. Ряд исследователей (Fincham и Richardson(1954), Li и Naldrett (1993)[2,3]) предпочли взять за основу модели растворения сульфида в силикатном расплаве следующее уравнение:



сил. распл. сульф. распл.

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

Для области составов $\text{FeO} > 10$ вес.% ими предложена следующая реакция растворимости серы, в которой принимают участие две молекулы FeO, а сера в силикатном расплаве находится в виде комплекса $\text{Fe}_3\text{S}_2\text{O}_2$:



Для области составов $\text{FeO} < 10$ вес.% они использовали уравнение вида:

$$\text{FeS}_{(\text{сил. распл.})} = \text{FeS}_{(\text{сульф. распл.})} \quad (3)$$

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:

$$\ln X_s = -(A + \beta P)/T - B - D \lg f_{\text{O}_2} + 2 \ln \alpha_{\text{FeO}} - \sum E_i X_i \quad (4)$$

Где P - давление в кбарах, T - абсолютная температура, A , β и B - константы, f_{O_2} - летучесть кислорода, α_{FeO} - активность FeO , X_j - мольная доля i -ого компонента расплава, D , E_j - коэффициенты при соответствующих переменных.

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

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

$$\ln X_s = -(A + \beta P)/T - B - D \lg f_{\text{O}_2} - \sum E_i X_i \quad (5)$$

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 Excel'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):

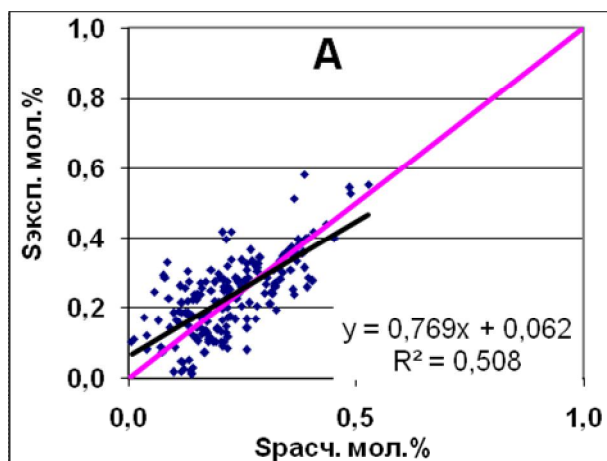


Рис.1. Расчётные по уравнению (4) и экспериментальные насыщенные содержания серы.

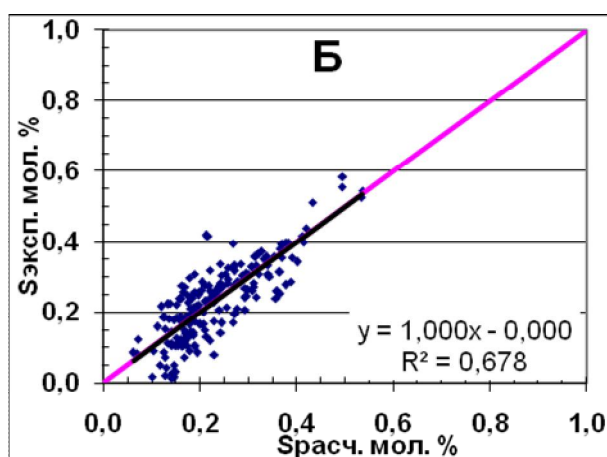


Рис.2. Расчётные по уравнению (5) и экспериментальные насыщенные содержания серы.

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.

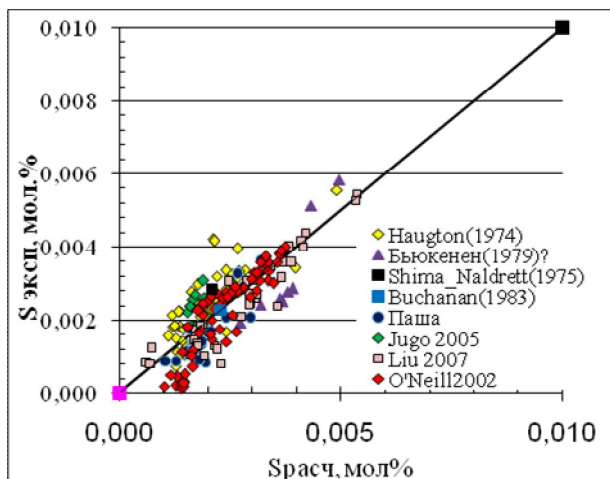


Рис.3. Соответствие расчетных и экспериментальных насыщенных содержаний серы. (200 опытов)

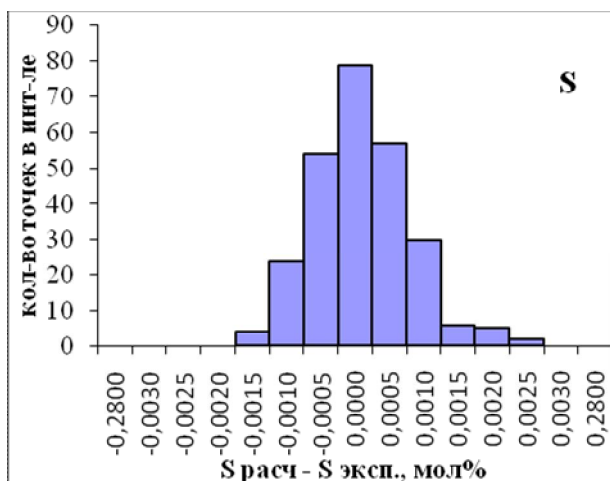


Рис. 4. Гистограммы разностей экспериментальных и расчётных насыщенных содержаний серы.

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)

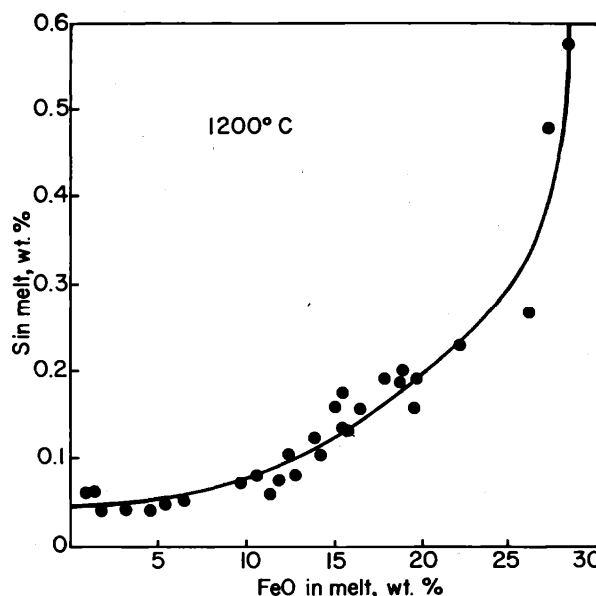


Рис. 5. Влияние состава расплава (здесь-FeO) на концентрацию серы. [7]

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

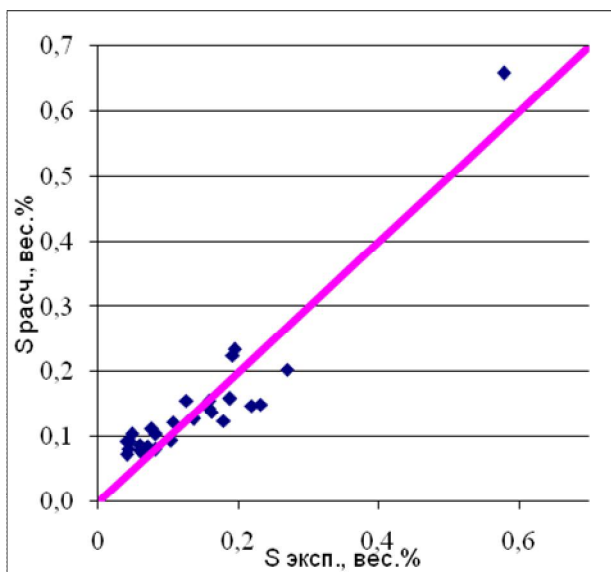


Рис.6. Соответствие расчетных и экспериментальных насыщенных содержаний серы.

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.

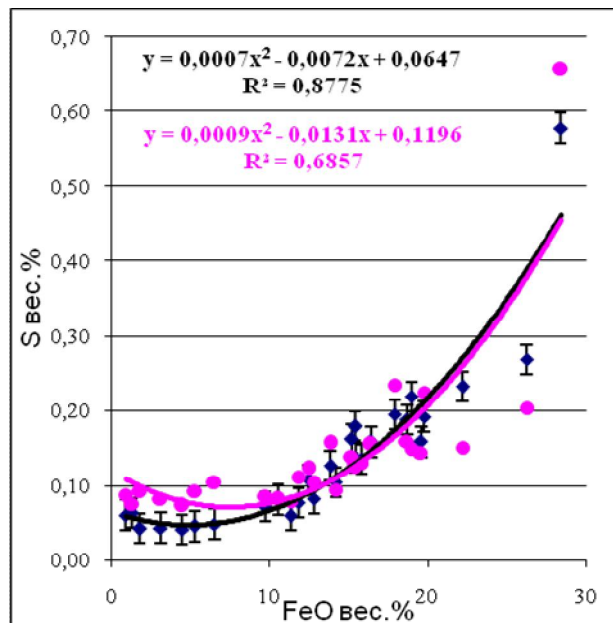


Рис. 7. График зависимости содержания серы от содержания FeO в вес.%

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.

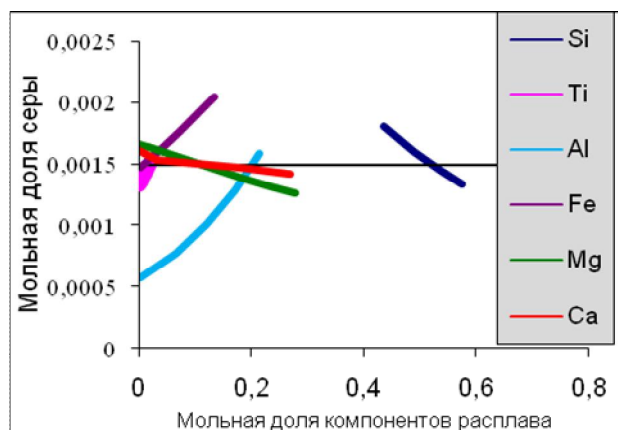


Рис.8. Зависимость мольной доли серы от мольных долей компонентов расплава.

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

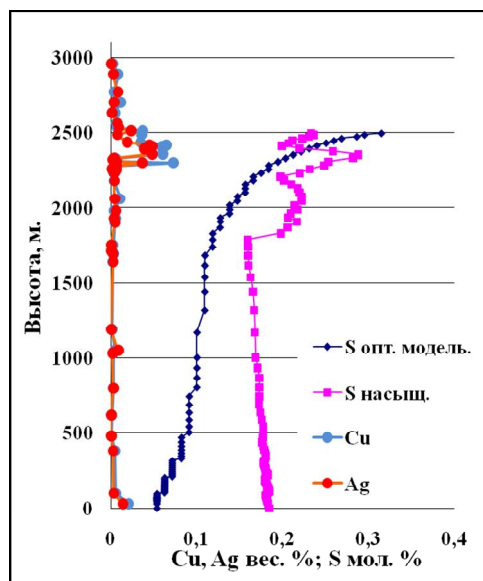


Рис.9 График распределения Cu и Ag и эволюция содержания серы в остаточном расплаве.

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.

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., Контев-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.

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., Carmichael 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

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 дизъюнктивно-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 литрическими 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 нефтегазоаккумуляции;

- 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 нефтегазоаккумуляции, 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 нефтидов 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 нефтидогенеза 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 подъема 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 ее замещения мантийным веществом и подъема 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 ее 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 необходимостью 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 макроразнонах 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 Присяно-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 нефтегазоаккумуляции (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 газонефтеносности 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 нефтидогенеза// 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 XI 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.

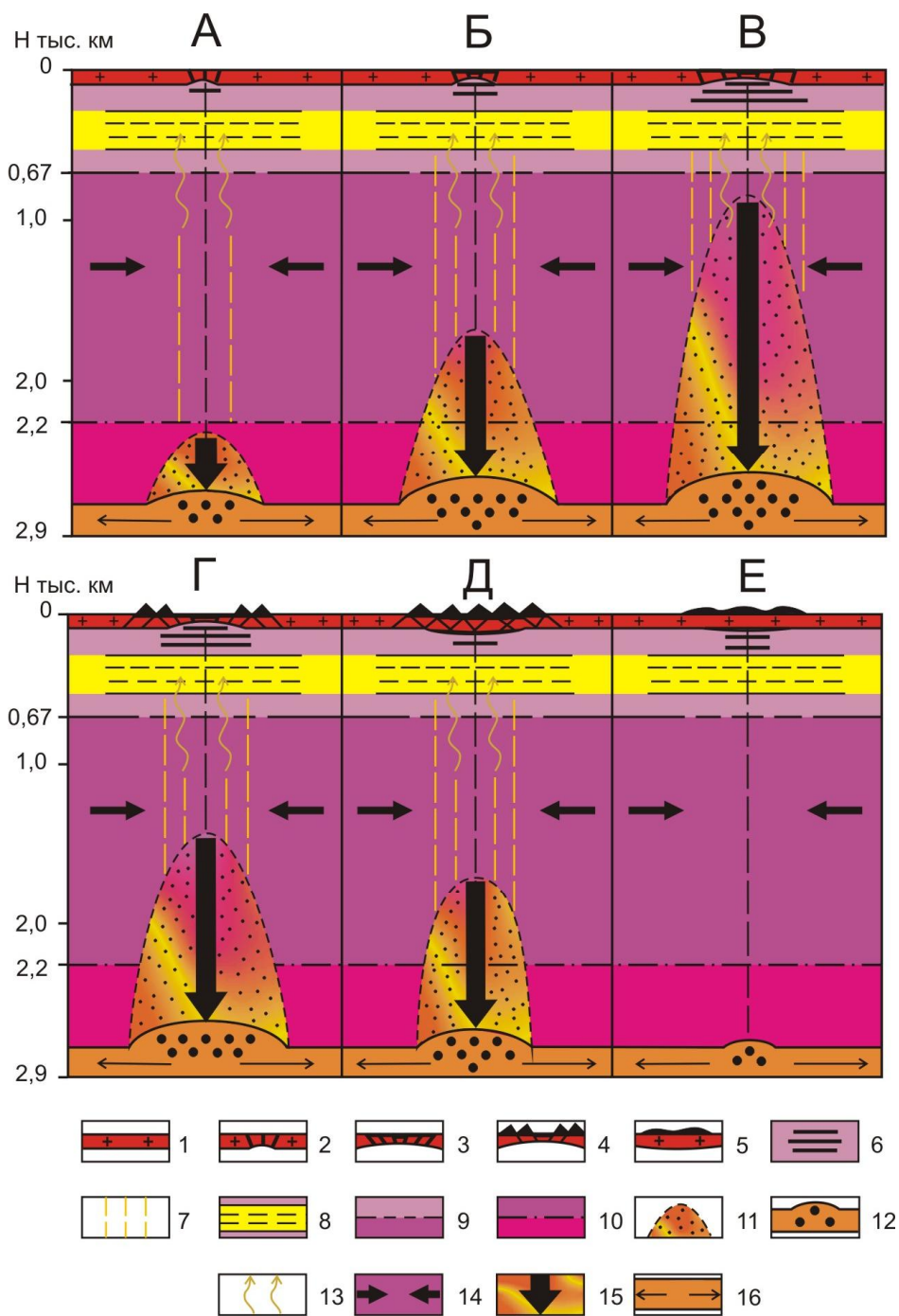


Рис. 1. Этапы геодинамической эволюции осадочных бассейнов Земли

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 «D¹¹», 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 денудации.

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 Америко-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 (даунвинг) тяготеют к внутренним зонам ячейки.

Литосферные плиты, а точнее коромантийные сектора, наращивают свою площадь и объем 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 даунвинга (это пояса и зоны субдукции, орогенеза, рифто- и бассейногенеза) за счет гравитационного погружения столбчатых тел на очаги плавления в подошвенном слое мантии D'' . 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 D'' в строении земной конвективной ячейки по сейсмологическим данным выделяется твердофазная толща в объеме литосферы и большей части мантии до слоя D'' 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 D'' 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 ячеек 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 D'' , 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 D'' фактически опирается твердофазная часть коромантийной оболочки. Гипсометрия подошвы слоя D'' по сейсмотомографическим данным имеет перепад до 10 км. Прогнутые до 4-х км относительно идеальной поверхности внешнего ядра области подошвы слоя D'' расположены под поясами дайвинга, а приподнятые до 6-ти км – под поясами апвеллинга, что способствует движению мантийных расплавов из погруженных областей в приподнятые. В отличие 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 объёме и по латерали слоя D'' , так и во времени, точно так же, как и движение твердофазных частей коромантийной оболочки в границах земных конвективных ячеек, 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 Пангеи 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 D'' на разделе ядро-мантия и пояса апвеллинга-спрединга образуют (включают в себя) планетарную магмофлюидодинамическую систему, которая обеспечивает функционирование конвективных земных ячеек (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 ячейках, охватывающих коромантийные сектора бывшего Панталассы, проградирование дайвинга в направлении к поясам апвеллинга с последующим их поглощением, слиянием конвективных ячеек 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 проградировав 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 D'' 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 D'' .

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 Пангеи./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. Широугольное 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.

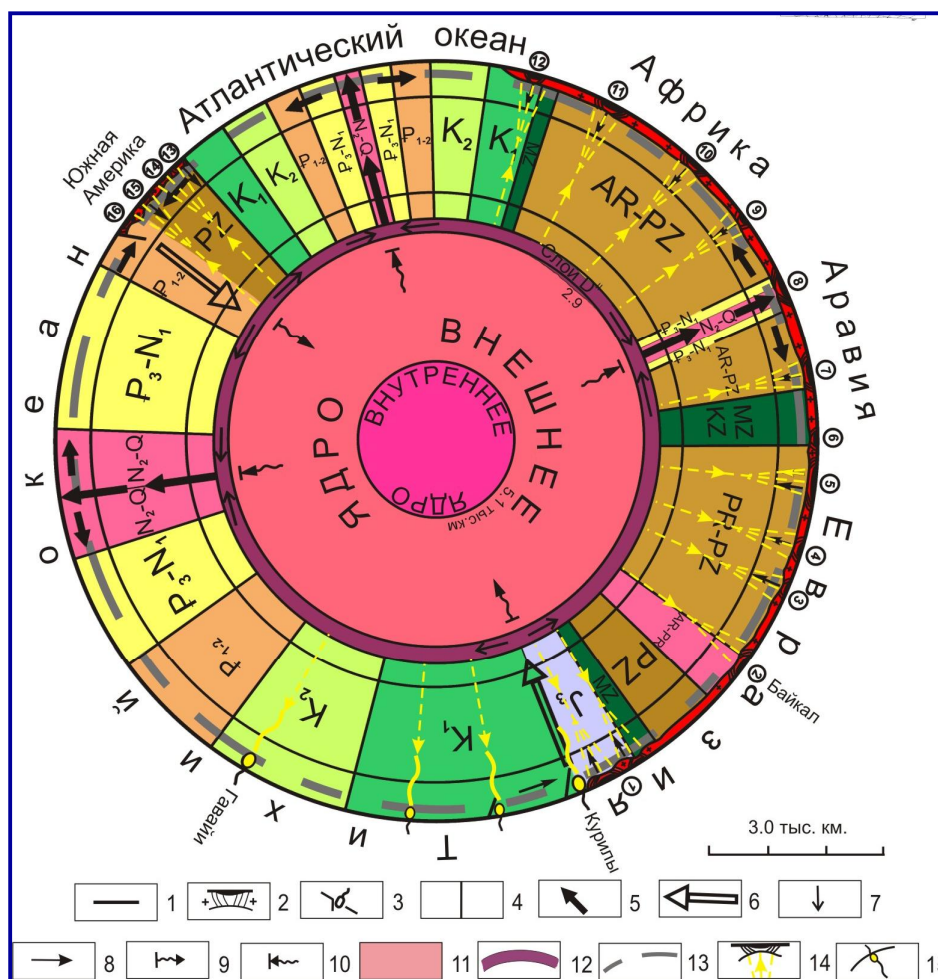


Рис. 1. Строение коромантийной оболочки с глобальной магмофлюидодинамической системой Земли.

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-Сарьсуйский НГБ, 5 - Амударьинский НГБ, 6 - Тирпильский 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-Арауко НГБ.

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

Астахова А.А., Хардигов 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 стадийного 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 выдвигения 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 протоков авандельты и 2) бровки шельфа и континентального склона [4].

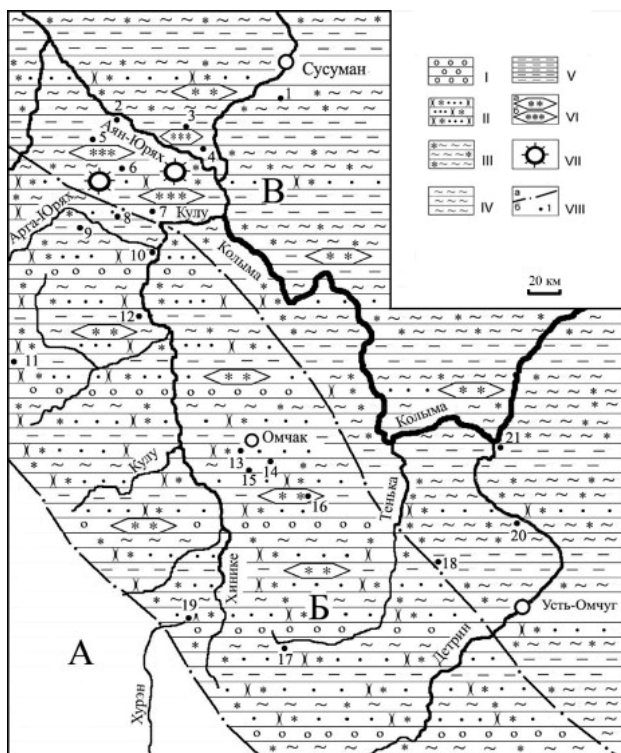


Рис. 1. Литолого-палеогеографическая схема бассейна верхнего течения р. Колыма для времени формирования атканской свиты.

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; VIIa – границы литолого-фациальных комплексов VIIб – разрезы отложений атканской свиты (бассейн р. Берелех: 1 – водораздел Берелех-Сума; бассейн р. Аян-Юрях: 2 – р. Аян-Юрях; 3 – руч. Лошкаллах; 4 – руч. Тырсеях; 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 песчаных 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 макроползневых 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 туффигов.

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

Диagenез 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, находящегося 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. Собрания, 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. Хардигов 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].

Разработана 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 среднееголетние 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, выпадающих 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, выпадающих 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, выпадающих 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 ВСИЦ СО РАН, 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”, выпадающие 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”, выпадающих 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”, выпадающие 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”, выпадающего 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

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

| Компонент | Потоки, выпадающие в озеро Байкал, (10 ⁹ г/год) | | | | | | | | | |
|-------------------------------|--|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|----------------|-----------------------|---|---------------------------|-----------------------|
| | Селенгинский резервуар | | | | | | | | | |
| | аэрозоль | дождь+ снег | реки | | взвесь речных вод | подземные воды | минеральные воды | приток озерных вод из Среднего резервуара | поток из донных отложений | суммарный приход |
| 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 _{своб} | 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 ⁻ | 0.361 | 4.56 | 104 | 2.74x10 ³ | 0 | 43.7 | 16.2 | 2.49x10 ³ | 0 | 5.4x10 ³ |
| Cl ⁻ | 0.222 | 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 ⁻³ | 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 ⁻³ | 3.54x10 ⁻³ | 1.46x10 ⁻³ | 7.52x10 ⁻⁴ | «» | 7.03x10 ⁻⁴ | 1.44x10 ⁻³ | 3.46x10 ⁻² | 4.61x10 ⁻² |
| U | 1.9x10 ⁻³ | 1.07x10 ⁻³ | 2.48x10 ⁻³ | 1.02x10 ⁻³ | «» | «» | «» | 0.015 | 1.27x10 ⁻³ | 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 ⁹ г/год) | | | | | | | | | | |
|---|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-------------------------|---------------------|-----------------------|--|---|--------------------------|
| Селенгинский резервуар | | | | | | | | | | |
| | аэрозоль | дождь+ снег | реки | | взвесь речных вод | подзем- ные воды | минераль- ные воды | приток озерных вод из Среднего резервуара | поток из донных отложе- ний | суммар- ный приход |
| | | | малые приголки | основные приголки | | | | | | |
| Br | «-» | 5.36x10 ⁺⁴ | «-» | «-» | 7.52x10 ⁻³ | «-» | «-» | 0.015 | 0.012 | 0.101 |
| Rb | 4.57x10 ⁻³ | 2.5x10 ⁻³ | «-» | «-» | «-» | «-» | 7.37x10 ⁻³ | 0.012 | 0.112 | 0.136 |
| Mo | «-» | 2.15x10 ⁺⁴ | 8.85x10 ⁺⁴ | 2.34x10 ⁺² | 8.6x10 ⁺⁴ | «-» | 8.53x10 ⁺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 |
| Ti | «-» | «-» | «-» | «-» | 4.19 | «-» | «-» | «-» | 2.46 | 6.66 |
| Всего | 34.3 | 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 ⁹ г/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 ⁹ г/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 среднесрочные базы данных по содержанию в мг/л и моль/кг макро-, микро-, биогенных элементов и органического вещества (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Al , Si , Mn^{2+} , $\text{Fe}_{\text{общ}}$, SO_4^{2-} , HCO_3^- , Cl^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , H^+ , O_2 , As , B , Cr , Cu , Cd , Hg , Pb , Sr , Zn , Co , U , V , Br , Rb , Mo , $\text{C}_{\text{орг}}$, $\text{N}_{\text{орг}}$, $\text{P}_{\text{орг}}$, $\text{S}_{\text{орг}}$, CO_2 , 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 10^9 г/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}, NO₃⁻, PO₄³⁻), P_{орг} и группы микроэлементов (Al, Mn²⁺, Cr, Pb, Co, Cd, U, Zn, As, Rb, Cu, V, Ti)), "Приток озерных вод из Селенгинского резервуара" (Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, SO₄²⁻, HCO₃⁻, 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}, NO₃⁻, PO₄³⁻), P_{орг} и группы микроэлементов (Al, Mn²⁺, 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⁺, Mg²⁺, Al, Si, Mn²⁺, Fe_{общ}, NO₃⁻, PO₄³⁻, As, Cr, Cu, Cd, Pb, Zn, Co, U, V, Rb, Ti, P_{орг}, N_{орг}. Из них биогенные элементы Fe_{общ}, Si, PO₄³⁻, микроэлементы Al, Mn, As, Cr, Cu, Pb, Co, V, Rb, Ti и P_{орг} участвуют в химических круговоротах практически целиком, а Na, Mg²⁺, 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 Ca²⁺, HCO₃⁻, SO₄²⁻, 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}, NO₃⁻, PO₄³⁻, 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 ⁹ г/год) | | | | | | | | | | |
|-------------------------------|---|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-------------------------|-----------------------|-------------------------|--|---------------------------------|--------------------------|--|
| | Южный резервуар | | | | | | | | | | |
| | аэрозоль | дождь+снег | реки | | Взвесь речных вод | подзем- ные воды | мне- ральные воды | приток озерных вод из Селенгинского резервуара | поток из донных отложений | Суммар- ный приход | |
| 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 ⁺⁺ | 1.85 | 3.65 | 17.6 | 32.8 | 1.23 | 22.5 | 0.401 | 613 | 90.1 | 783 | |
| Mg ⁺⁺ | 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 | 8.74x10 ⁻³ | 2.28 | 90.8 | 95.4 | |
| Si | 12.6 | 1.43 | 8.03 | 14.6 | 70.1 | 0.18 | 6.19x10 ⁻² | 65.4 | 896 | 1.07x10 ⁺³ | |
| Mn ⁺⁺ | 6.21x10 ⁻² | 4.74x10 ⁻³ | 2.48x10 ⁻² | 0.104 | 7.16x10 ⁻² | 0 | 5.46x10 ⁻³ | 5.15x10 ⁻² | 3.34 | 3.66 | |
| Fe _{орг} | 3.41 | 7.47x10 ⁻³ | 0.11 | 0.232 | 3.96 | 0.222 | 3.9x10 ⁻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 | 2.8x10 ⁺³ | |
| Cl ⁻ | 0.69 | 2.19 | 0.423 | 0.653 | «» | 188 | 0.876 | 27.6 | 14.5 | 220 | |
| NO ₃ ⁻ | 2.9 | 1.42 | 1.03 | 2.56 | «» | «» | «» | 1.85 | 24.3 | «» | |
| NH ₄ ⁺ | «» | 0.583 | 0 | 0 | «» | 1.46x10 ⁻² | 3.9x10 ⁻³ | «» | 0 | 0.602 | |
| PO ₄ ³⁻ | 1.81 | 3.65x10 ⁻² | 3.49x10 ⁻² | 6.05x10 ⁻² | 0.432 | «» | 8.11x10 ⁻⁶ | 0.388 | 10.7 | 13.5 | |
| H | 6.77x10 ⁺² | «» | «» | «» | «» | «» | «» | «» | 0 | 6.77x10 ⁺² | |
| O | 7.53 | «» | «» | «» | «» | 0.285 | «» | 197 | 0 | 205 | |
| As | 3.65x10 ⁻³ | 3.65x10 ⁻⁴ | «» | «» | 2.55x10 ⁻⁴ | «» | 4.1x10 ⁻³ | 1.13x10 ⁻² | 8.78x10 ⁻² | 0.103 | |
| B | «» | «» | «» | «» | «» | «» | 1.09x10 ⁻³ | 0.351 | 6.71x10 ⁻² | 0.42 | |
| Cr | 1.25x10 ⁻² | 1.82x10 ⁻⁴ | 7.11x10 ⁻⁴ | 1.45x10 ⁻³ | 8.93x10 ⁻⁴ | «» | 2.46x10 ⁻⁵ | 2.09x10 ⁻² | 0.196 | 0.233 | |
| Cu | «» | 1.46x10 ⁻² | 1.44x10 ⁻³ | 3.12x10 ⁻³ | 2.42x10 ⁻³ | «» | 5.46x10 ⁻⁵ | 6.58x10 ⁻² | 0.399 | 0.486 | |
| Cd | «» | «» | «» | «» | «» | «» | «» | 9.15x10 ⁻⁴ | 7.35x10 ⁻⁴ | 1.65x10 ⁻³ | |
| Hg | «» | 6.93x10 ⁻⁴ | 1.04x10 ⁻⁴ | 2.21x10 ⁻⁴ | «» | «» | 2.09x10 ⁻⁶ | 0.01 | 1.7x10 ⁻⁴ | 1.12x10 ⁻² | |
| Pb | 5.67x10 ⁻² | 3.65x10 ⁻³ | 1.17x10 ⁻³ | 2.6x10 ⁻³ | 2.3x10 ⁻³ | «» | 2.75x10 ⁻³ | 0.017 | 0.135 | 0.218 | |
| Sr | «» | 5.1x10 ⁻³ | 4.18x10 ⁻² | 9.12x10 ⁻² | 2.55x10 ⁻³ | «» | 3.77x10 ⁻³ | 9.67 | 0.387 | 10.2 | |
| Zn | 2.44x10 ⁻² | 5.83x10 ⁻³ | 7.34x10 ⁻³ | 8.26x10 ⁻³ | 8.93x10 ⁻⁴ | «» | 1.37x10 ⁻⁴ | 0.231 | 0.298 | 0.576 | |
| Co | 1.37x10 ⁻² | 8.75x10 ⁻⁵ | 9.07x10 ⁻⁵ | 1.91x10 ⁻⁴ | «» | «» | 2.73x10 ⁻⁵ | 1.5x10 ⁻³ | 8.92x10 ⁻² | 0.105 | |
| U | 3.65x10 ⁻³ | 2.55x10 ⁻⁵ | 1.44x10 ⁻⁴ | 2.17x10 ⁻⁴ | «» | «» | «» | 1.49x10 ⁻² | 2.79x10 ⁻² | 4.68x10 ⁻² | |
| V | 1.82x10 ⁻² | 3.65x10 ⁻⁴ | 5.3x10 ⁻⁴ | 1.1x10 ⁻³ | 1.38x10 ⁻³ | «» | 3.28x10 ⁻⁵ | 1.73x10 ⁻² | 0.225 | 0.264 | |

Окончание таблицы 1

| Ком- по- нент | Потоки, выпадающие в озеро Байкал, (10^9 г/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 | |
| Br | «-» | 2.92×10^{-3} | «-» | «-» | 8.93×10^{-4} | «-» | 2.57×10^{-3} | 0.23 | 0 | 0.237 | |
| Rb | 8.75×10^{-3} | 1.2×10^{-4} | «-» | «-» | 0 | «-» | 3.12×10^{-4} | 1.43×10^{-2} | 0.188 | 0.212 | |
| Mo | «-» | 1.09×10^{-3} | 2.38×10^{-3} | 5.15×10^{-3} | 0 | «-» | 2.11×10^{-5} | 0.025 | 8.52×10^{-3} | 4.22×10^{-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} | «-» | 3.74×10^{-2} | 5.93×10^{-3} | 1.14×10^{-2} | 6.4×10^{-3} | «-» | «-» | 0.301 | 1.21 | 1.58 | |
| S _{орг} | «-» | 0.14 | 5.52×10^{-2} | 0.152 | 3.43×10^{-3} | «-» | «-» | 1.24 | 8.21×10^{-2} | 1.67 | |
| CO ₂ | «-» | «-» | «-» | «-» | «-» | 0.416 | «-» | 180 | 2.91 | 183 | |
| Ti | «-» | «-» | «-» | «-» | 2.1 | «-» | «-» | «-» | 9.13 | 11.2 | |
| Всего | 104 | 42.7 | 124 | 236 | 37.6 | 551 | 11.6 | 4.24×10^{-3} | 1.44×10^{-2} | 6.78×10^{-2} | |

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 ⁹ г/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 ⁹ г/год | | | | |
|------------------|--|------------------------|----------------|----------------|-----------|
| | прибрежные воды | поверхностные воды | глубинные воды | придонные воды | Все воды |
| Co | 0.01147 | 7.968x10 ⁻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 10^9 г/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}, PO₄³⁻, половины NO₃⁻), группы микроэлементов (Al, Mn²⁺, 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⁺, Mg²⁺, Cu, Cd, Zn, U, Mo, P_{орг}, N_{орг}, Al, Si, Mn²⁺, Fe_{общ}, NO₃⁻, PO₄³⁻, As, Cr, Pb, Co, Rb, V, Ti. Из них биогенные элементы, микроэлементы Al, Mn²⁺, As, Cr, Pb, Co, Rb, V, Ti участвуют в 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 Ca²⁺, HCO₃⁻, SO₄²⁻, 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⁺, Mg²⁺, Cu, Cd, Zn, U, Mo, P_{орг}, N_{орг} (второй класс экологической опасности) и Al, Si, Mn²⁺, Fe_{общ}, NO₃⁻, PO₄³⁻, 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 РАН, 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 РАННИЦ ОИ ГГМ, 1997. - 236 с.

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

| Компо- ненты | Потоки, выпадающие в озеро Байкал, (10^9 г/год) | | | | | |
|-------------------------------|--|-----------------------|-----------------------|---|---------------------------------|-----------------------|
| | Ушканьеостровский резервуар | | | | | |
| | аэро- золь | дождь+ снег | минераль- ные воды | приток озерных вод из Северного рез-ра | поток из донных отложений | суммарный приход |
| K ⁺ | 0.678 | 0.18 | 4.14×10^{-4} | 17.2 | 16.6 | 34.6 |
| Na ⁺ | 0.114 | 0.585 | 6.52×10^{-2} | 44.8 | 14.4 | 60 |
| Ca ²⁺ | 2 | 1.26 | 1.82×10^{-3} | 230 | 14.4 | 247 |
| Mg ²⁺ | 0.36 | 0.189 | 4.53×10^{-4} | 43.6 | 10.7 | 54.9 |
| Al | 1.87 | 3.87×10^{-2} | 1.66×10^{-3} | 0.749 | 14.7 | 17.4 |
| Si | 4.89 | 0.353 | 1.15×10^{-2} | 16.4 | 206 | 227 |
| Mn ²⁺ | 1.54×10^{-2} | 3.42×10^{-3} | 1.04×10^{-5} | 2.28×10^{-2} | 1.34 | 1.38 |
| Fe _{общ} | 2.03 | 1.26×10^{-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 | 5.49×10^{-2} | 927 | 0 | 931 |
| Cl ⁻ | 0.12 | 0.675 | 1.86×10^{-2} | 8.98 | 3.22×10^{-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 | 1.54×10^{-6} | 0.652 | 2.69 | 4.4 |
| H | 2.23×10^{-2} | «-» | «-» | «-» | 0 | 2.23×10^{-2} |
| O | 4.74 | «-» | «-» | 111 | 0 | 115 |
| As | 2.47×10^{-3} | 3.6×10^{-6} | 7.77×10^{-6} | 4.41×10^{-3} | 0.017 | 2.39×10^{-2} |
| B | «-» | «-» | 2.07×10^{-4} | 0.123 | 1.47×10^{-2} | 0.138 |
| Cr | 1.73×10^{-3} | 2.52×10^{-5} | 4.66×10^{-6} | 8.08×10^{-3} | 0.129 | 0.139 |
| Cu | «-» | 3.6×10^{-3} | 1.04×10^{-5} | 1.74×10^{-2} | 0.177 | 0.198 |
| Cd | «-» | «-» | «-» | 5.86×10^{-4} | 1.43×10^{-4} | 7.29×10^{-4} |
| Hg | «-» | 1.53×10^{-4} | 4.09×10^{-7} | 1.31×10^{-3} | 3.73×10^{-5} | 1.5×10^{-3} |
| Pb | 0.035 | 9×10^{-4} | 5.18×10^{-6} | 5.65×10^{-3} | 0.013 | 5.45×10^{-2} |
| Sr | «-» | 3.15×10^{-4} | 6.53×10^{-4} | 4.02 | 8.48×10^{-2} | 4.11 |
| Zn | 8.29×10^{-2} | 3.87×10^{-4} | 2.59×10^{-5} | 8.76×10^{-2} | 6.99×10^{-2} | 0.241 |
| Co | 1.24×10^{-3} | 5.4×10^{-6} | 5.18×10^{-6} | 7.02×10^{-4} | 1.76×10^{-2} | 1.96×10^{-2} |
| U | 6.19×10^{-4} | 7.83×10^{-6} | «-» | 6.76×10^{-3} | 5.93×10^{-3} | 1.33×10^{-2} |
| V | 6.19×10^{-3} | 1.8×10^{-3} | 6.22×10^{-6} | 7.69×10^{-3} | 0.113 | 0.129 |
| Br | 0 | 9×10^{-5} | 4.87×10^{-4} | 2.79×10^{-3} | 4.63×10^{-3} | 0.008 |
| Rb | 2.17×10^{-3} | 9×10^{-6} | 3.32×10^{-5} | 5.73×10^{-3} | 2.86×10^{-2} | 3.65×10^{-2} |
| Mo | «-» | 2.7×10^{-4} | 2.85×10^{-6} | 1.27×10^{-2} | 1.45×10^{-2} | 2.75×10^{-2} |
| C _{орг} | «-» | 2.52 | 6.99×10^{-3} | 35.6 | 0 | 58.9 |
| N _{орг} | «-» | 0.225 | «-» | 2.75 | 0.345 | 3.33 |
| P _{орг} | «-» | 9.23×10^{-3} | «-» | 0.151 | 0.252 | 0.411 |
| S _{орг} | «-» | 3.46×10^{-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 | Компонент | 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 Ушканьеостровского резервуара мегасистемы “Озеро Байкал”

| Компоненты | Ушканьеостровский резервуар, 10 ⁹ г/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

| Компоненты | Ушканьеостровский резервуар, 10 ⁹ г/год | | | | |
|------------------|--|-----------------|------------------------|----------------|-----------|
| | поверхностные воды | прибрежные воды | глубинные 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 обменнообразующими 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 профили 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 $\approx 20^\circ$ (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 простираение 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

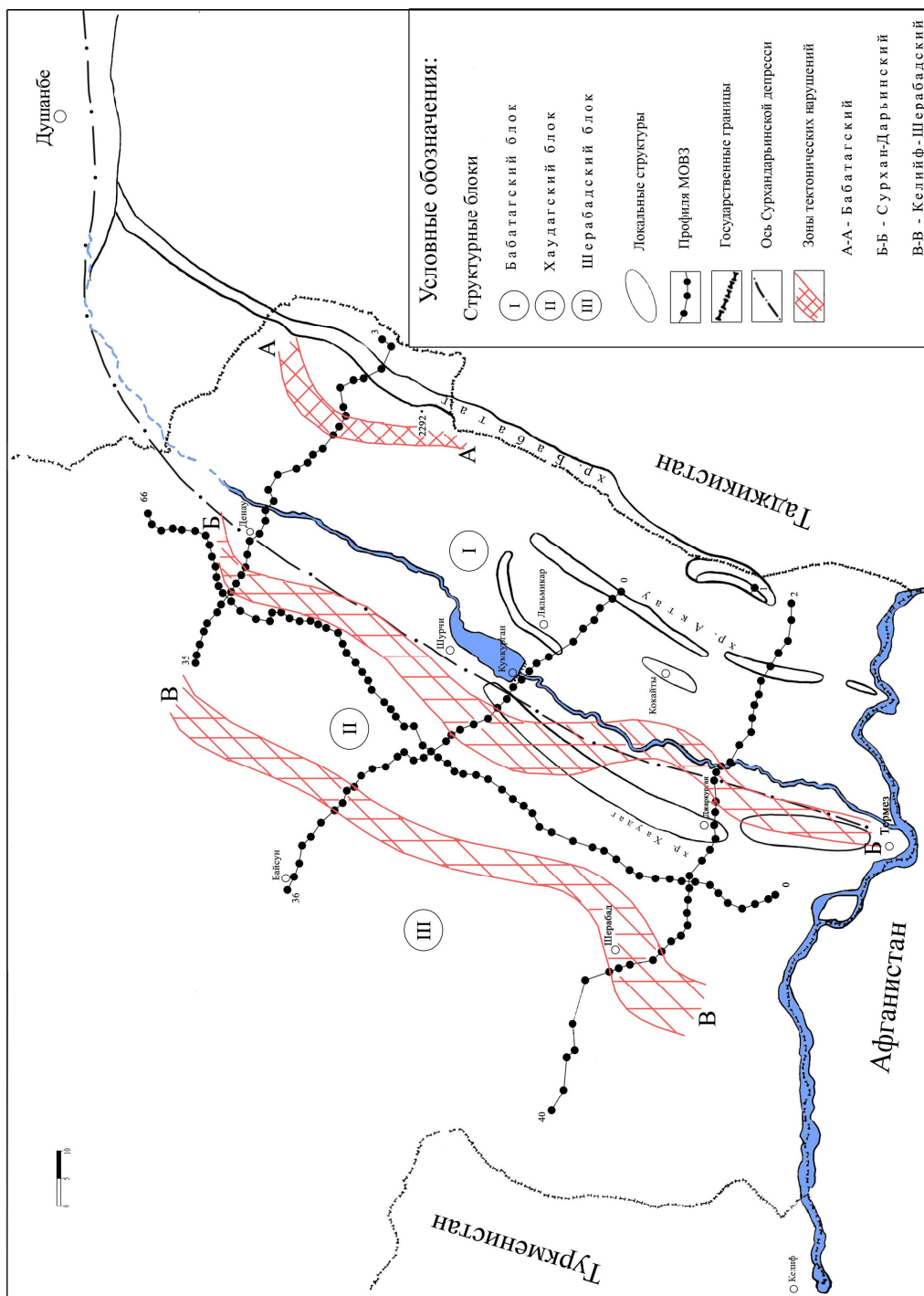


Рис.1. Схематическая карта глубинных разломов и структур.
Составил: Д.Х. Атабаев, 2009 г.

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/см³. 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/м², 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-восточной (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 ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ УСТЮРТА (ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ) | 134 |
| Бабин Г.А. ВЕНД-РАННЕПАЛЕЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ 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 ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ | 157 |
| Банников Г.А., Вержбицкий В.Е. РЕШЕНИЕ ВОПРОСОВ РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ ПРИ ОБРАБОТКЕ СЕЙСМОРАЗВЕДЧНЫХ ДАННЫХ | 159 |
| Барабашева Е.Е., Стремечкая Е.О. БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ ЖЛИЧКИНСКОГО 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 ПАЛЕЗОИДАХ 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 КОРЯЖСКО-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 КРАТОНОВАЯ ДОМЕНА УКРАИНСКОГО ЦИТА: ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ И ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ТЕРРИГЕННЫХ ЦИРКОНОВ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНАКАМЕННЫХ СТРУКТУР | 240 |
| Бискэ Ю.С., Зельтманн Р., Конопелько Д.Л. ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ В ТЯНЬ-ШАНЕ: ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МАНТИЙНОЙ И ЛИТОСФЕРНОЙ ДИНАМИКИ ПРИ КОНВЕРГЕНЦИИ ПЛИТ | 242 |
| Богданова С.В. ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКИЙ КРАТОН 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 КОМПЛЕКС 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., Сушевская Т.М., Некрасов С.Ю., Попова Ю.А. МЕХАНИЗМЫ ОТЛОЖЕНИЯ ВОЛЬФРАМИТА И КАССИТЕРИТА В ГРЕЙЗЕНОВОМ ПРОЦЕССЕ | 276 |
| Бяков А.С., Ведерников И.Л. ПЕРМСКИЕ ДИАМИКТИТЫ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ) – СВИДЕТЕЛЬСТВО СУЩЕСТВОВАНИЯ ОХОТСКО-ТАЙГОНОСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДУГИ | 279 |

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ УСТЮРТА (ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

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

ОАО «Узбекгеофизика», г. Ташкент, Узбекистан

Устюртский регион является одним из основных нефтегазоперспективных регионов Узбекистана, где проводятся широко-масштабные 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 служат 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 регионально-поисковых 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 перм-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 деятельности 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 Агынского выступов. Здесь глубина его залегания нередко фиксируется на отметках -5,5÷-4,0 км.

Среди региональных разломов господствующее простирание северо-западное-субширотное и субмеридиональное. 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 – $0,5 \div 2,5$ км. Амплитуды морфоструктур незначительны и достаточно выдержаны – $1,0 \div 1,5$ 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 $-10,0 \div -11,0$ км) фиксируются в пределах Шапахтинской ступени и Ассакеасуданского прогиба, приподнятые до $-5,0 \div -5,5$ 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 $8,0 \div 8,5$ км.

Палеозой. Кровля палеозойских образований Устюрта характеризуется сложной морфологией, наличием различных форм рельефа и сильной раздробленностью. Однако отдельные районы отличаются подчеркнутым 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 $-2,5 \div -2,7$ км на валах и $-3,0 \div -3,1$ км на выступе. Несколько глубже палеозойские породы залегают на Агыинском выступе и Куаныш-Коскалинском валу – $-3,7 \div -3,8$ и $-3,3 \div -3,5$ 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 Кассарминском 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 $-3,0 \div -3,5$ 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 Агьинского), включает Кульбайскую и Аторбайскую 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 придает поверхности мульды блоковый характер.

Аторбайская 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 – субмеридианальное. Контакты со всеми смежными морфоструктурными элементами – тектонические, хотя собственно внутри прогиба разломы не получили широкого распространения.

Практически вдоль всей южной границы Барсакельмекского 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 моноклираль, 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 собой крупное моноподнятием, вытянутое в северо-западном направлении, с амплитудой более 1,0 км. Разрывные нарушения не меняют форму объекта, а лишь вносят коррективы в морфологию и простираение изолиний. Только на севере субширотный сброс резко осложняет строение крыла, изменяя простираение 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, Ассакеауданский прогиб и Агыныш – Туаркыр–Капланкырское поднятие. Первые две структуры имеют, преимущественно, субширотное простираение, 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 простираения с амплитудой около 500 м (-2,5÷-3,0 км). На востоке оно сопряжено с Киндыксайским поднятием северо-западного простираения аналогичной амплитуды (-2,6÷-3,1 км).

Ассакеауданский прогиб занимает большую часть Южного Устюрта, имея, в целом, субширотное простираение с амплитудой около 1,2 км (диапазон -3,0÷-4,2 км). Характеризуется асимметричным строением – северный склон высокоградиентный, 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 перм-триаса аналогичные толщи выявлены и в ряде других мест.

Нижнепалеозойские образования (S-D₁) отмечены на востоке Байтерек-Теренкудук

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, Куаньш-Коскалинского вала, Судочьего и Ассакеауданского прогибов 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 Куаньш-Коскалинского вала, Судочьего прогиба описанные толщи развиты незначительно, тяготея к зонам крупных разломов.

Магматогенные комплексы получили очень широкое распространение в Устюртском регионе. На палеозойской 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 Куаньш-Коскалинского вала (Кибир, Южный Куаньш 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 Центральные 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, повышено 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) харак-

терны 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-

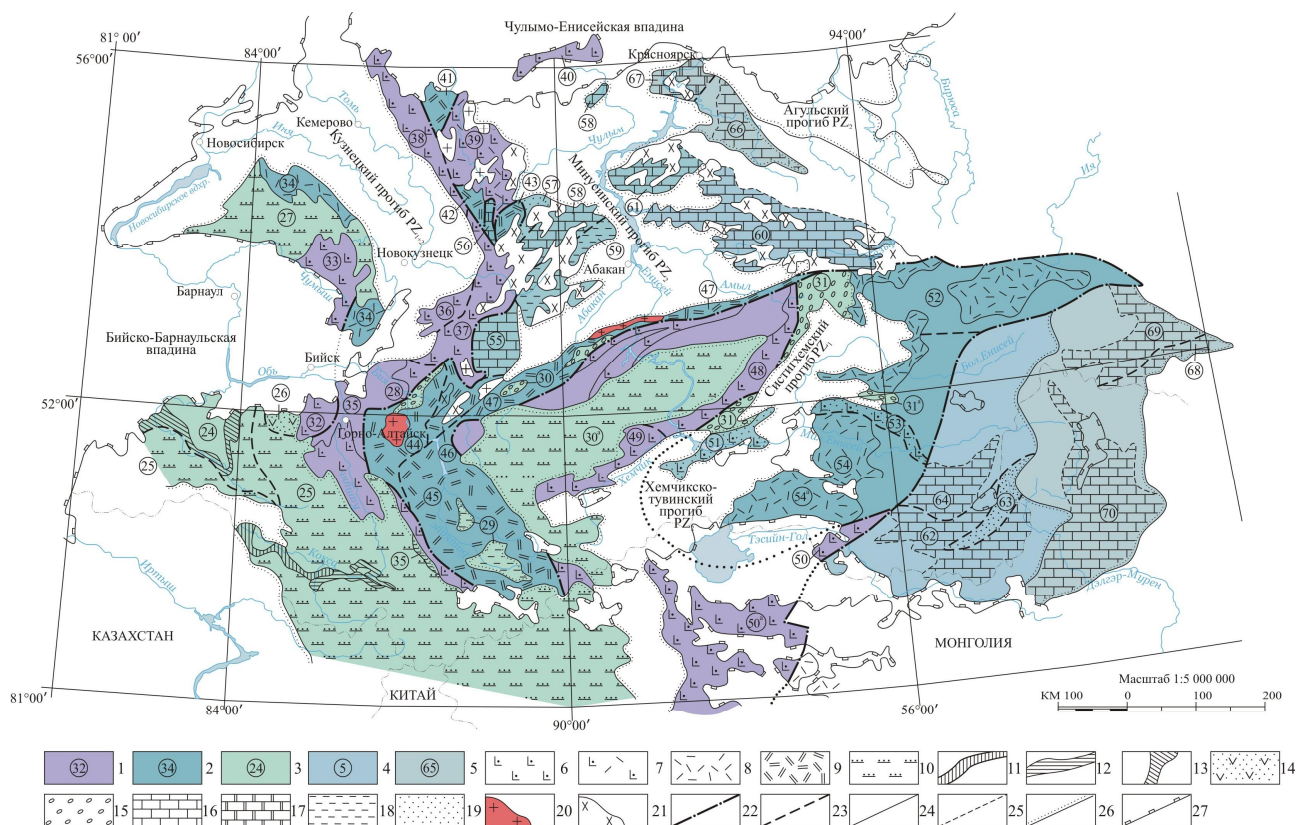


Рис. 1. Венд-кембрийские магматические пояса и седиментационные бассейны (схема районирования).

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 высокотитанисты; 7-тоже с проявлениями плагиориолитоидов 8-базальт-плагиориолитовые 9-плагиориолит-базальтовые, 10-терригенные флишоидные, 11-14-магматические проявления среди отложений E_3-O_1 бассейна: 11-офиолитового меланжа $E_1?$, 12-кремнисто-карбонатных толщ с высокотитанистыми базальтами (сардыминская и кучерлинская свиты E_1), 13-базальтово-кремнисто-терригенной засурьинской свиты E_3-O_1 , 14-андезитоидно-кремнисто-обломочной с олистостромами песчаной толщи E_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 E_1 , 21-диорит-гранодиоритовые и гранитовые интрузии E_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-коллизийного 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 поясовый 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 $505 \pm 8 - 492 \pm 5$ 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 (O₁₋₂), меланогранит-

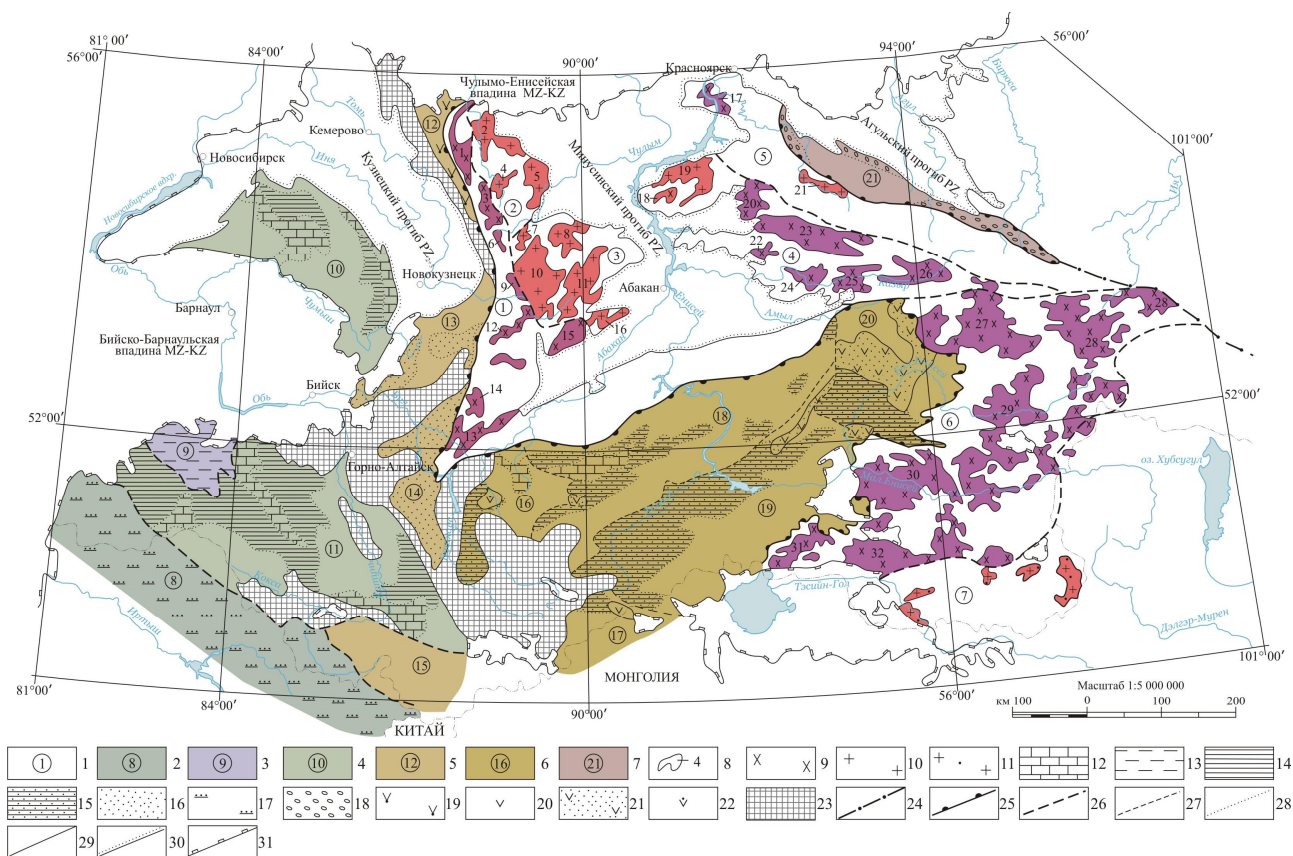


Рис. 2. Среднекембрийскоордовикский гранитоидный пояс и позднекембрийскосреднедевонский бассейн (схема районирования).

1-среднекембрийскоордовикский гранитоидный пояс, секторы: Мартайгинско-Аскизский (1), Карнаюльско-Саралинский (2), Белоюсско-Уйбатский (3), Кизир-Казырский (4), Манско-Алыгджерский (5), Таннуольско-Хамсаринский (6), Сангиленский (7); 2-7-позднекембрийскосреднедевонский 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), Сакырский (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 вулканогенноосадочные комплексы 19-позднекембрийскоораннеордовикский китатско-алзасский, 20-ранне-средне ордовикский мугураксинский 21-ранне-позднеордовикский систигхемский, 22-раннесилурийский ярышкольский, 23-предполагаемые области сноса ("суша"); 24-31-границы: 24-среднекембрийскоордовикского гранитоидного пояса, 25-позднекембрийскосреднедевонского бассейна, 26-секторов гранитоидного пояса и фациальных зон бассейна, 27-фациальных подзон, 28-выходов пород палеобассейна, 29-ареал-плутонов, ареалов вулканогенноосадочных 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) – $457 \pm 17 \div 441 \pm 4$ млн лет (O_{2-3}), умеренно щелочных порфировидных гранитов и лейкогранитов (Саксырский массив) – $424 \pm 3 \div 432 \pm 4$ 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, 2003₁, 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., Бибилова 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..

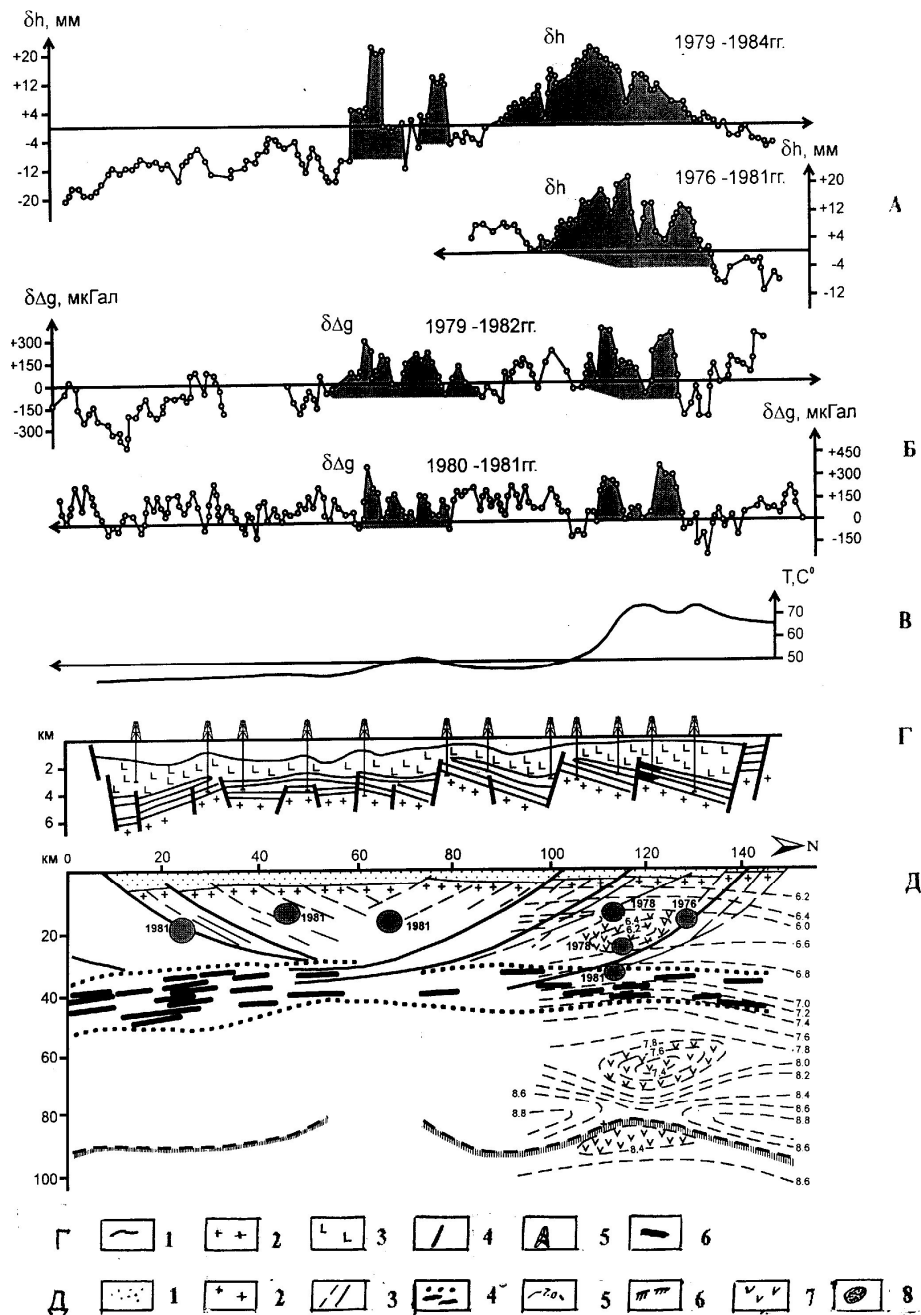


Рис.1. Результаты геофизических и геодинамических работ по региональному профилю через Припятскую впадину. Условные обозначения: 1 – А современные вертикальные движения земной поверхности за разные периоды наблюдений (мм); Б – изменения во времени гравитационного поля за разные периоды наблюдений (мкГал); В – температурное поле в осадочном чехле на глубине 2,5 км (Т⁰С); 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 локализируются 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 обнаружались 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 изменчивости 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. Использовались 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 почвенном 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.

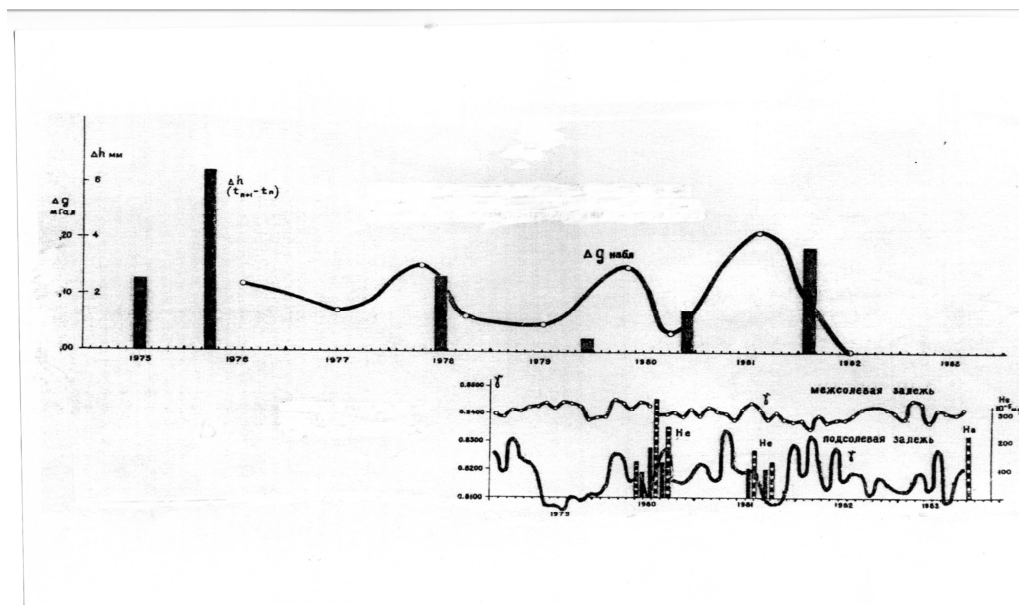


Рис.2. Нестабильность во времени флюидной системы в пределах Сосновского и Южно-Сосновского месторождений и изменение градиентов современных вертикальных движений земной поверхности и гравитационного поля.

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/см³) для залежей в межсолевых и подсолевых отложениях

верхнего девона и содержание гелия в попутном газе подсольевой 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 межсольевой 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 нефтенакпления 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.

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.

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. Автосолидоны 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

**«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)

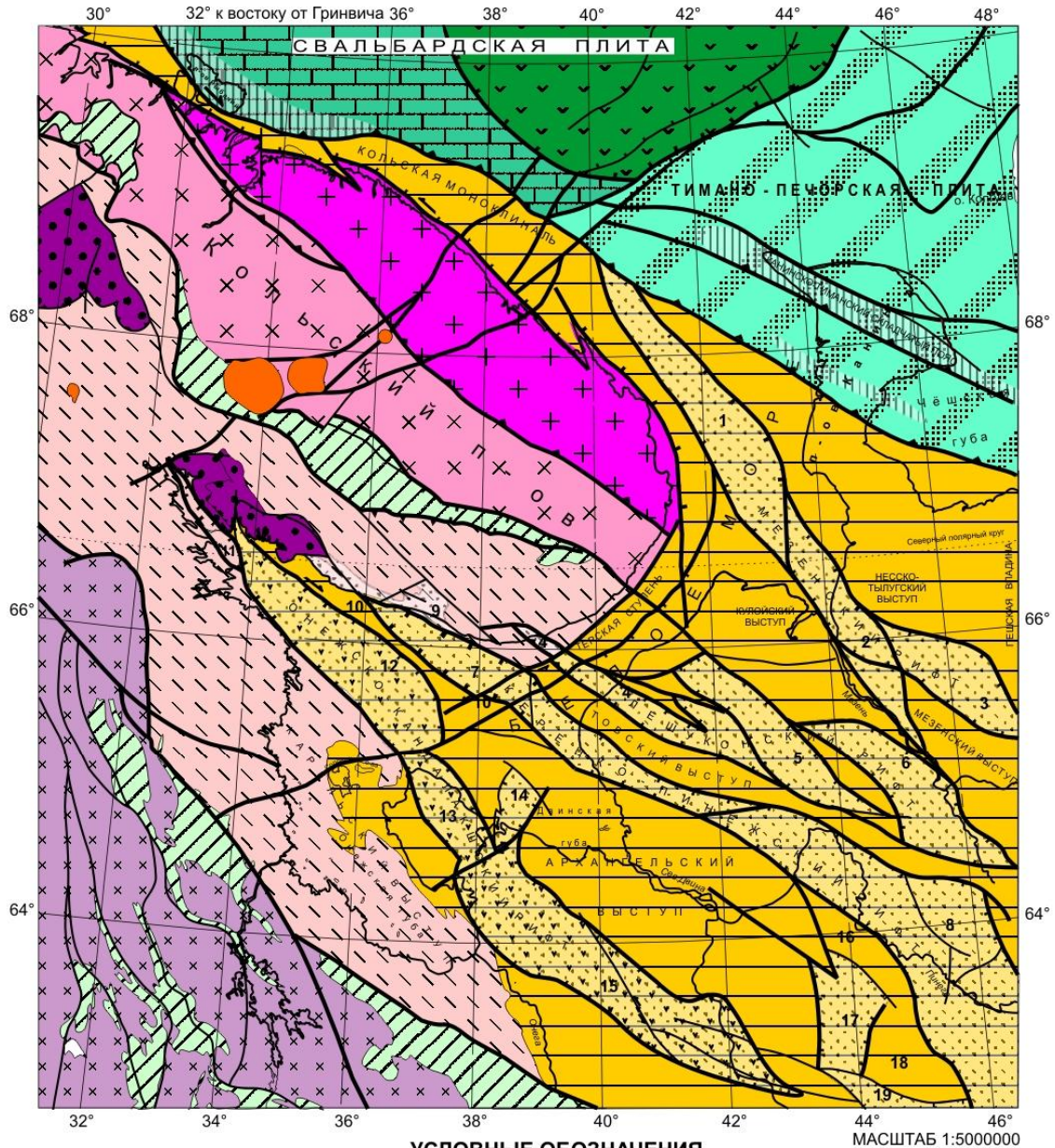
В 2010 г. издана «Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий» м-ба 1:1500000, (Гл. редакторы Леонов М.Г., Казанин Г.С. Отв. редактор Балуев А.С. Авторы *Балуев А.С., Журавлев В.А., Колодяжный С.Ю., Пржиялговский Е.С., Слабунов А.И., Терехов Е.Н., Шаров Н.В., Шкарубо С.И.*) [5], в которой 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

**СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ
БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА**



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКИЙ КРАТОН**
Балтийский щит
1. Кольский массив неархейской консолидации
 Мурманский блок
 Центрально-Кольский блок
 2. Карельский массив неархейской консолидации
 3. Лапландско-Беломорский подвижный пояс палеопротерозойской консолидации
 Беломорский пояс
 Лапландско-Ковлицкий гранулитовый пояс
 4. Проторифтогенные палеопротерозойские пояса (вулканогенно-осадочная формация)

- Плитная часть кратона (Русская плита)
- Рифтогенные грабены, выполненные терригенными (а) и вулканогенно-осадочными (б) образованиями
- ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ ПЛИТА**
с фундаментом байкальской консолидации (0,6+0,1 млрд.лет)
- Складчатые рифейско-вендские образования
- СВАЛЬБАРДСКАЯ ПЛИТА**
с фундаментом гренвилльской консолидации (0,9+0,1 млрд.лет)
- Восточно-Баренцевский рифтогенный трог с субкеанической корой
- Среднепалеозойский магматизм (380-360 млн. лет)
Массивы и тела ультраосновного - щелочного комплекса пород

СТРУКТУРНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Конвергентная граница литосферных плит
- Разломы
- а) разломные зоны, ограничивающие крупные структуры земной коры
б) прочие разломы
а - всбросы, надвиги
б - сбросы
- Сдвиги

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ РЕЛЬЕФА ФУНДАМЕНТА:

- Грабены:** 1 - Понойский, 2 - Усть-Мезенский, 3 - Сафоновский, 4 - Чапомский, 5 - Лешуконский, 6 - Азопольский, 7 - Керецкий, 8 - Пинежский, 11 - Центральный, 12 - Кандакшский, 13 - Центральный, 14 - Унский, 15 - Онежский, 17 - Покшеньгский, 19 - Северо-Двинский.
Выступы: 9 - Варзугская моноклинал, 10 - Оленийский вал, 16 - Выйский выступ, 18 - Юльский выступ.

Автор: Балуев А.С.

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 моноклираль; 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 гранулитогнейсовый 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 гранулитогнейсовый 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 (Герский 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 венд-палеозойским платформенным чехлом (Мезенская синеклиза), либо водами современных бассейнов Белого и Баренцева морей.

С северо-востока к границе Восточно-Европейского кратона по линеamentу Трольфиорд-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 ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ 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 равен 49.1 тыс. лет приходится на этап с 68 по 18.9 тыс. лет. В центральном Чилийско-Перуанском сегменте Анд (10 – 30 ° 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 км², объём изверженных продуктов 140 км³ (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. Allochthonous 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 dimensional 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 Непек геофизическая компания Москва, Москва, Россия (gbannikov@yahoo.com)

Введение

Прописанная в заголовке тема подразумевает очень широкий спектр задач, которые в принципе могут быть рассмотрены в обозначенном контексте. Однако, в данной небольшой статье рассмотрены лишь некоторые аспекты данной темы, связанные с решением тектонических (структурных) задач, встречающихся при обработке сейсмике. 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.

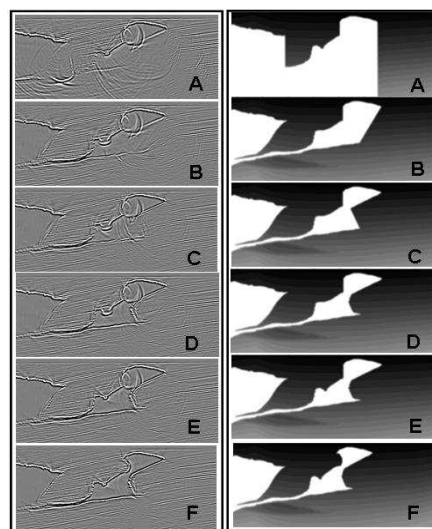


Рис. 1. Пример итеративного уточнения скоростной модели и результаты Глубинной Миграции.

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.

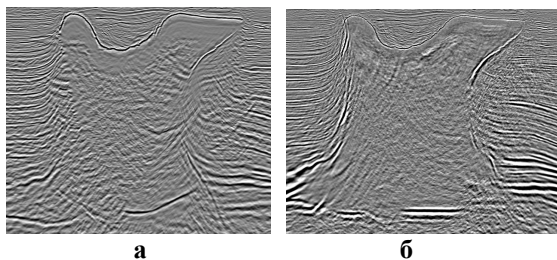


Рис. 2. Полноволновая Глубинная Миграция без учёта (а) и с учётом (б) анизотропии.

На рисунке 2 приведено сравнение результата 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 Времени, 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 смешанного 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.

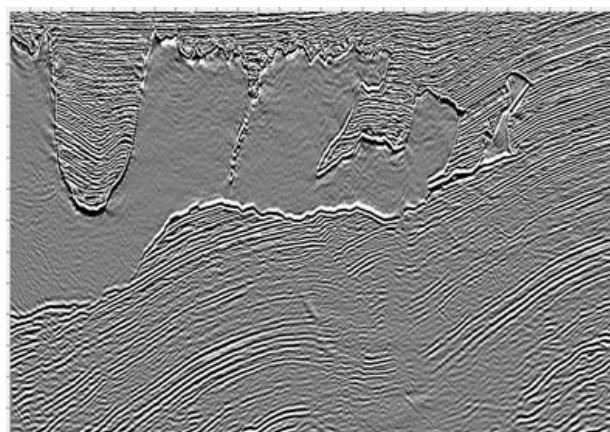


Рис. 3. Результат Глубинной Миграции Обратных Времени в обычном варианте.

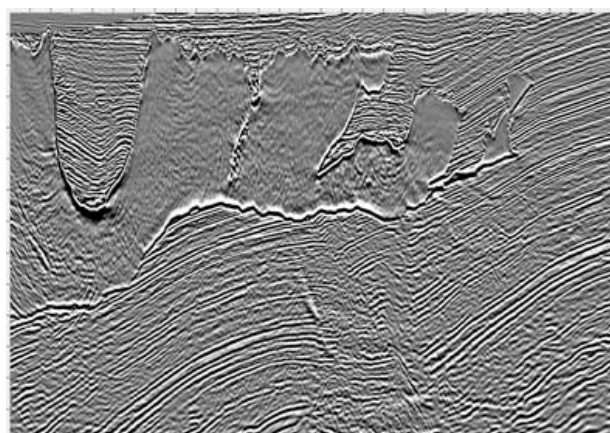


Рис. 4. Результат применения смешанного миграционного преобразования.

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.).

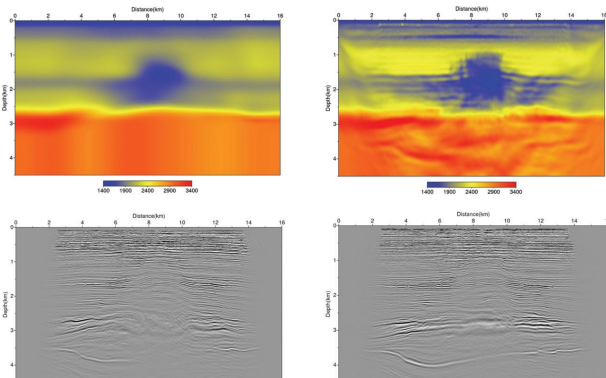


Рис. 5. Априорная (вверху слева) и инвертированная (вверху справа) модели. Ниже показаны результаты Глубинной Миграции..

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 варианты 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 индивидуальном 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 РУДООБРАЗОВАНИЯ КЛИЧКИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Барабашева Е.Е., Стремечкая 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-Кириного массива и составляет 325-350 км². 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-Кириного 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), циклического 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 $\text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2 = \text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2$. 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 $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ с соотношением $\text{Ca/Mg}=1/1$. 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 гипергированных 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 минерогенеза 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-Кириинского 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 наложения 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-Кириинского 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. Геологическое строение 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 Рb 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 $\sim 10^4$ – 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/см³. Размер их ядра 0.1÷2.5 км, масса 10^{12} ÷ 10^{17} г, а энергия 10^{20} ÷ 10^{25} Дж. Из-за наклона 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 $\sim 10^4$ ÷ 10^5 км³, а степень плавления их вещества $\leq 10\%$ [4]. Тем самым в камерах возникает объем магматического расплава $\sim 10^3$ ÷ 10^4 км³.

За счет разной плотности окружающих пород и нагретого вещества камеры, в ней появляется избыточное давление, которое заставляет магму двигаться вверх. 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 вверх, 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 $9 \cdot 10^6$ км³ 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 $\sim 1.2 \cdot 10^6$ км³. При площади излияний ~ 1.2 млн. км² средняя толщина слоя лав составила ~ 1 км.

Излияния базальтов в океанах намного масштабнее. Например, подводное плато Онтонг-Джава объемом $(2.5-3.6) \cdot 10^7$ км³ и площадью, равной $\sim 1/3$ территории США, возникло на границе барема и апта. А плато Кергелен 500×2000 км с объемом лавового основания $2.5 \cdot 10^7$ км³ – 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 км² 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 океаническими 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 км², 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 км³, занимают площадь ~ 10^7 км² 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 ~10⁴ км². 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 ~10³ 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 Междуна. 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 CO₂ 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.

Таковыми резервуарами – накопителями углерода вполне могут оказаться осадочные отложения, перекрытые региональными покрывками – 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 живецкого 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 керн 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 признают 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 какой 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 претендует 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 циклическостей 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 синхронные 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: эксцентricность 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 ($i=1,2,\dots,N$) и центральной звезды P_0 (Солнца, $i=0$) [6]:

$$F = D \sqrt{\sum_{i=0}^N \frac{m_i^2}{r_i^8} (1 - 2g_i^2 + 5g_i^4) + 2 \sum_{\substack{i,j=0 \\ i>j}}^N \frac{m_i m_j}{r_i^4 r_j^4} [g_i g_j (4 - 5g_i^2 - 5g_j^2) + (1 - 5g_i^2)(1 - 5g_j^2) \cos S_{ij}]} \quad (1)$$

Здесь m_i - массы планет P_i ($i=1,2,\dots,N$) 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 - гравитационная 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 сфероида являются однородными и характеризуются экваториальными a_i и полярными c_i полуосями ($c_i < a_i$). Тогда для параметра D получим следующее выражение:

$$D = -\frac{1}{5} f m_1 \left[a_1^2 - c_1^2 - (a_2^2 - c_2^2) \left(1 - \frac{a_2^2 c_2}{a_1^2 c_1} \right)^{-1} \right],$$

или $D \approx -f m_1 (a_1^2 - c_1^2) / 5$ 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 - эксцентricность 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 ($i=0,1,2,\dots,N$) - 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} ($i, j=0,1,2,\dots,N$) являются известными условно-периодическими функциями времени с базовым набором частот Ω , то и силовые характеристики (1) и упомянутые выше аналогичные характеристики также являются условно-периодическими функциями времени с определенным набором частот, производных от частот базиса Ω . 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 Ω . 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]:

$$\bar{W}_e = 0.372 \cdot 10^3 \cdot (J_2)_P \cdot \frac{m_P R_P^2}{T_P^3} \cdot e_P \quad (2)$$

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 сравнительные 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 данными 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

- 8). 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 поддержана 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., ВИНТИ. 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. Vol.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

геологического развития планет и спутников
// Ритмичность и цикличность в геологии как
отражение общих законов развития. Тезисы
докладов совместного заседания семинара
ОГГГН 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 навсегда 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 (эксцентricность 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 60°) на 20-25 км [2]. У Земли эксцентricность 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].

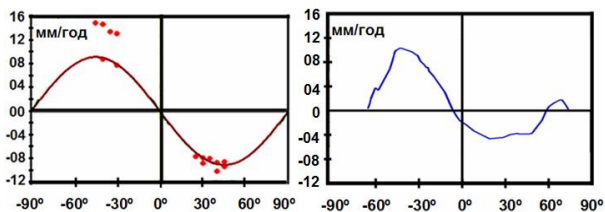


Рис. 1. Контрастное и асимметричное вековое изменение широтных кругов полушарий Земли. Примечание: По осям ординат указаны значения скорости удлинения в мм/год. По осям абсцисс указаны широты.

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.

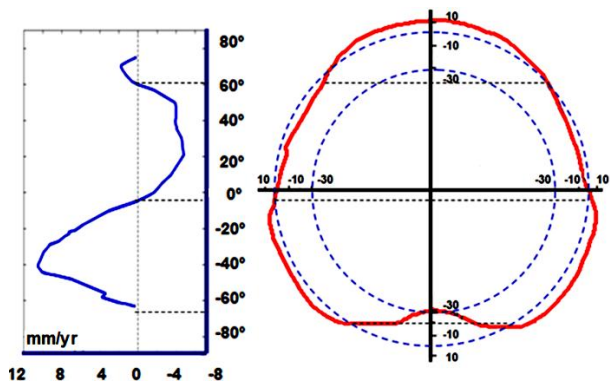


Рис. 2. Скорости вековых вариаций длин широтных кругов и форма геоида.

Отклонения формы геоида относительно поверхности эллипсоида 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.

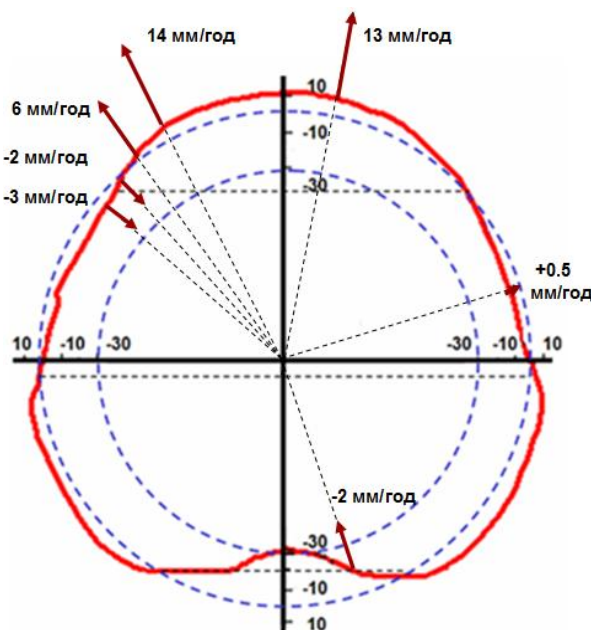


Рис. 3. Корреляции расчетных радиальных деформаций поверхности на 6 гравиметрических станциях с формой геоида (в зависимости от широты).

Первое определение скоростей изменения средних радиусов северного и южного полушарий, выполненные на основе 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 удлинении 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 наряду 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 нарастет 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 формировании 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 Филиппинской 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 изменений 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).

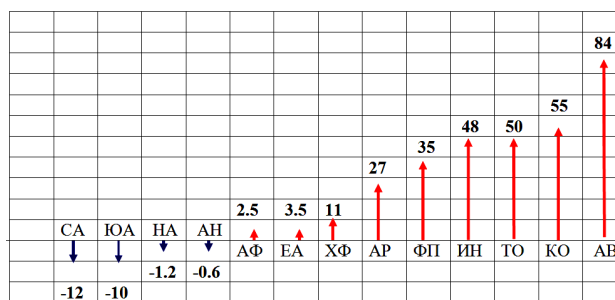


Рис. 4. Направления и значения северных составляющих скоростей плит (в мм/год).

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

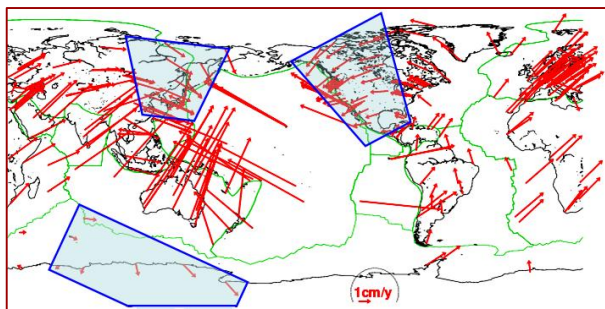


Рис. 5. Скорости GPS станций наблюдения в системе координат ITRF 2005 (www.iers.org).

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 согласовано 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., ВИНТИ. 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., Разницын 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 окраины Терской океана, затем, в результате раннепалеозойских субдукционно-коллизийных 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 расланцованные гранатовые амфиболиты, которые встречаются также и отдельными прослоями. Пиковые условия метаморфизма по минеральным ассоциациям включающих

коэзит оцениваются P>25 Кбар, T<600С [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 порфириобластовая 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 гипидиоморфными зональными зернами. Состав амфибола меняется от натриевого (глаукофан) и натриево-кальциевого (барруазит) в центре к кальциевому (актинолит) по краям. Зернами Омфацита размером не более 30 мкм 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 плагиоклаза и пироксена. Амфибол представлен крупными (до 5 мм) ксеноморфными зернами с включениями цоизита и клиноцоизита. Омфацит в среднем 1,5 мм 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 SiO₂ варьирует от 46,53 до 57,95%. Характерны низкие содержания K₂O (0,05-0,27%), кроме образцов KI-08 (2,22%), KI-18 (1,78), KI-36(0,84), KI-29A(0,98); Na₂O от 0,16% до 2,92%. По химическому составу породы близки к толеитовым базальтам.

Содержания Fe₂O₃^T от 10,09 до 15,33%; MgO от 4,38 до 9,99%, Al₂O₃ от 14,51-17,84%, TiO₂ 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).

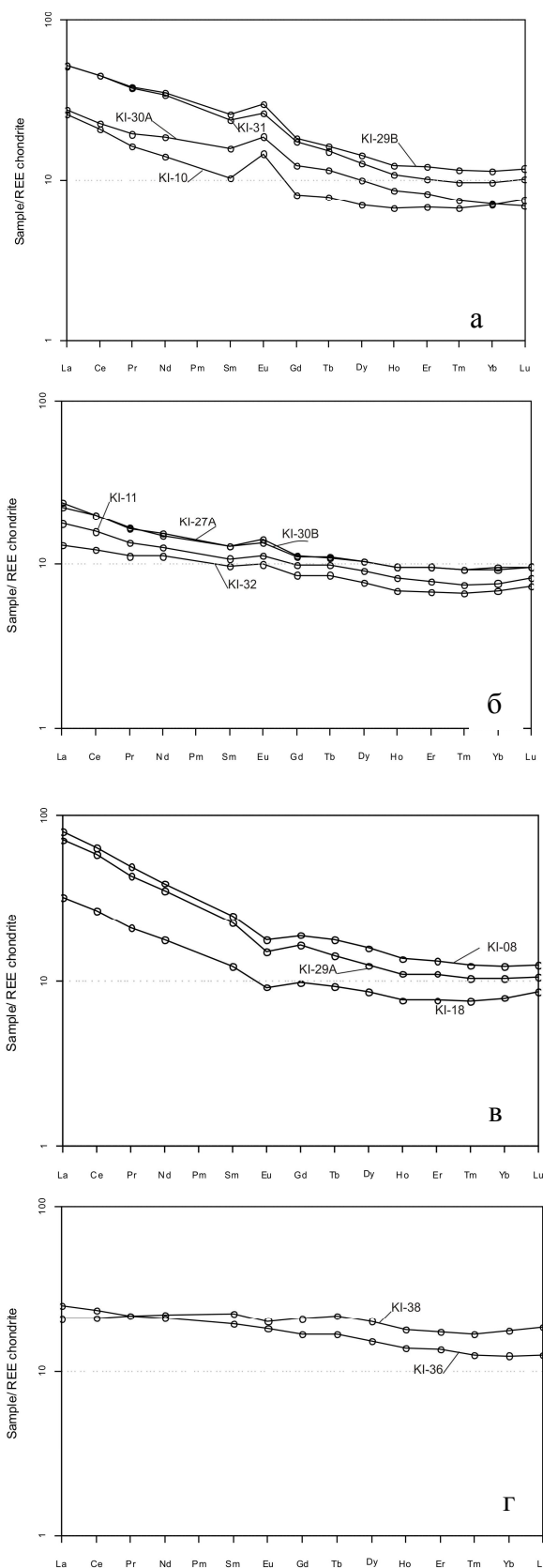


Рис.1 Диаграмма распределения редкоземельных элементов. Нормировано по Boynton, 1984[4]
А,б – группа I, в – II гр., г- II гр.

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.

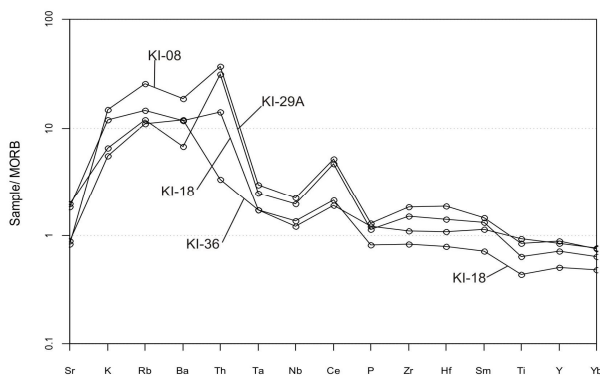
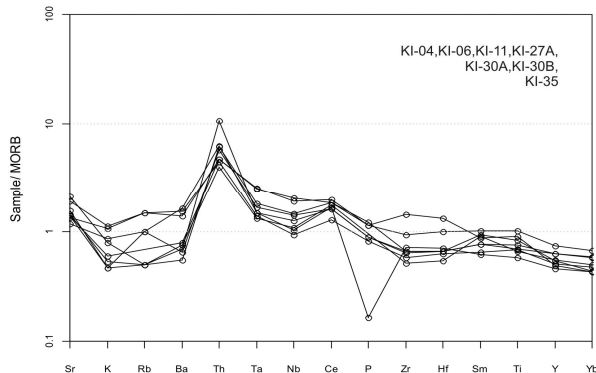


Рис. 2 Мультиэлементные диаграммы, нормированные к составу базальтов СОХ.



Нормировочные значения взяты из Pearce, 1983 [8].

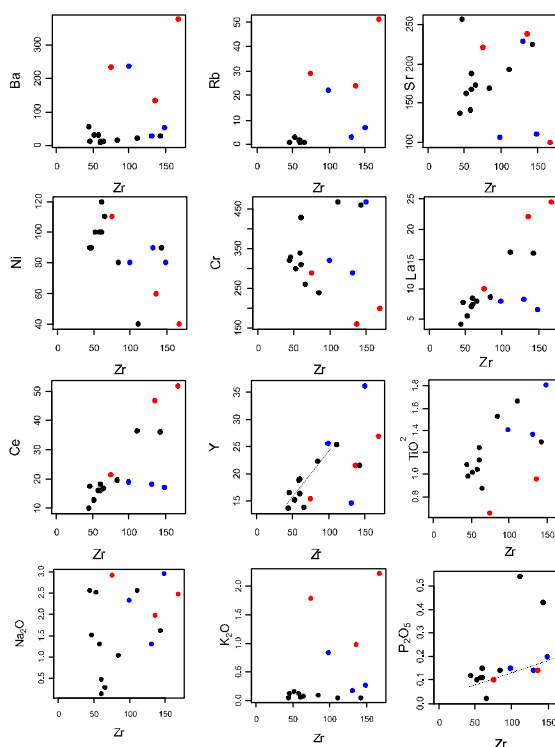


Рис. 3. Диаграммы корреляций содержаний элемент-Zr. Черными точками обозначены породы группы I, синими – II, красными – III.

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 подвижностью и являющегося несовместимым элементом. (рис.3). Поэтому наличие корреляции концентрации циркония с другими

элементами можно ожидать в образцах 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, Pс Zr не установлено, по-видимому изученные образцы в различной степени затронуты метасоматическими 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 метасоматических преобразований. Для прогрессивного 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. Lepekina 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 геодинимических 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 геодинимического 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 $ху$ и $ух$, (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 $ху$ и $ух$, (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 глубину 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 $Ro_{-av[\alpha]}$. Вычисление отклонения $DRo_{[t,\alpha]}$ текущей ориентированной кривой кажущегося сопротивления $Ro_{[t,\alpha]}$ от средней кривой $Ro_{-av[\alpha]}$ 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 погрешность составляет ± 1.30 Ом*м.

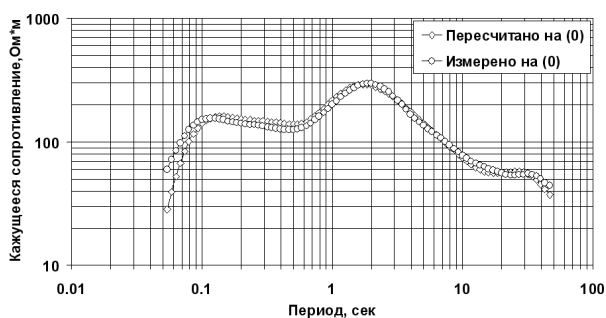


Рис. 1. Сопоставление наблюдаемых на азимуте -45° и пересчитанных на азимут 0° кривых МТЗ.

На рис. 2. в качестве примера представлены семейства ориентированных кривых отклонения кажущегося сопротивления $DRo_{[36,\alpha]}$ и $DRo_{[37,\alpha]}$ от средних значений $Ro_{-av[\alpha]}$ 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 $-2 < \text{Log}_{10}(T) < -0.7$; ($0.01 < T < 0.2$ 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 $-0.7 < \text{Log}_{10}(T) < 0.1$, ($0.2 < T < 1.2$ 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.

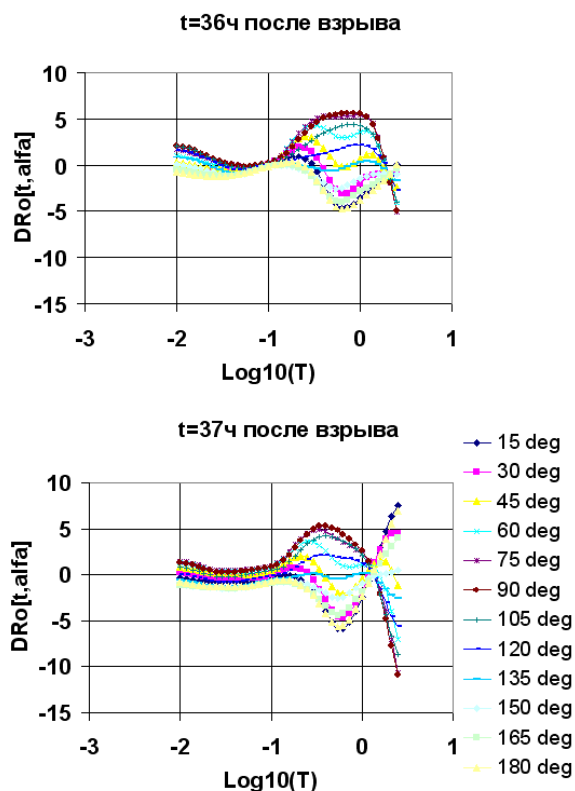


Рис. 2. Пример семейств ориентированных кривых МТЗ $DRo_{[t,\alpha]}$ Камбаратинского эксперимента.

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 $-0.7 < \text{Log}_{10}(T) < 0.1$ ($0.2 < T < 1.2$ 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.

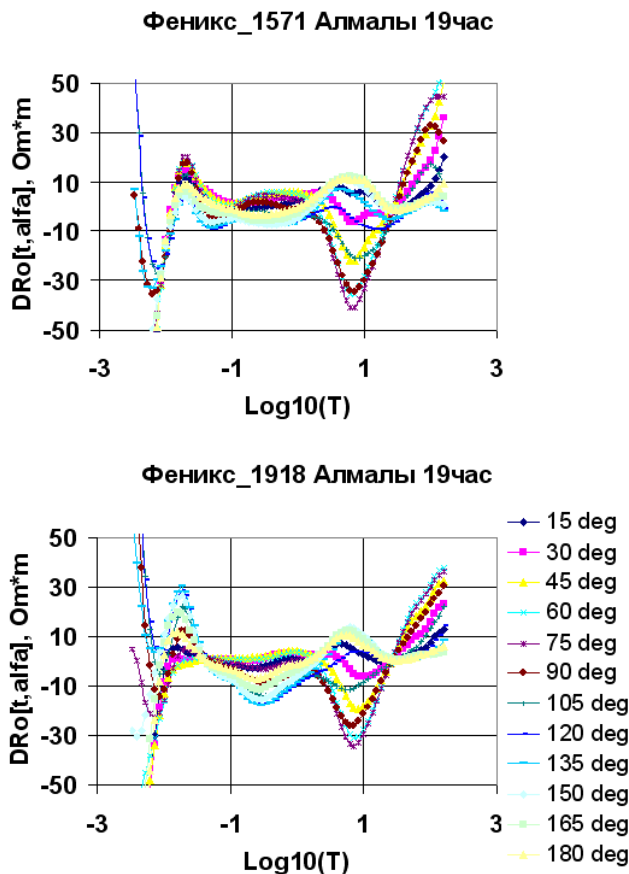


Рис. 3. Результаты контрольных измерений (для 19-ой часовой реализации).

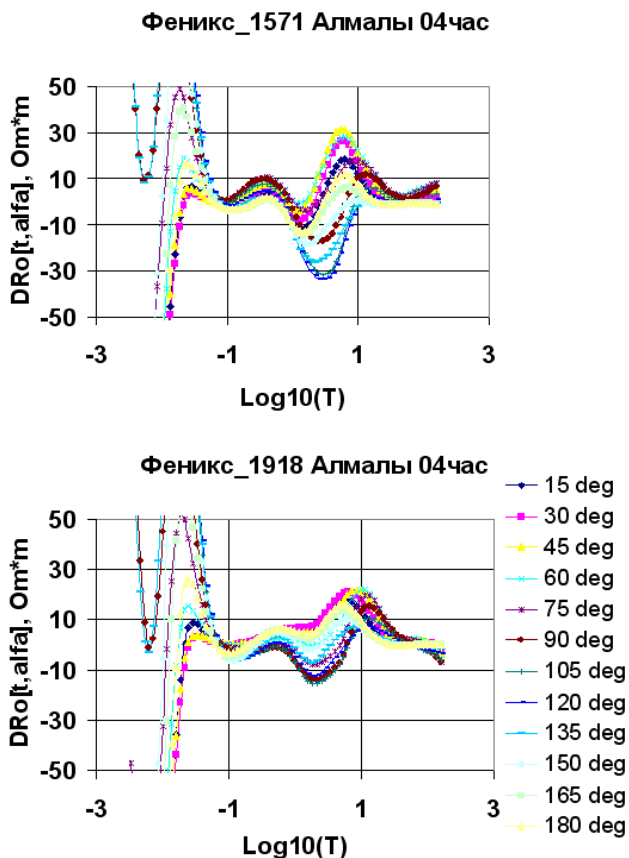


Рис. 4. Результаты контрольных измерений (для 4-ой часовой реализации).

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

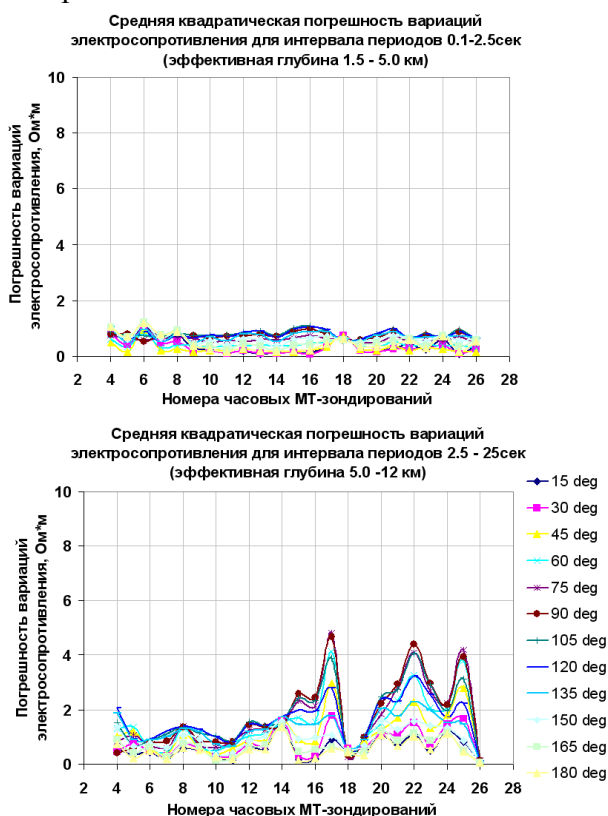


Рис. 5. Распределение среднеквадратического отклонения между двумя станциями Phoenix MTU-5D №1571 и №1918.

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. ($-1 < \text{Log}_{10}(T) < 0.4$ и $0.4 < \text{Log}_{10}(T) < 1.4$). В отличие от данных Камбаратинского эксперимента, где в интервале периодов от 0.01 сек до 0.1 сек вариации электропроводности 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 0.1 сек. до 2.5 сек так же, как и в данных по Камбаратинскому эксперименту наблюдается возникновение и некоторые изменения вариаций электропроводности 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 электропроводности, 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 $30^\circ - 75^\circ$.

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.

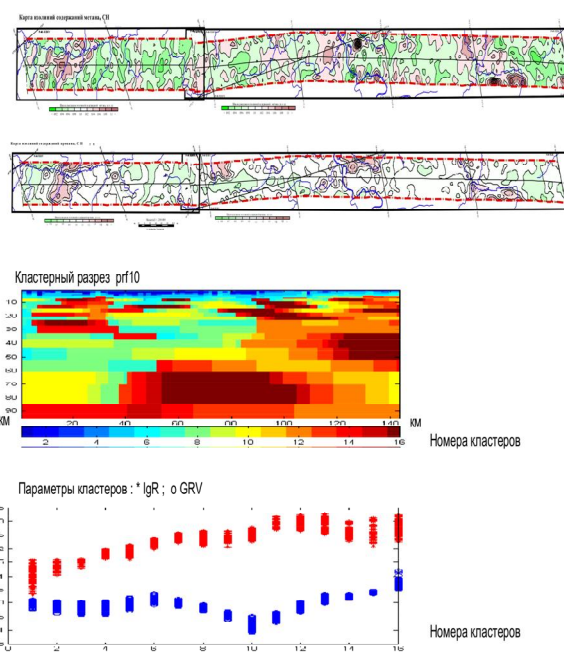


Рис. 1. Кластерный петрофизический разрез участка профиля 1СБ от 840 до 975 км.

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.

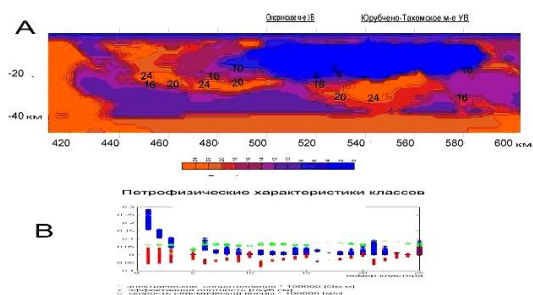


Рис.2. Кластерный петрофизический разрез участка профиля 1СБ от 400 до 600 км.

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 эволюции Земли. 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 масштабы 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 аппроксимировалась 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-кайнозой. Примечательно, что акселерация рифтогенеза, являющегося одним из элементов общей эндогенной активности Земли, хорошо коррелируется 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 км²), интенсивностью рифтогенеза (в км²/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 коррелируется 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.

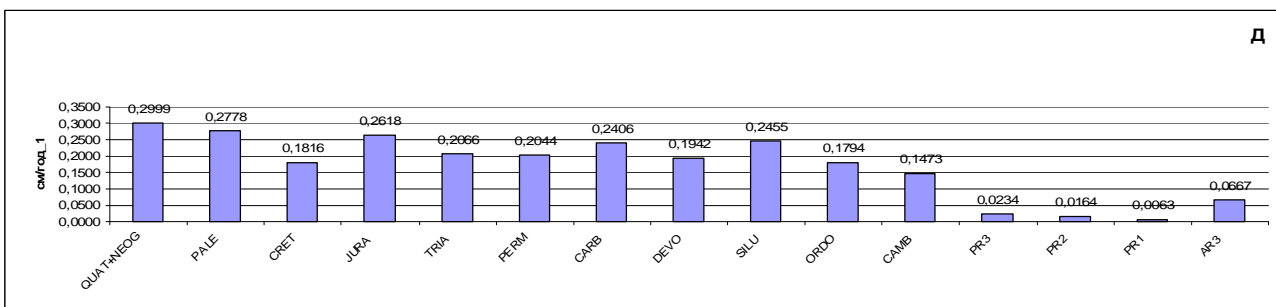
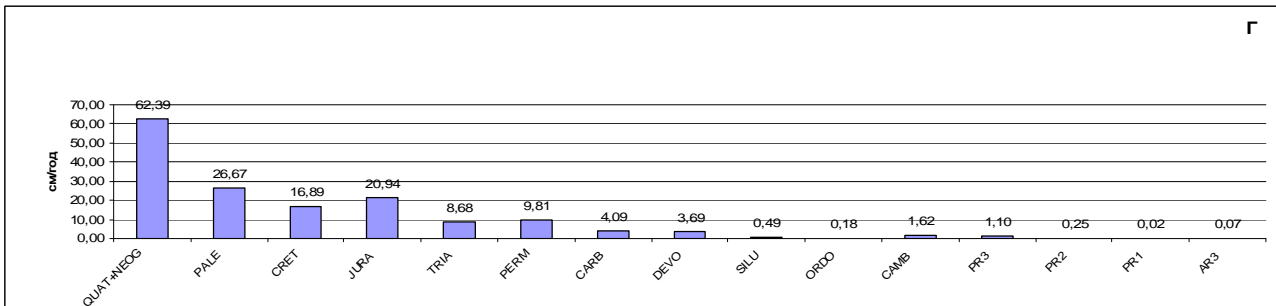
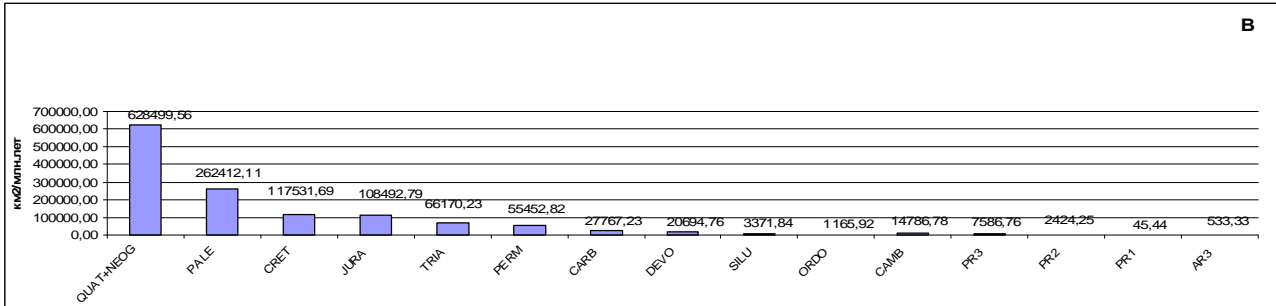
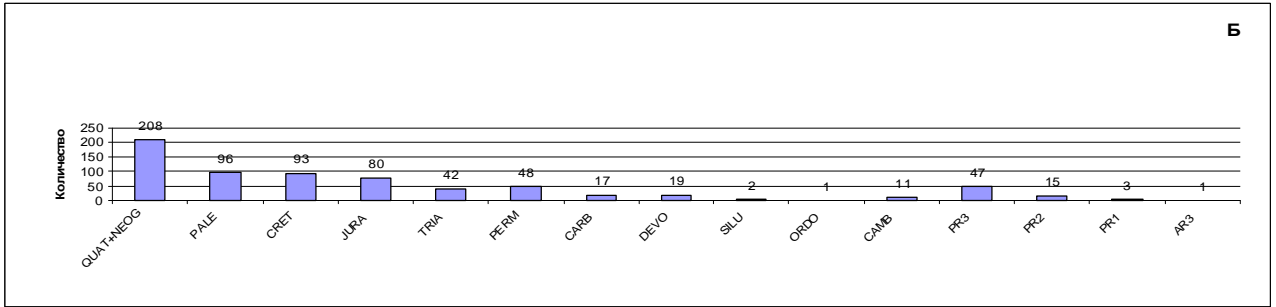
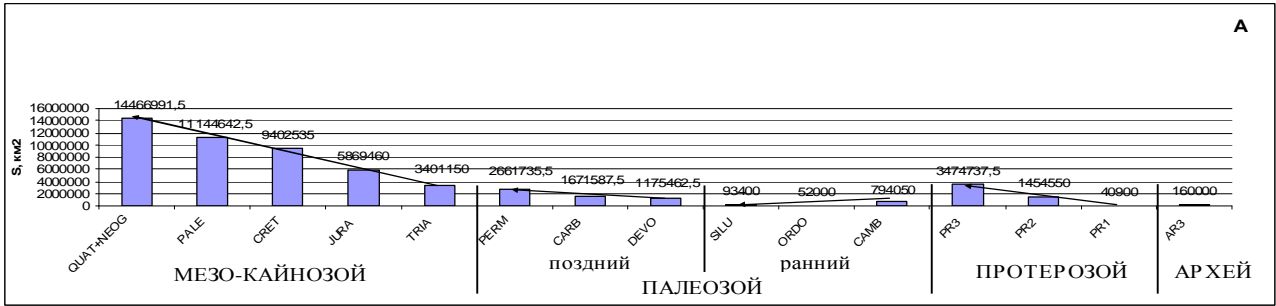
Таким образом, впервые выполненные на основе информационных баз данных количественные оценки масштабности континентального рифтогенеза дают основание констатировать:

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-кайнозойе 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. et al. Eos Trans., 2007, 88 (47), doi: 10.1029/2007 EO 0470005.
 9. http://itrf.ensg.ign.fr/ITRF_solutions/2005/ITRF2005.



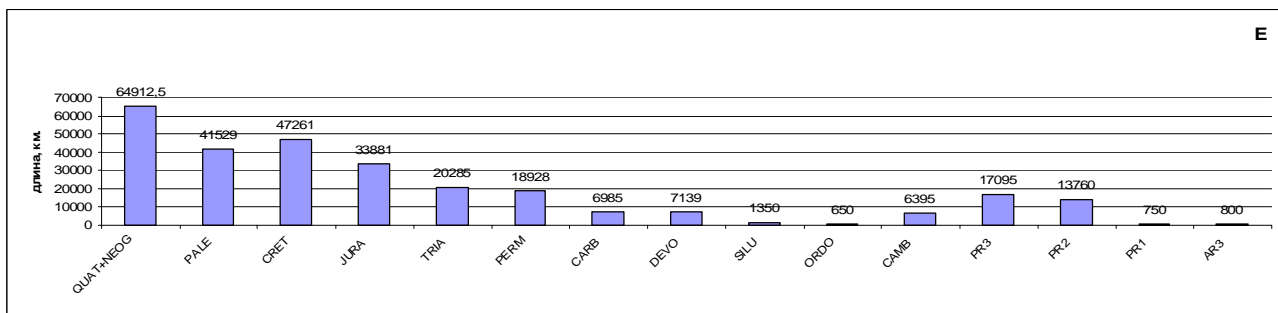


Рис.1 Параметры континентального рифтогенеза на протяжении геологической истории Земли. По горизонтальной оси – геологические периоды.

А - масштабность рифтогенеза (в км²), линиями показаны его тренды; Б - количество рифтов; В – интенсивность рифтогенеза (км³ 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 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 доказывається 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, пикробазальтового, трахибазальтового и трахиандезитового состава. Обогащенность пород РЗЭ соответствует 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 Хабаровинского массива возраст цирконов (SHRIMP) равен $399,8 \pm 6,2$ 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 залегают на тектонических покровах, в строении которых принимают участие кремнисто-базальтовые толщи,

ассоциирующие с офиолитами. В разрезе верхней кремнисто-базальтовой толщи в кремнях собраны эмские 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 структуре присутствует два разновозрастных дайковых комплекса. Один 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 эмский. Другой дайковый комплекс представлен пакетами, которые прорывают раннеостроводужные порфириды ирендыкской свиты. Акцессорные цирконы из жил гранитоидов, сопровождающих долеритовые дайки, имеют возраст $391,9 \pm 3$ млн. лет (позднейфельский 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].

Плагииграниты, ассоциирующие с дайками низкотитанистой группы датированы по цирконам и значения их возраста варьируют в пределах ранне-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 ($51^{\circ} 28' 14,1''$ с.ш. $57^{\circ} 32' 20,7''$ 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]. 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 эмского 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 ниже-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 палеозойд 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 ссылки 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 деляминацию и подток астеносферного вещества в образовавшееся «окно». В результате данной геодинамической перестройки произошло заложение новой зоны субдукции в эмское 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 эмской 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 колчеданосной 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_{2ef1}), 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-эмские 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 вулканические 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 анкармиты 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 Хабаровинского 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 Хабаровинской 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., Якунов Р.Р. Геологическое положение и состав базальтов Межкрайинской зоны (Северная часть Зилаирского синклиория). // 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., Munker 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@vnpiet-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.Шестопапов) 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 государственного университета – 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 ($\geq 1,0$ 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/см² 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 актиноном) 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 «H₂». Указанный процесс «НПВ» - преобразования (нейтрон→протон→водород) свободного нейтрона «n» сопровождается интенсивнейшим разуплотнением ядерного вещества вследствие увеличения размера элементарной частицы радиусом $\approx 1 \cdot 10^{-13}$ см до размера атома радиусом $\approx 1 \cdot 10^{-8}$ 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 «H₂». 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 энергетическая 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 КФГС 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 палеореконокструкций довольно надежно.

2. Памир представляет собой высокогорный массив, лежащий в области сближения Гималаев, Гиндукуша, Каракорума, Кунь-Луня и Тянь-Шаня. Трециноватость горных пород в его пределах изучена нами в 110 ТН. На основе анализа рисунка первичной трециноватости 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 трециноватости 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 трециноватости [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 трециноватость

На основе анализа стереограмм ориентационного распределения трещин и рисунка первичной трециноватости 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. Стереогаммы ОРТ нижнетриасовых осадочных пород Северного Вьетнама и ориентация оси максимального сжатия в раннем триасе

Анализ трещиноватости олигоценых 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, Мьянма). 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 сжатия 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 Ль, Куртасов С.Ф., Нго За Тханг, Као Дин Чиуе, 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

^аЦГЭМИ, Объединенный Институт Физики Земли РАН, г. Троицк, Россия

^бООО "Северо-Запад" – Московский Государственный Университет им. М.В.

Ломоносова, Москва, Россия

^вОбособленное подразделение Центр "ГЕОН" ГФУП "ВНИИГеофизика",

Москва, Россия

(victorbelyavsky@rambler.ru)

Введение

Для Камчатско-Корякского региона основная доля сейсмической активности на суше приходится 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.).

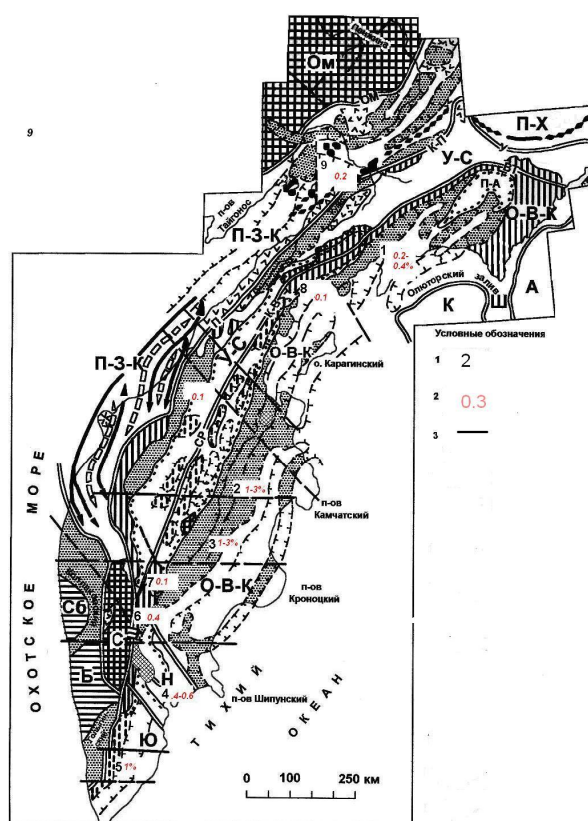


Рис. Схема тектонического районирования Камчатско-Корякского региона [1]. 1- области определения флюидонасыщенности, 2 - их значения, 3 - глубинные разломы.

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 позволило 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 мантии

В настоящем сообщении подняты вопросы по оценке с помощью МТ методов, данных ГСЗ природы проводимости доменов и их флюидонасыщенности (ϕ), 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 $\phi = 0.2-0.4\%$. 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 $\phi = 1\%$, на границе K_2 (20 км) $\phi = 1.2\%$ и на K_0 (5-10 км) - $\phi = 2 - 3\%$. За пределами рассматриваемой зоны на границе Мохо (40 км) $\phi = 0.1\%$;

- Под Ключевской группой вулканов (блок 3) [5] кровля проводника с $\rho = 10-20$ Омм выделена на глубине 10 км, что соответствует содержанию $\phi = 1\%$, а для глубин 20-35 км - $\phi = 0.5 - 0.6\%$. Здесь же присутствует низкоскоростной домен со скоростью $V_p = 5.3$ км/с [8], а в окружающих его породах $V_p = 6.6$ км/с, что при скорости $V_p = 1.7$ км/с во флюиде дает $\phi = 6-7\%$. Такие же значения $\rho = 20-10$ 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 $\rho = 25$ Омм, что при глубине 10 км соответствует $\phi = 0.65\%$, при 20 - 30 км - $\phi = 0.24-0.33\%$. На границе М, где разрез подстилается блоком с $\rho = 70$ Омм, $\phi = 0.1\%$.

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 $\rho = 10 - 20$ Омм, которые дают $\phi = 1\%$. Субширотные проводящие зоны контролируемые трансформные разломы, которые секут Прибрежный горст Южного блока обладают флюидонасыщенностью менее 0.01%. На глубине 50-60 км выделен блок с $\rho = 100-80$ Омм, что соответствует $\phi = 0.1\%$.

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 Укэлятско-Срединного (УС) блока выделена серия субширотных разломов, характеризующихся $\phi = 0.4 - 1\%$ (блок 6).

Западная часть Камчатского перешейка (Пенжинско-Западно-Камчатская СФЗ) сопрягается с УС через проводящий блок с $\rho = 100$ Омм, что дает $\phi = 0.1\%$ (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 $\phi = 0.2\%$, а глубже $\phi = 0.1\%$.

В Пенжинско-Западно-Камчатской СФЗ (ПЗК) под Парапольским прогибом на глубинах 30-50 км расположен домен с $\rho = 30 - 40$ Омм (блок 9), что дает на границе М и выше $\phi = 0.2 - 0.13\%$.

Обсуждение полученных результатов

В результате двумерной и трехмерной интерпретации магнитотеллурических данных установлена взаимосвязь между флюидонасыщенностью и геодинамической активностью структур в зонах активной вулканической деятельности $\phi \geq 1\%$, в очаговых зонах землетрясений $0.2 \leq \phi \leq 0.5$, в областях активизации трансформных (широтных разломов) Южной части Камчатского полуострова $\phi \leq 0.1\%$, глубинные разломы в зонах сопряжения плит и СФЗ имеют $\phi = 0.015-0.13\%$, а секущие Центрально-Камчатскую рифтовую зону (СР) имеют $\phi \leq 1\%$. Верхняя мантия характеризуется $\phi \approx 0.1\%$

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.

Наиболее 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. *Мороз 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 России¹. 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 сейсмoeлектрических 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 сейсмологии уточнялись глубины границ раздела и скорости P и S - волн [14]. Погрешности определения скоростей продольных V_p и поперечных V_s - 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 V_p [13], и уравнению Сато для V_s [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 situ) 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 модельным импедансам, минимизируя их расхождение.

Сейсмoeлектрическая 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].

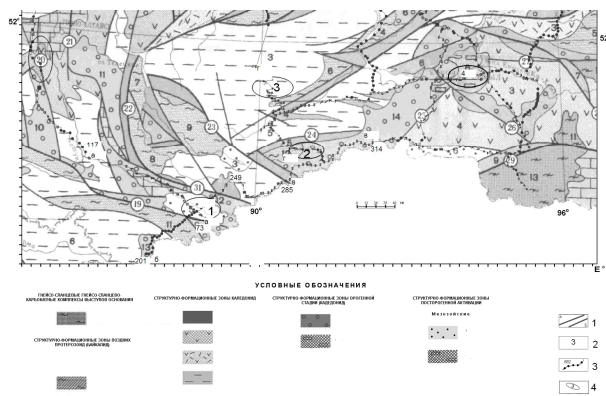


Рис.1 Профили МТЗ на схеме структурно-геологического районирования Алтае-Саянского региона. Матросов П.С., 1988 г [3].

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 $\Delta V_p = 0.04-0.05$ км/с, что дает флюидонасыщенность $\phi = 0.24 - 0.27\%$. Кровля нижней коры образует антиклинальную сейсмически прозрачную структуру с амплитудой до 10 км, над которой располагается очаг Алтайского землетрясения с $M = 7.3$, 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 $K \geq 900 \cdot 10^{-6}$ 1/км совпадают с областями наиболее интенсивной сейсмичности, приуроченных к глубинным нарушениям земной коры. Уменьшение скорости V_p 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 $\phi = 0.5\%$. Дефицит скорости $\Delta V_p = 0.04$ км/с на глубинах 5-15 км соответствует $\phi = 0.24\%$, а на глубинах 40 - 50 км дефицит скорости ΔV_p достигает 0.15-0.20 км/с, что соответствует $\phi = 1 - 0.7\%$. 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 $M = 7.0$ приурочен к зоне Шапшальского разлома на стыке широтных структур Тувы и северо-западных структур юго-восточного Алтая, где присутствует внутрикоревая 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 $\phi = 0.3\%$. Для

глубин 30-40 км по дефициту скорости ΔV_S получаем значение $\phi = 1\%$. К этой же зоне приурочены области высокой проводимости разреза.

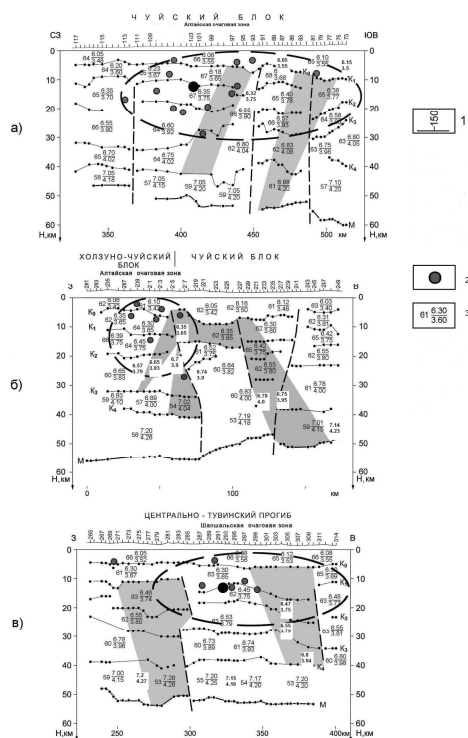


Рис.2. Сейсмогеологические разрезы очаговых зон по пр.: Ташанта-Кош-Агач-Бийск (а), плато Укок-Кош-Агач-Тээли (б), Саглы-Ташанта (в).

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 торцевой зоне сочленения Тувинской впадины и структур Западного Саяна. Она выделяется аномально высокими значениями затухания сейсмических волн, а на глубинах 8-35 км – дефицитом скорости $\Delta V_p = 0.05$ км/с, что дает значение $\phi = 0.3\%$. 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 $\Delta V_p = 0.25-0.35$ км/с и $\Delta V_S = 0.1 - 0.2$ км/с. Расчетная флюидонасыщенность по дефициту скорости ΔV_p достигает 2.3% в средней и 1.2% в нижней коре, близкие значения $\phi = 1.6-2.4\%$ 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 – ρ_3 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 $\rho_3 = 30$ Омм на глубинах 10-20 км - $\rho_\phi = 0.06-0.04$ Омм, а на глубинах более 25 км для пласта с $\rho_3 = 5$ Омм. получаем $\rho_\phi = 0.01$ Омм. В Южной части для разлома в верхней коре с $\rho_3 = 30$ Омм получаем $\rho_\phi = 0.05$ Омм, а для глубин 20-40 км при $\rho_3 = 5$ Омм - $\rho_\phi = 0.017$ Омм и для 40-50 км $\rho_\phi = 0.03-0.06$ Омм ($\rho_3 = 5-10$ Омм).

- Тээлинского очага - $\rho_\phi = 0.06$ Омм при $\rho_3 = 30$ Омм для глубины свыше 20 км и $\rho_\phi = 0.02$ Омм (для пласта с $\rho_3 = 10$ Омм),

- Шапшальского очага на глубине 30-40 км (для пласта с $\rho_3 = 10$ Омм) имеем 0.3%, что дает $\rho_\phi = 0.02$ Омм.

Таким образом, для верхней части коры в очаговых зон землетрясений разброс значений удельного сопротивления флюида составляет от $\rho_\phi = 0.03$ ($\rho_3 = 10$ Омм) до 0.05 ($\rho_3 = 30$ Омм) при наиболее вероятном значении $\rho_\phi = 0.04$ на глубине 10 км где температура превышает 200° . Тогда для этих $\rho_\phi = 0.04$ Омм получаем $\rho_{18} = 0.24$ Омм, что близко к концентрации солей NaCl - KCl 50 г/л [10]. Для нижней коры на глубинах 25-40 км температура превышает 600° , что при $\rho_\phi = 0.03 - 0.02$ дает без учета роста давления с глубиной $\rho_{18} = 0.45-0.32$ 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 $0 \leq \phi \leq 0.25\%$ и в нижней коре $\phi = 0.3-0.5\%$, а по дефициту скорости $\Delta V_s - \phi \leq 1\%$. Зона ВОЗ в Кызылской впадине, расположенной на западном продолжении Байкальской рифтовой зоны, для верхней коры имеет значения $\phi = 1.6-2.3\%$ и $\phi = 1.2-3\%$ 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 $\rho_\phi = 0.045$ Омм, а для нижней - $\rho_\phi = 0.015$ 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 $K \geq 900 \cdot 10^{-6}$ 1/км.

¹Кадурын 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. Шапошниковой. 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., Вербицкий 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 travelttime 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 Подляско-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 (риффея 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. Ра витринита изменяется от 5,9 до 8,6, что соответствует бурогольной, 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 Ра 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 Ра 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 вышележающие, 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 большей 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. м³ 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 объёмы 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 подножьях ступеней на глубинах 5 – 6 км присутствуют скопления 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 нефтегазонасыщенности различных участков региона.

К настоящему времени разведана только часть генерированных УВ Припятского НГБ, аккумулярованная 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 geodynamic model // Geological Quarterly. – 2001. – №45 (4). –

С.349-358.

2. *Бескопильный В.Н.* Рациональная система технологий камеральных геологоразведочных работ 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 БАСЕЙНА

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 мелкокладчатым 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 обратного падения 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 кервах 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 Волинско-Оршанского палеопргиба. 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 $26-55^\circ$) или правых ($5-15^\circ$) 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 ($105-135^\circ$) 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 $20-25^\circ$. 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 каверново-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 $0-60^\circ$ (север-северо-восток) - $180-240^\circ$ (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 дрифтового 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 нефтеспективных горизонтов.

Литература

1. *Бескопильный В.Н.* Рациональная система технологий камеральных геологоразведочных работ на нефть и газ для сложнопостроенных нефтегазоносных бассейнов. Автореф. докторской дисс. Мн., ИГН НАН Беларуси, 2001. 40 с.
2. *Бескопильный 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 ШИТА: ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ И ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ТЕРРИГЕННЫХ ЦИРКОНОВ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СТРУКТУР

Бибикина 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*

^г *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 моноклиальные или синклиальные 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 домена 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.

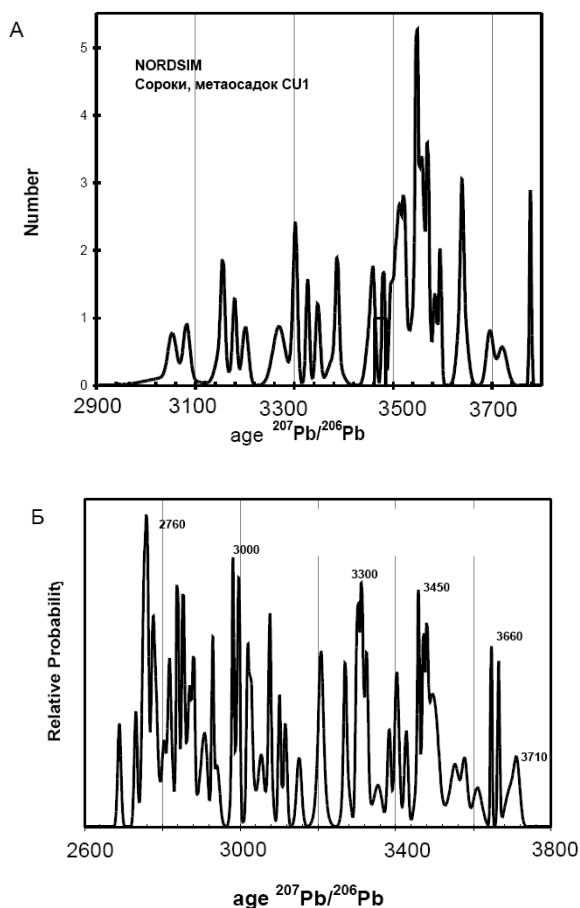


Рис. 1. Гистограммы распределения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов ядер цирконов из парагнейсов Сорокинской (А) и Федоровской (Б) структур

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.

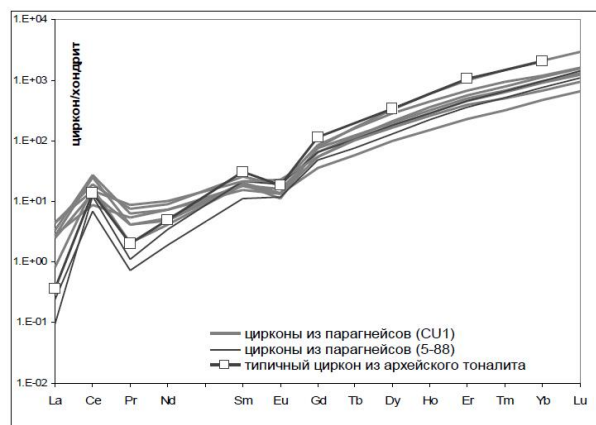


Рис. 2. График нормированных к хондритовым концентрациям РЗЭ в цирконах из парагнейсов Сорокинской и Федоровской структуры в типичном цирконе из архейского тоналита.

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 орогена 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 синколлизийными 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 монзонитов, 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 задуговой 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 фаменатурне 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.

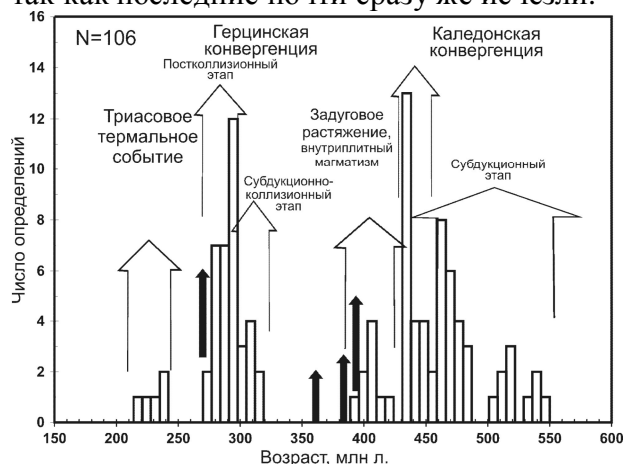


Рис. 1. Распределение цирконового возраста палеозойских гранитоидных интрузий в Тянь-Шане. (На основе [6], с использованием результатов Миколайчука и др. (1997), Киселева (1999), Zhang et al. (2007), Арауаров (2010), Glorie et al. (2010)). Черными стрелками показаны максимумы базальтовых излияний.

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 Тянь-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 заложённых 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 цирконового 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. Доколлизийные базальты в Атбаш-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 Mountains, 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 КРАТОН В ДОКЕМБРИИ: РОСТ, КРАТОНИЗАЦИЯ И 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 Вольно-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 P-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 неорхей 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. *Миц 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., Gorbatshev 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., Gorbatshev 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. *Gorbatshev 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 magnetism // Tectonophysics. 2010. Т. 481. № 1-4. С. 16-28.

УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ЗАПАДНОЙ АРКТИКИ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НОВЫХ ОТКРЫТИЙ

Богоявленский В.И.^а, Полякова И.Д.^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 прогнозирования 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 м³. 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 м³/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 м³ (в основном сеноман). Новые месторождения располагаются вблизи хорошо развитой инфраструктуры арктических районов Западной Сибири с крупнейшими нефтегазоконденсатными месторождениями (Уренгойское, Ямбургское, Медвежье, Заполярное, Бованенковское, Харасавэйское, Круzenштерновское 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 нефтидов.

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 ($C_{орг} = 1.68-9.83 \%$, $B_{хл} = 0.32-1.51 \%$, $HI = 200-590 \text{ мгУВ/гС}_{орг}$), 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- ($МК_1-MK_5$) и начального апокатагенеза ($АК_1$). Наименее преобразованное ОВ, соответствующее грациям $ПК_3$ 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 ($C_{орг} = 3.6-5 \%$, $HI = 110-650 \text{ мгУВ/гС}_{орг}$, $\beta = 10-22 \%$) соответственно на глубинах 4.8, 7.4 и 8.4 км при температуре до 200-230 °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 НІ в диапазоне 120-50 мгУВ/г $C_{орг}$ до градации МК₄. Ниже его значения резко снижаются и на градациях МК₅-АК₃ 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 МК₅ и АК₁. В нижней части осадочного чехла Южно-Карского региона нефтегазоконденсатные залежи могли формироваться до конца МК₄, а газовые – до конца МК₅ и в АК. Вулканогенно-осадочный пермтриас 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 покрывки, 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 (K_p) и коэффициентов аномальности давлений ($K_{ан}$) 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 K_p стабилизируются около 15 % и практически не меняется с погружением в юрском комплексе. По данным бурения СГ-6 и СГ-7 в доюрских породах (пермтриас) АВПД находится на среднем уровне около $K_{ан} = 1.9$, 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 $K_{ан}$ достигает 1.8-2.05), так и по пластовым температурам (средние градиенты 3.6-4.4⁰С/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 гранулитогнейсовых 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 ГПП наибольшей популярностью пользуется коллизионная модель Гималайского типа. Она предполагает тектоническое сучивание 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 ГПП представляют собой глубокие корни орогенов, испытавшие утолщение коры, частичное плавление, и синколлизионный 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 ГПП 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 ГПП, 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 рифтогенеза 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-Франциску 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 уровне 1200-1000 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 гренвилльского 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 орогения 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 ГПП 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 ГПП 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 ГПП.

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 ГПП 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 перемобильных 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 гранулитогнейсовые 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. №4. 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 КОМПЛЕКС 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 торияниту и бадделеиту [10]). Особый интерес в связи с этим приобретает изучение апатитового оруденения в докембрийских линейно-трещинных массивах, одним из наиболее

перспективным среди которых является Дубравинский, расположенный в юго-западной части КМА [4].

Однако собственно апатитоносные образования локализируются 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 шпировидными 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 шпировые обособления апатита в их пределах довольно редки.

Таблица. Содержание P_2O_5 в рудах докембрийских апатитовых месторождений (%)

| Типы апатитонесущих 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 севитях, 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, шпировидные выделения хорошо образованных идиоморфных кристаллов апатита размером до 2 мм, ассоциирующих со сфеном, магнетитом и ильменитом. В

мелкозернистых севитях 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 бэфорситами, 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 межполосковые 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 (≤ 1 %), что сближает исследуемые минералы с апатитами из доломитовых бэфорситов 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 бэфорситы 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.* Апатитоносные 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 $560-1650 \cdot 10^{-4}\%$ 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 $\sum Ce / \sum Y = 20$ 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 ($\sum Ce / \sum Y = 9$). 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.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ 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]:

$$u = \frac{2(r_k - r_{ж})gr^2}{9m}, \quad (1)$$

где ρ_k - плотность вещества ксенолита, $\rho_{ж}$ - плотность жидкости, r - радиус ксенолита, μ - вязкость жидкости, g - ускорение свободного падения равно 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 Δr_1 , Δr_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 порфиоровидный (рапакиви-подобный) 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 берегу 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 (а), 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 |

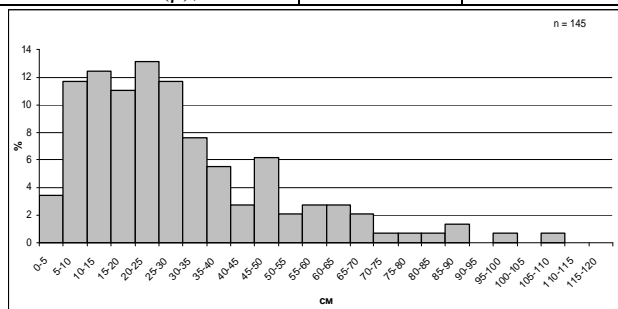


Рис.1. Распределение ксенолитов по длине (n - размер выборки).

Полученные данные показывают, что выполняется равенство

$$\frac{\Delta r_1}{\Delta r_2} = \frac{r_{амф} - r_{ж}}{r_{тон} - r_{ж}} = 2.00 \approx \frac{r_{тон}^2}{r_{амф}^2} \approx 1.98 \quad (3)$$

где $\rho_{ж} = 2.4 \text{ г/см}^3$ - 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 $PKP1$ и $PKP2$, 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 $dv_P/dz = -0.0075 \text{ с}^{-1}$. 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 .

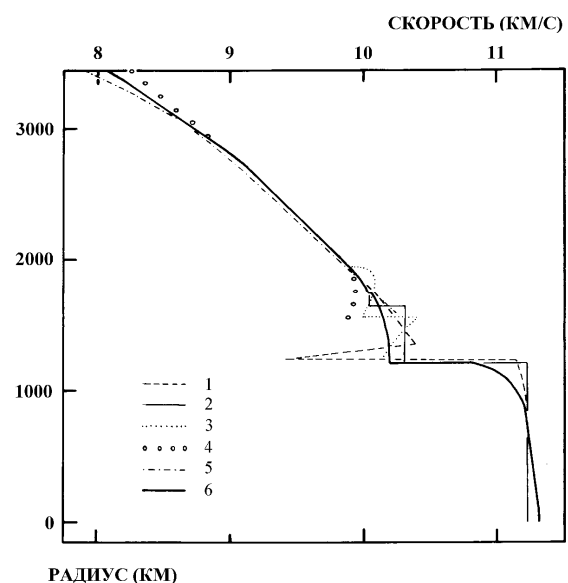


Рис. 1. Распределения скорости продольных волн в ядре по данным различных авторов [Qamar, 1973].

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 $PKP1$, 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 удастся обнаружить постепенное возрастание периодов волн от начала короткопериодного "предвестника" до прихода волны *PKP1*.

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 разработана 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 $90^\circ - 180^\circ$ 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 эпицентральных расстояниях чуть меньшем 180° .

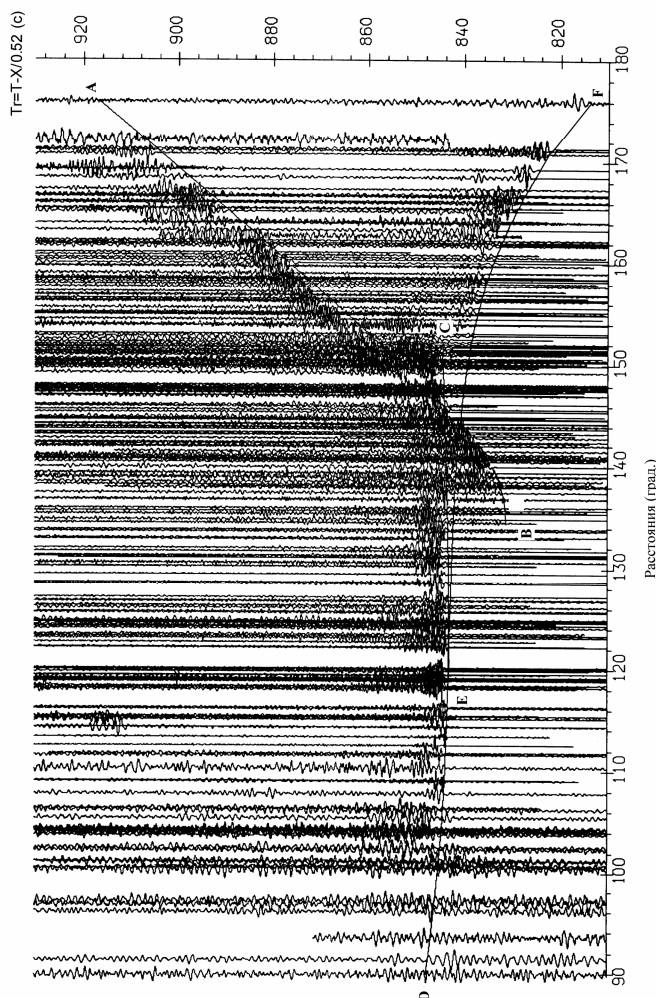


Рис. 2. Монтаж сейсмограмм и теоретические годографы для новой скоростной модели.

Начиная с глубины 4600 км, градиент скорости еще больше увеличивается, что обеспечивает значительную кривизну годографа в интервале эпицентральных расстояний $145^\circ - 134^\circ$. 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 $134^\circ - 154^\circ$.

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 $145^\circ - 134^\circ$. 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 $134^\circ - 154^\circ$. 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 уменьшится, 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.

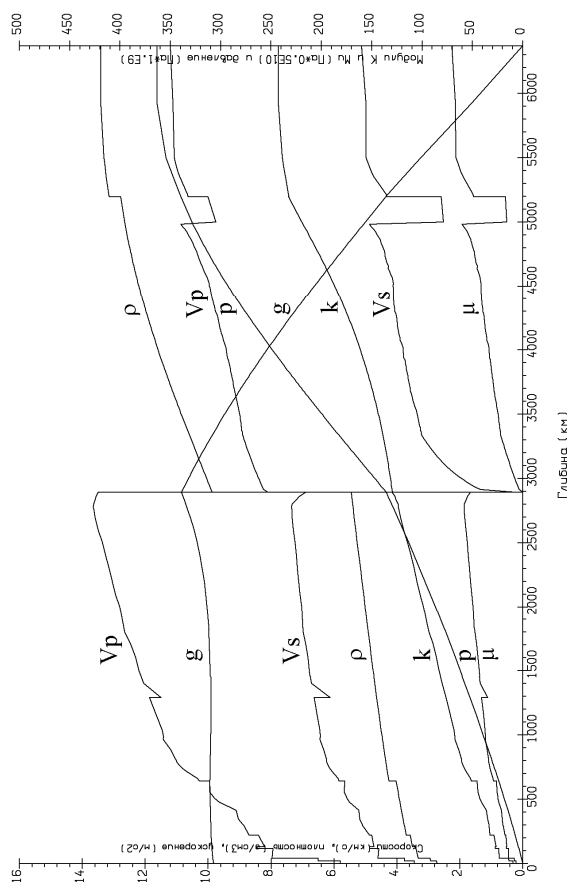


Рис. 3. Распределение упругих параметров в Земле

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]

$$\frac{\Delta V}{V_0} = \frac{V - V_0}{V_0} = -ap + bp^2, \text{ где } V = \frac{1}{r} -$$

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 :

$$\Phi(z) = v_P^2 - \frac{4}{3}v_S^2 = \frac{k_S}{r},$$

$$v_S = \sqrt{\frac{m}{r}}, \quad m = \frac{3}{4}(rv_P^2 - k_S) \geq 0$$

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 соотношением $h = tm_\infty$, где t – 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.

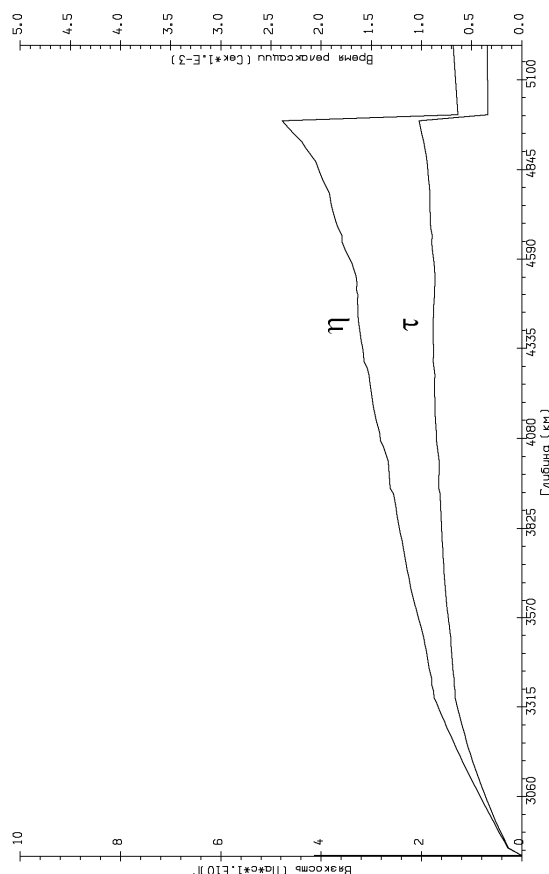


Рис. 4. Распределение значений времени релаксации t и динамической вязкости h в земном ядре.

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 the 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 континентом, 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-Тяньшаньский, Алтае-Монгольский, Тувино-

Монгольский и др.). Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахстанско - 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 направлении 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 континентальные 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 направлении она интенсивно нарушена позднепалеозойскими сдвигами и скрыта под мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом Западно-Сибирского бассейна. В восточном направлении, 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, представляющие собой венд-кембрийские образования задугового бассейна [10]. Граница Казахстанско-Байкальский составного континента с Восточно-Европейским проходит по Главному Уральскому разлому. Палеогеографические особенности позднекарбон-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 континентов. 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-раннекарбонной 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 окраино-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 Казахстанско-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-раннекарбонного и позднекарбонно-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 крупные ороклинальные [1, 13, 14, 19]. Наиболее интенсивные позднекарбовоно – 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. Позднекарбовоно – 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: Наука, 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 позднекарбовоно-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., Скляр 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., Скляр Е.В., Беличенко В.Г. и др. Механизм развития системы островная дуга-задуговой 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 Paleasian 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 growth 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 belt // *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 ΔT_a , 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 км¹. 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 Донбассе²). 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.Маньчская³ 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. Филлин, 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 Днепровско-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, Сушевская 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 мультисистема: 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 (H₂O, CO₂, CO, CH₄, H₂, O₂, H₂S, S₂, SO₂, HF, HCl, N₂), 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 порододоминирующего 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 – H₃WO₄F(aq) в условиях насыщения по вольфраму. 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 $\text{NaHWO}_4(\text{aq})$. При этом растворимость касситерита низка из-за высокой летучести кислорода, которая определяется составом вмещающих гранитов. Среди форм переноса олова преобладает $\text{Sn}(\text{OH})_4(\text{aq})$. Доминирующие формы переноса определяют влияние предложенных факторов на рудоотложение.

В. Расчет охлаждения флюида при флюидодоминирующем режиме. Эта задача представляет собой последовательность состояний, в которых меняется температура от 450 до 250°C с шагом 10°C 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.

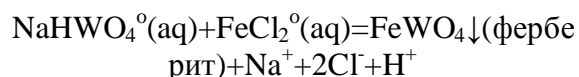
С. Расчет кипения гидротермального флюида. При кипении температура и давление являются зависимыми параметрами. В расчетах температура снижалась с шагом 10°C от 450 до 250°C, давление рассчитывалось по значениям постоянной энтальпии системы $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$. Для кипения важным динамическим 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 охлаждения. 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 рН. Таким образом кипение не может объяснить совместное выпадение касситерита и вольфрамита как на месторождении Иультин, так и Акчатау.

Д. 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.

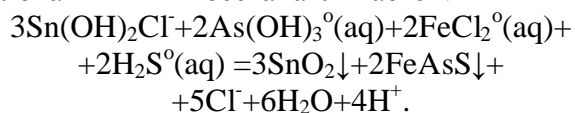
Е. Смещение флюидов. Задача может быть представлена как последовательность изобарно-изотермических состояний системы с условиями, аналогичными модели охлаждения с различными соотношениями двух компонентов: эндогенного и экзогенного растворов. Состав экзогенного раствора получен путем расчета равновесия вмещающих пород с 0.1M NaCl при 250°C 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:



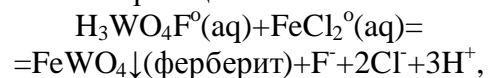
Соотношение железа и марганца в вольфрамите зависит от активности сульфидной серы, поскольку концентрация железа в растворе ограничена растворимостью пирита. При незначительном разбавлении образуется марганцовистый вольфрамит (до 15% ферберитового минала), при более сильном - железистый (70-80% ферберитового минала). Промежуточные вольфрамиты в данной модели не образуются. Это хорошо согласуется с составом вольфрамитов 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°C происходит совместное выпадение вольфрамитов, касситеритов, арсенопиритов. 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:



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 вольфрамитов по реакции:



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., Суцевская 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. Суцевская Т.М., Бычков А.Ю. Физико-химические механизмы отложения касситерита и вольфрамитов 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 ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДУГИ

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.).

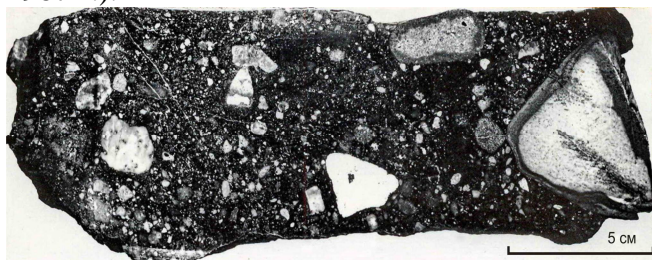


Рис. 1. Типичный диамиктит (пришлифовка).

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 алевроито-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 Core) 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 флюидалной структурой, при скрещенных николях сливающиеся со стекловатой массой матрикса.

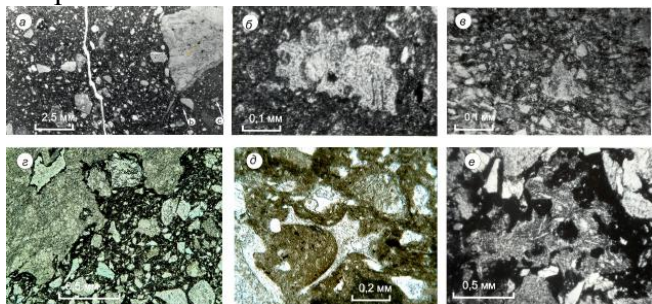


Рис. 2. Реликты пепловой структуры в диамиктитах, без анализатора [2]. Объяснения в тексте.

Наряду с описанными типичными диамиктитами, слагающими мощные неслоистые или неяснослоистые 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-Юрхского 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 подсветах 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 Арmano-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 реликтивными 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-

Юрхского и Балыгчанского 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.

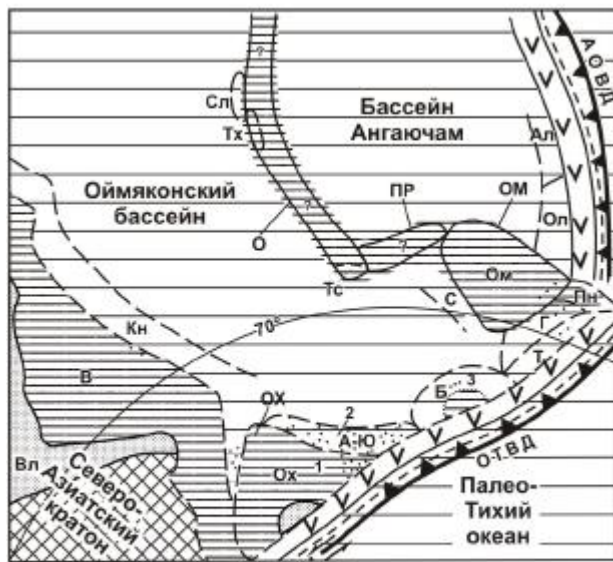


Рис. 3. Географическое распространение диамиктитов. Палеогеографические реконструкции по [3]: 1 – суша, 2 – континентальные бассейны, 3 – мелкое море, 4 – глубокое море, 5 – вулканические активные континентальные окраины, 6 – зоны субдукции и аккреционный клин, 7 – границы террейнов, 8 – границы бассейнов (а) и их частей (б), 9 – предполагаемый трансформный разлом, 10 – палеоширота по (Lawver et al., 2004), 11 – распространение диамиктитов; вулканические дуги: ОТВД – Охотско-Тайгоноская АЛ – Алазейско-Олойская; террейны: ОХ – Охотский, ОМ – Омолонский, ПР – Приколымский, О – Омудевский, осадочные бассейны: Ох – Охотский, Т – Тайгоносский, А – Аян-Юрхский, Б – Балыгчанский, Ал – Алазейский, Ол – Олойский, Пн – Пенжинский, Г – Гижигинский, С – Сугойский, Тс – Тасканский, Сл – Селенняхский, Тх – Тас-Хаяхтахский, Вл – Вилуйский, 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-Юрхского бассейна представляется малоубедительной, прежде всего в связи с отсутствием остатков вулканических аппаратов, региональным распространением

диамиктитов, закартированных на площади свыше нескольких тыс. км², и неясностью геодинамической природы проявлений такого внутрибассейнового 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-Юрхского 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-Юрхского антиклинория (Северо-Восток России) по данным трехкомпонентного (SiO₂, K₂O, Na₂O) 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. Верхнепалеозойские 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 |
| Вержицкий В.Е., Соколов С.Д., Лобковский Л.И., Тучкова М.И., Банников Г.А. ТЕКТНИКА 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: СВИДЕТЕЛЬСТВО АМЕЗОЗОЙСКОЙ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ В СЕВЕРОВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА | 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 ТЕКТНИКА – РОТОНИКА | 341 |
| Викулин А.В., Семенец Н.В. ГЕОДИНАМИКА И СОЦИУМ | 346 |
| Виноградов А.М. УРАЛЬСКОЕ СОПРЯЖЕНИЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛИТЫ И ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ТЕКТНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АСПЕКТ) | 352 |
| Владимиров А.Г., Владимирова 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 КОРАЗЕМЛИ – ЭВОЛЮЦИЯ ОТ ХАДЕЯ ДО ПРОТЕРОЗОЯ | 362 |
| Водовозов В.Ю., Диденко А.Н., Песков А.Ю. ТРАЕКТОРИЯ КАЖУЩЕЙСЯ МИГРАЦИИ ПОЛЮСА СИБИРСКОГО КРАТОНА ДЛЯ КОНЦА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ – НА ЧАЛА МЕЗОПРОТЕРОЗОЯ | 367 |
| Воинова О.А., Астафьев Б.Ю., Воинов А.С. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННЫХ ЗОН ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА | 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-Брятинской. 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-Брятинская аномалия (КбрА) выявлена по магнитотеллурическим

(МТ) зондированиям южнее Геофизической базы МГУ в зоне Брятинской 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.

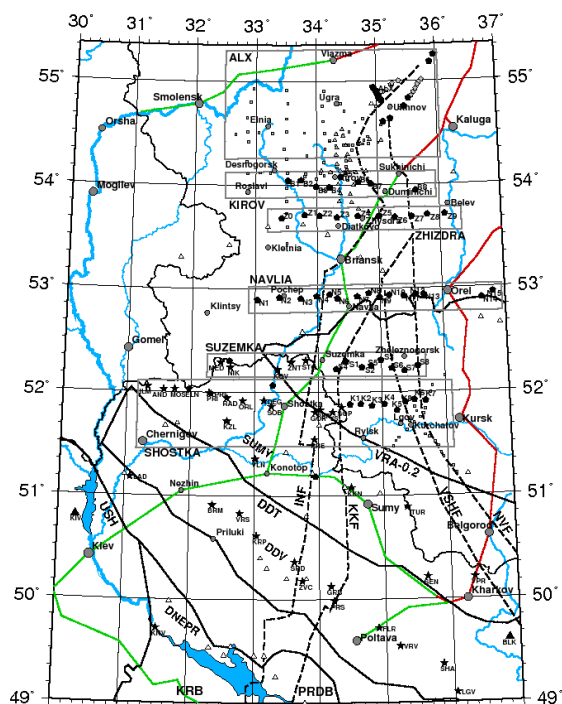


Рис. 1. Зондирования проекта KIROVOGRAD: треугольники, квадраты и пятиугольники-звездочки – пункты МВ, МТ и синхронных МТ/МВ наблюдений; соответственно зеленые линии – ж/д на переменном токе, красные – на постоянном, DDT – ДДВ; USH – УЩ, KRB и PRDB – мегаблоки УЩ; VRA-0.2

– 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. Импедансные данные на профилях СУЗЕМКА и ШОСТКА указывают на повышенную электропроводность всей зоны между КрвА и КурА (рис. 3).

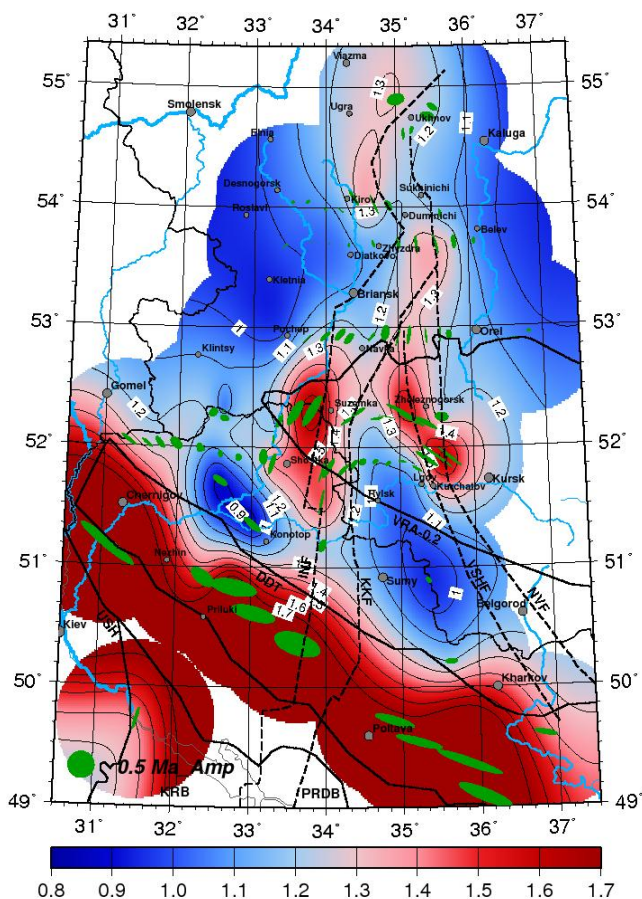


Рис. 2. Эллипсы (повернутые на 90°) экстремальных и карта максимальных амплитуд горизонтального МВ отклика (отн. п. N1 на западе профиля НАВЛЯ в окрестности Почепа) для периода 400 с.

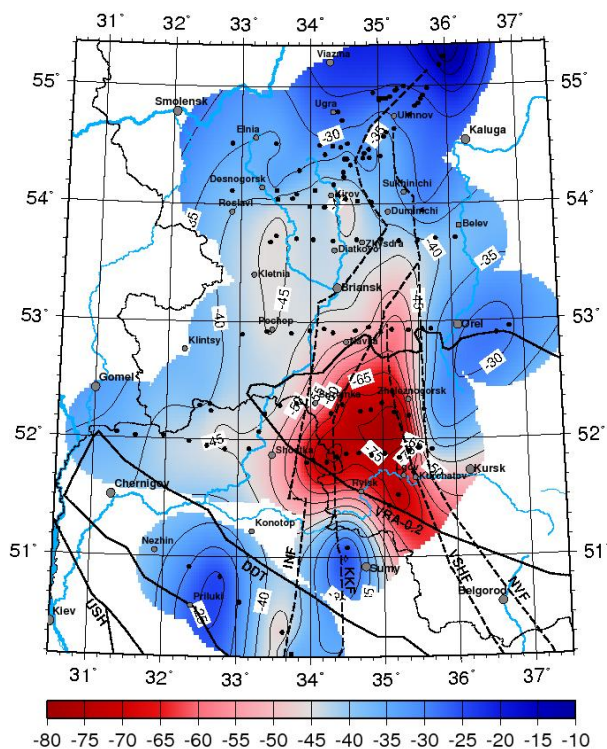


Рис. 3. Карта фазы эффективного импеданса для периода 400 с.

Влияние осадочного чехла, весьма мало-мощного 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.

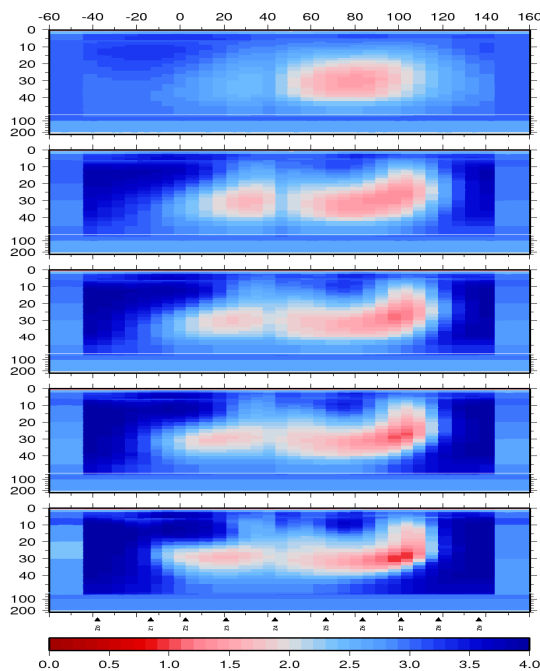


Рис. 4. Сходимость 8-компонентной 2D инверсии на профиле ЖИЗДРА, сверху вниз: разрезы электрического сопротивления для итераций 14, 27, 35, 42 и 53 (Ом·м, lg-шкала, горизонтальные координаты увеличиваются от меридиана 34° в.д. на восток).

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.

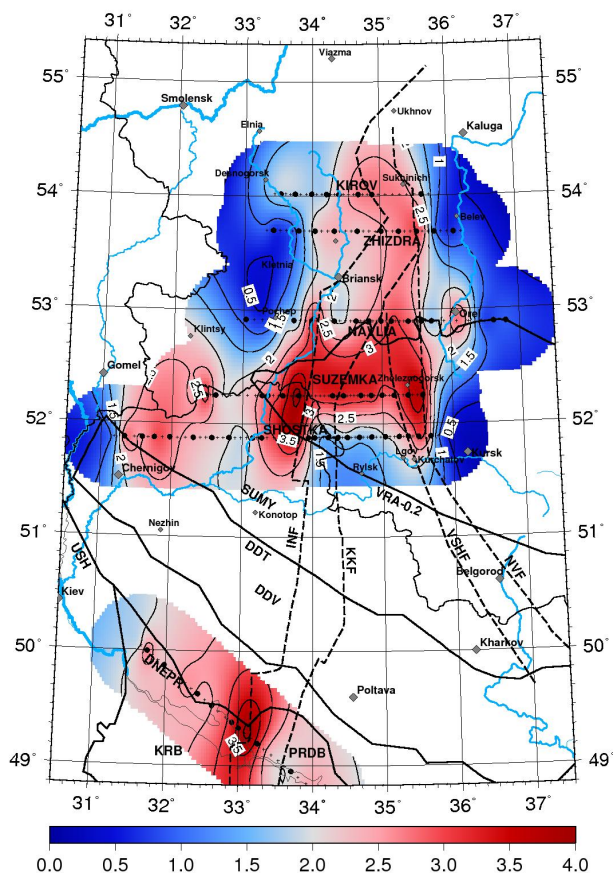


Рис. 5. Карта коровой продольной проводимости (См, lg-шкала) на глубинах 15-50 км по результатам совместной 2D инверсии МТ/МВ данных.

Трехмерная инверсия данных

При наличии значительных 3D искажений МТ/МВ 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 (плёночной) 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 электро-

проводности 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.

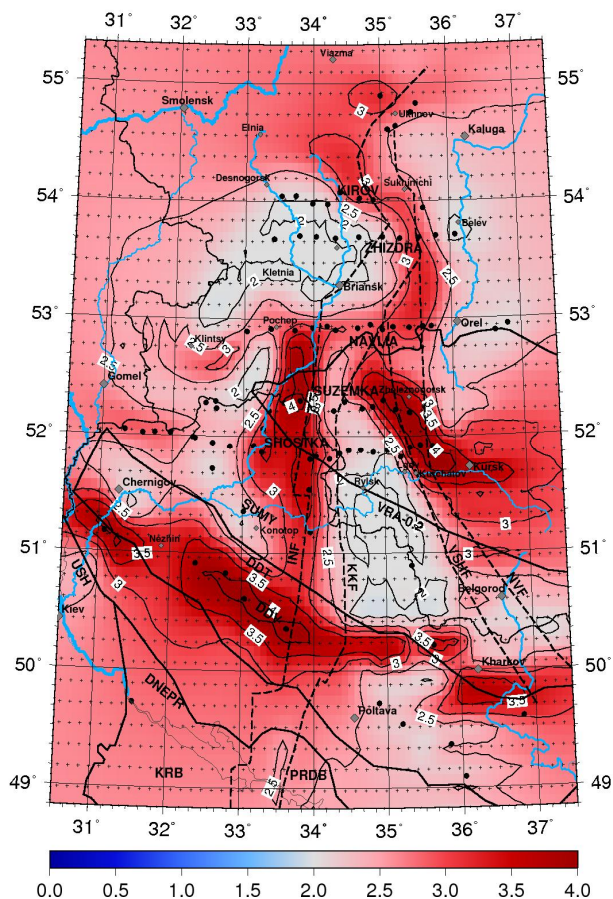


Рис. 6. Карта суммарной продольной проводимости осадков и земной коры (См, lg-шкала) по результатам квази-3D инверсии горизонтальных МВ откликов

Заключение

Синхронные МТ/МВ зондирования проекта KIROVOGRAD позволили выполнить надежные геоэлектрические построения на западном склоне Воронежской антеклизы в пределах всей мощности земной коры вопреки существенным промышленным ЭМ помехам и показали перспективность применения данной технологии в промышленных 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 простираения 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 при-бортовой 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 прогностическим программам 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. Lett.* 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*. М: IPE RAS. 2010. С. 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 АВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА (АРКТИЧЕСКАЯ ЯКУТИЯ)

Васильев Д.А.^а, Прокопьев А.В.^а

^а *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 моноклиальном наклоне пород. Это позволяет предполагать деформационное событие на этом возрастном рубеже, связанное, вероятно, с локальным растяжением в среднетриасовое время.

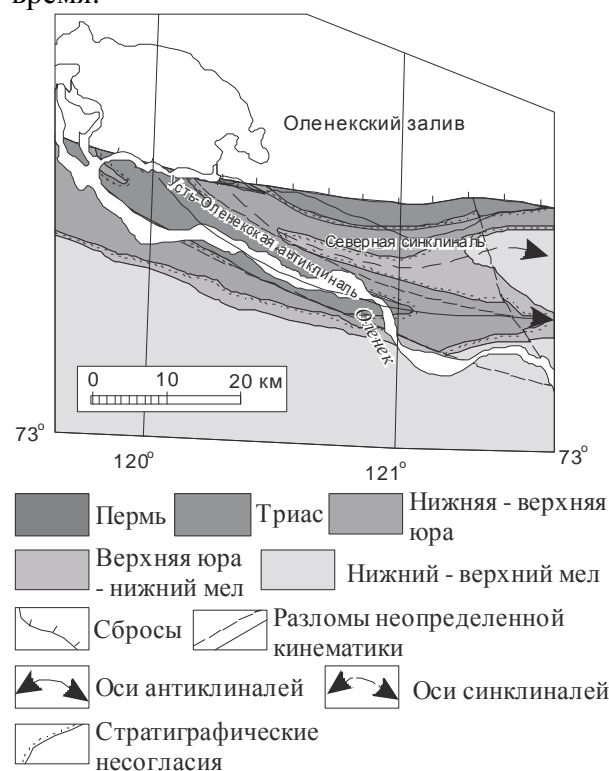


Рис. 1. Структурная карта Усть-Оленекской системы складок.

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.

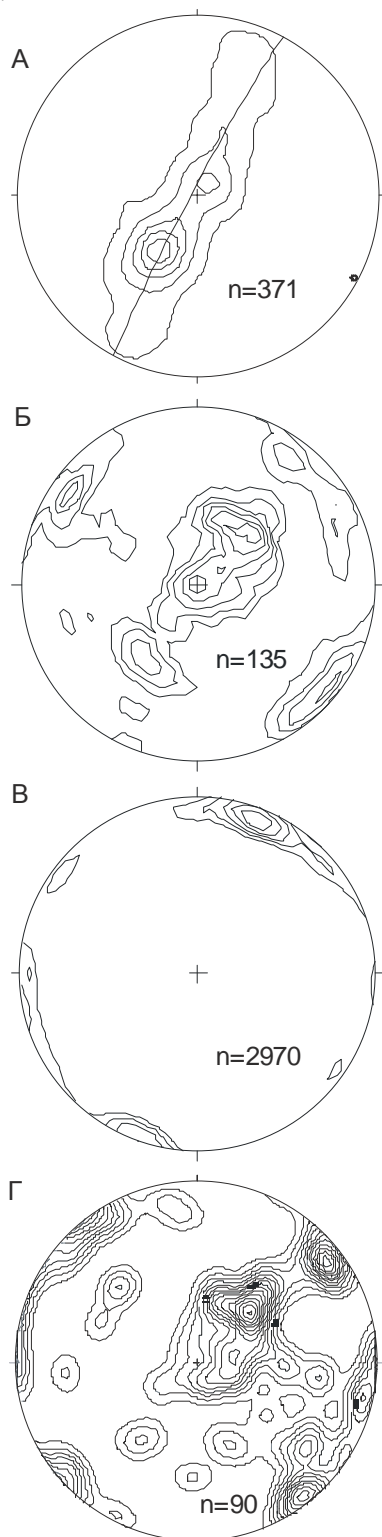


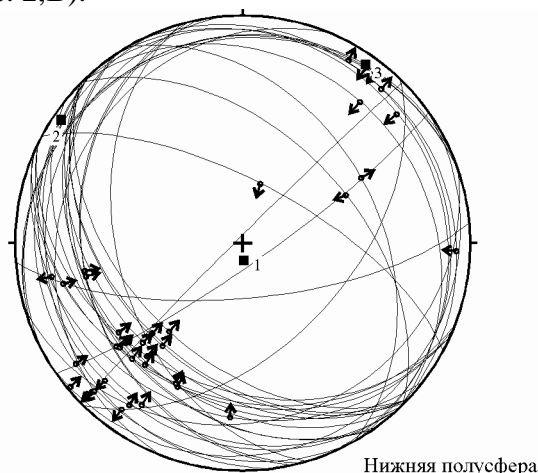
Рис. 2. Стереограммы полюсов: слоистости (А), разломов (Б), тектонической трещиноватости (В) и кварцевых жил (Г).

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 $30\text{--}35^\circ$, а на северном крыле достигают $50\text{--}60^\circ$. 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 $15\text{--}20$ 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 $70\text{--}80^\circ$ (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 висящего крыла

Связанные оси Bingham

| | Рассчитанные значения | Рассчитанные вектора (Т и Р) |
|-------------------|-----------------------|------------------------------|
| Ось растяжения | (1) 0.2070 | 176.1° 84.1° |
| Промежуточная ось | (2) 0.0168 | 304.3° 3.7° |
| Ось сжатия | (3) -0.2238 | 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 $\sim 45^\circ$ 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 Р (сжатие) и Т (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.

4. Marrett R, Allmendinger R. Kinematic analysis of fault-slip data // Journal of Structural

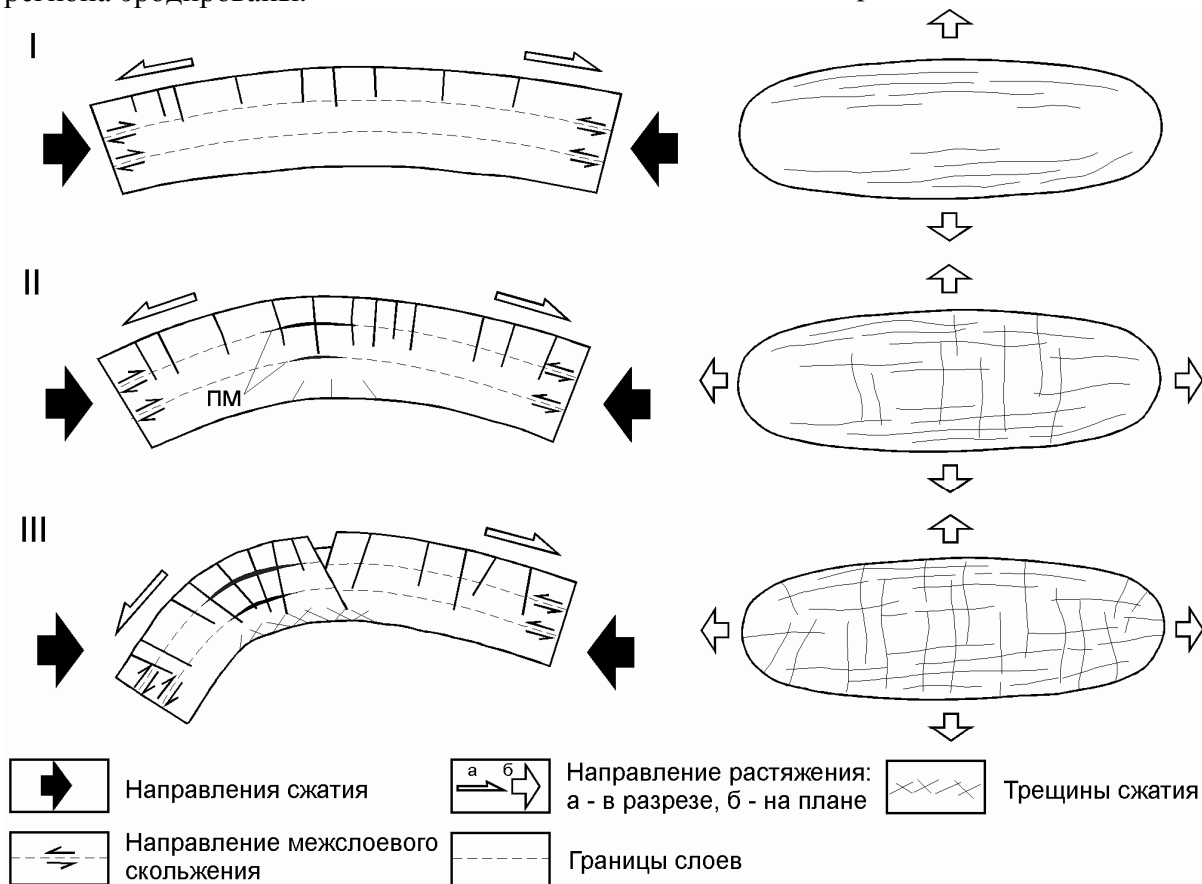


Рис. 4. Схема формирования Усть-Оленекской антиклинали.

Geology. 1990. V. 12. P. 973–986.

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.

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 (vlady@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 $\pm 1.6-3.1$ 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 ВНИИГ геофизикой 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 якорю, 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.

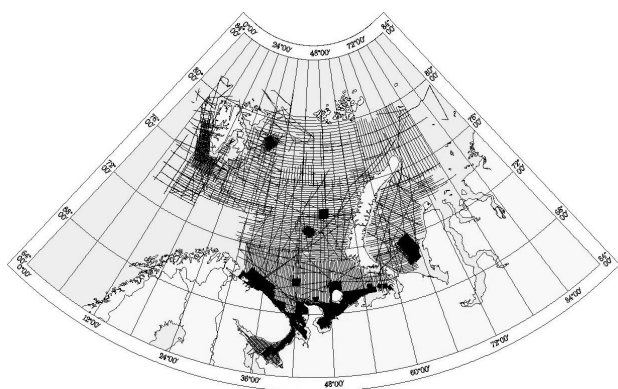


Рис. 1. Надводные гравиметрические работы МАГЭ на Баренцево-Карском шельфе.

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 Госгеолкарты1000/3 // «Разведка и охрана недр», Москва, 2007, № 9. С.64-69.
4. Васильев В.В., Французов И.Я. Техно-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 моноклираль, Печоро-Колвинский авлакоген, Хорейверская впадина, Варандей-Адзвинская 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 «подвижных» по средним морфологическим параметрам локальных структур, таким как площадь, амплитуда, коэффициент удлинения, и др. (табл.1).

Таблица 1 Распределение антиклинальных структур по размерам.

| Показатели (Территория ТП НГБ) | «Стабильные» мегаблоки | | «Подвижные» мегаблоки | |
|--------------------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|-----------------------|
| | «Стабильные» мегаблоки | «Подвижные» мегаблоки | «Стабильные» мегаблоки | «Подвижные» мегаблоки |
| Площадь, км ² | <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 | |
| Простиране | 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 удлинённых структур, часто осложнённых разломами. Это позволяет сделать вывод, что зоны различной тектонической активности отличаются определённым характером осложняющих их структур.

Самый крупный тектонический элемент Ижма-Печорская синеклиза, отличается тем, что осложняющие её структуры II порядка являются сравнительно 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 моноклиной, наклоненной к северу-западу и осложнённой рядом структур второго порядка. По поверхности фундамента Хорейверской впадине соответствует погребённый Бользеземельский свод, длительное время развивающийся как конседиментационная положительная структура. В НГО по степени удлинения, определяемого отношением длины структуры к её ширине, преобладают изометричные и удлинённые 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, осложнённые 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 счёт 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 осложнённых 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, разделённых 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 удлинённые формы, которые осложнены разломами. Здесь наблюдается связь морфологии крупных и осложняющих их более мелких структур, за исключением нескольких локальных структур (Кымбожьёвская, Неченская, Берганты-Мыльская, и др.) Косью-Роговского прогиба, расположенных вкrest общего простирания этой зоны.

Распределение по типам структур показывает, что подавляющее большинство месторождений сконцентрировано в антиклинальных структурах ненарушенного строения и структурах, осложнённых 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-Адзвинская | 93 | 7 |
| Северо-Предуральская | 95 | 5 |

Антиклинальные типы залежей преобладают в НГО (НГР) с более «подвижным» фундаментом, таких как Тиманская, Печора-Колвинская, Варандей-Адзвинская, 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 |
|------------|-----------|------------|-------------|-----------|
| OI | 10 | 4.5 | 0 | 0.5 |
| PI | 0 | 0 | 1.95 | 0 |
| Orx | 5 | 2.5 | 0.01 | 9 |
| Srx | 8 | 2 | 0.02 | 10 |

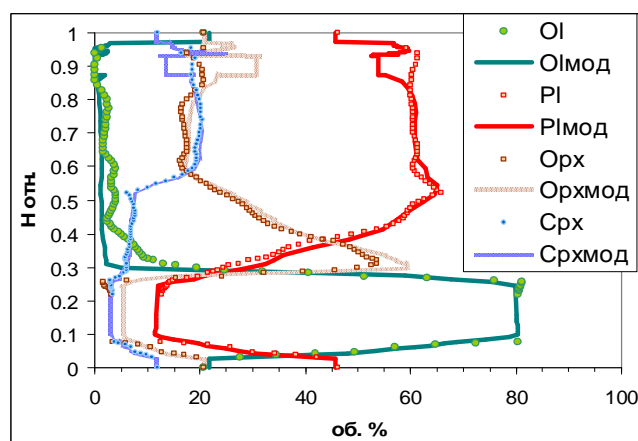


Рис. 1. Модельные и реальные распределения породообразующих минералов в разрезе массива.

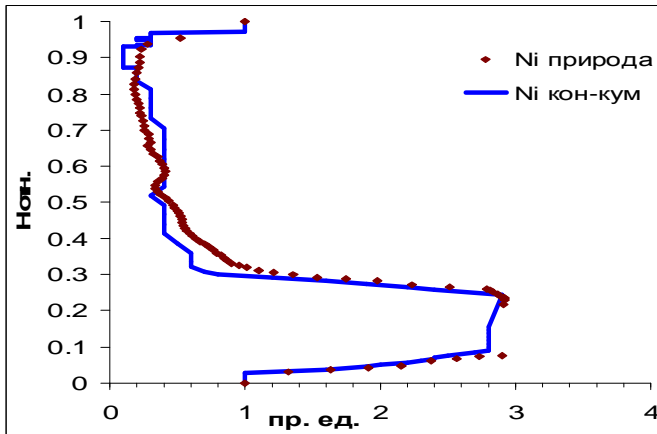


Рис.2. Согласование модельных (КОМАГМАТ) и реальных распределений Ni в разрезе массива.

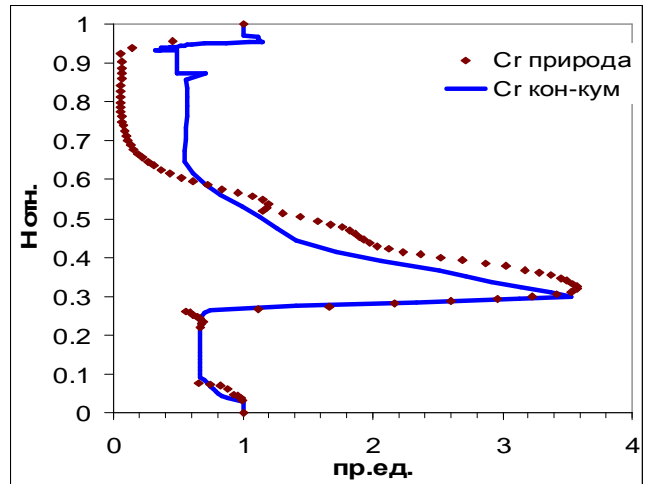


Рис.5. Согласование модельных (КОМАГМАТ) и реальных распределений Sr в разрезе массива.

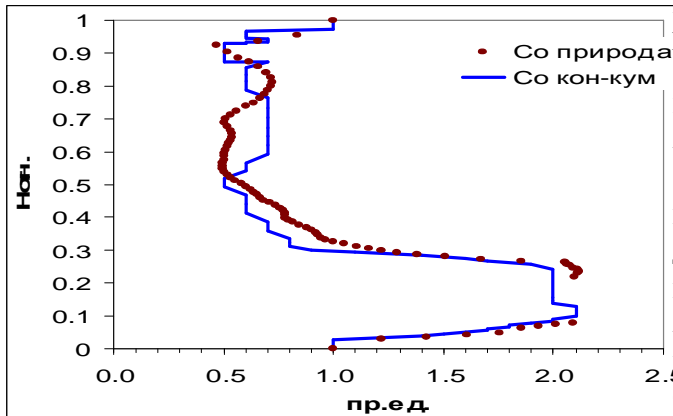


Рис.3. Согласование модельных (КОМАГМАТ) и реальных распределений Co в разрезе массива.

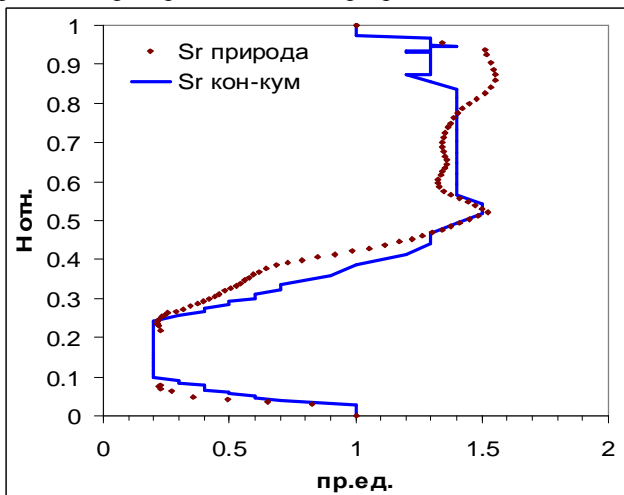


Рис.4. Согласование модельных (КОМАГМАТ) и реальных распределений Sr в разрезе массива.

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.

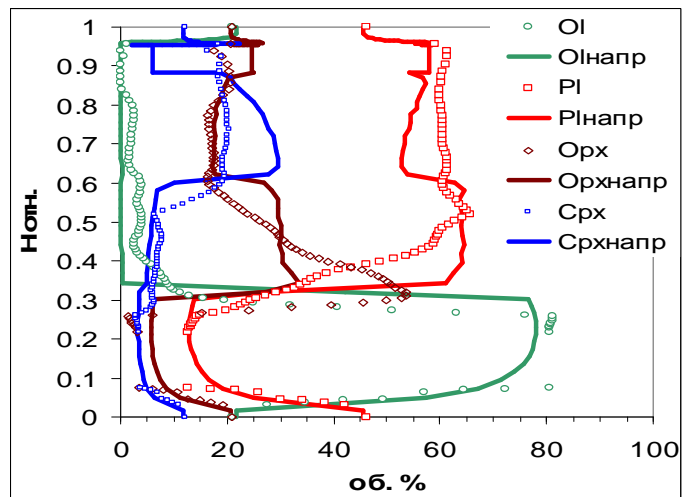


Рис. 6. Распределение породообразующих минералов по механизму направленной кристаллизации

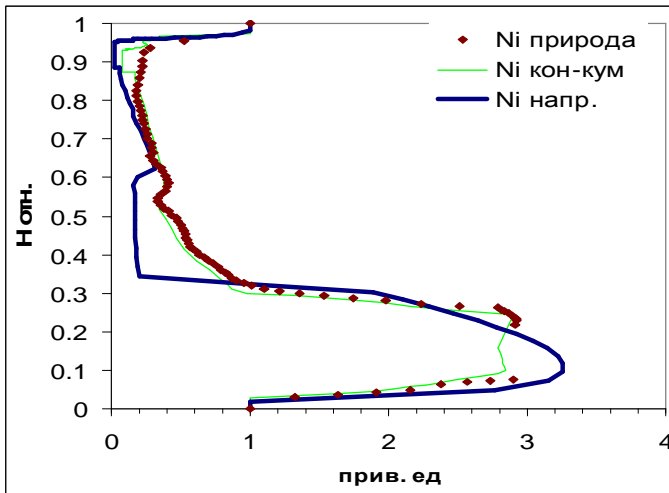


Рис.7. Распределения Ni по механизмам фрак - ционной и конвекционно-кумуляционной моделей

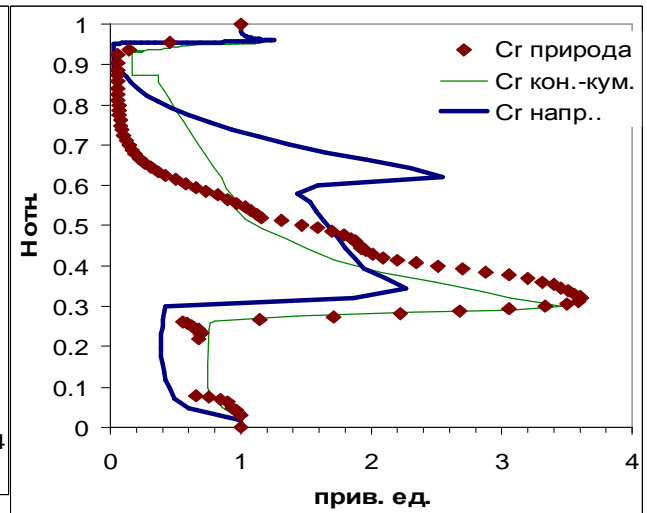


Рис.10. Распределения Sr по механизмам фрак - ционной и конвекционно-кумуляционной моделей

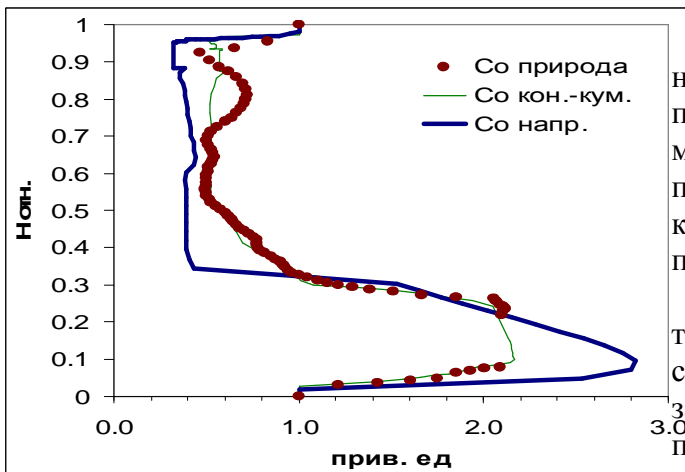


Рис.8. . Распределения Co по механизмам фрак - ционной и конвекционно-кумуляционной моделей

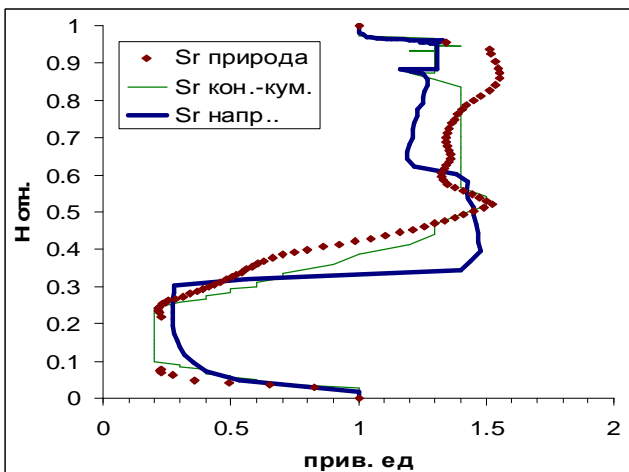


Рис.9. Распределения Sr по механизмам фрак - ционной и конвекционно-кумуляционной моделей

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 Баренцево-морского 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-Баренцево-морского мегапрогиба, сформированного на гетерогенном основании (гренвильская(?), байкальская(?) эпохи) [1].

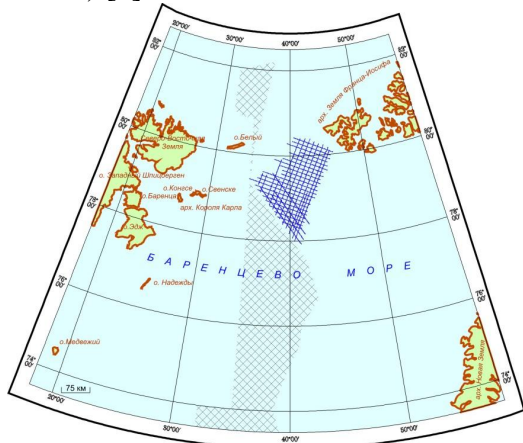


Рис. 1 Обзорная схема площади исследований

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 – Ширшова 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).

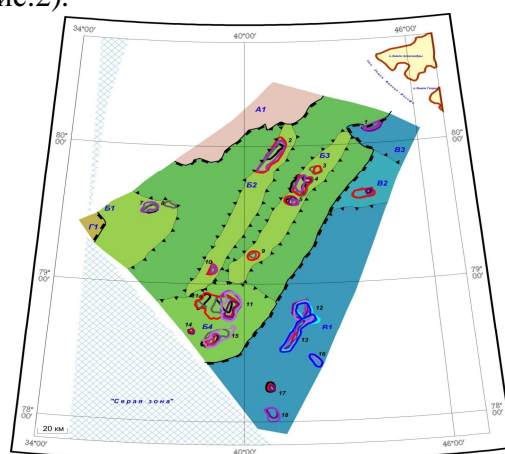


Рис. 2 Схема тектонического районирования

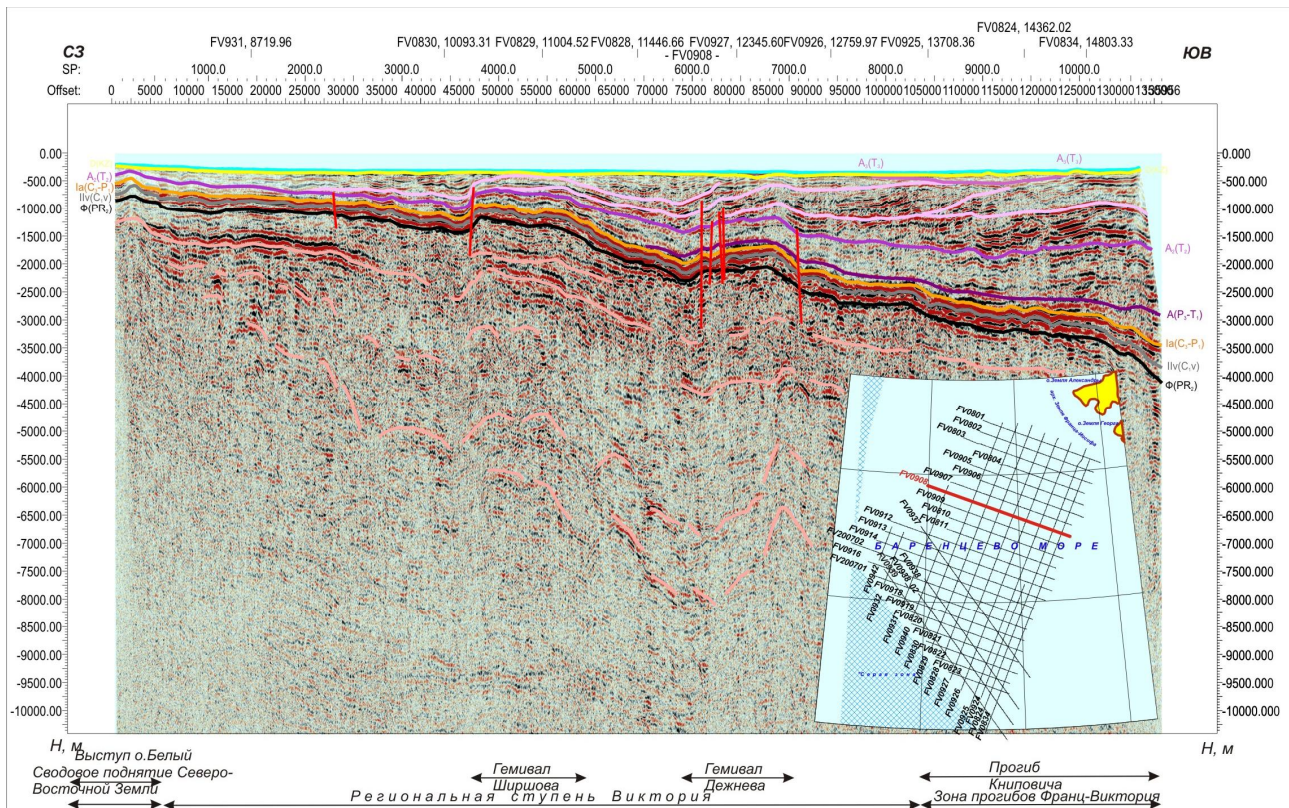


Рис. 3 Фрагмент глубинного разреза по профилю FV0908.

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 Атомфелла). По материалам комплексной интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных кровля кристаллического $AR-PR_1$ фундамента предполагается на глубинах от 10 до 14 км.

Осадочный чехол, в целом, характеризуется проявлением значительного количества тектонических нарушений. При этом палеозойская и ниже-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* – *Шириова* и *Дежнева*. Гемивалы простираются в северо-восточном направлении, при этом *гемивал Шириова* 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 Шириова* 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 *поднятия Воронина* с линейными размерами приблизительно 30x50 км (рис.2). В структурных планах ОГ осадочного чехла *поднятия Воронина*, аналогично *гемивалам Шириова* 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 простираения 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 65x42÷56 км.

На ю-з окончаниях нескольких профилей, ориентированных с северо-востока на юго-запад закартирован фрагмент прогиба, выполненного коррелятивными, синхронными формированиями каледонид (Є-D₂?) 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 (лежащем 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. Простираение 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 моноклиалью, которая осложнена поднятием и структурным носом. По-видимому, подобная «невызразительность» обусловлена моноклиальным 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, ϵ - 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. Погребницкий*. – 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 обеих сторон сбросами листрического типа, этот грабен-рифт получил название Ушаковско-Урванцевского по имени первых исследователей ближайшей островной суши (рис.1; литерами на карте обозначены А - Балтия; В — Свальбардский терреин; С - Новоземельский терреин; D - Таймыро-Североземельский терреин; E — Сибирский

кратон; F - Центрально-Баренцевский терреин; G - Баренцево-Северокарский мегапрогиб; H- Западно-Сибирская плита; I - Ушаковско-Урванцевский грабен-рифт, J - Коротаихо-Байдарацкий мегапрогиб).

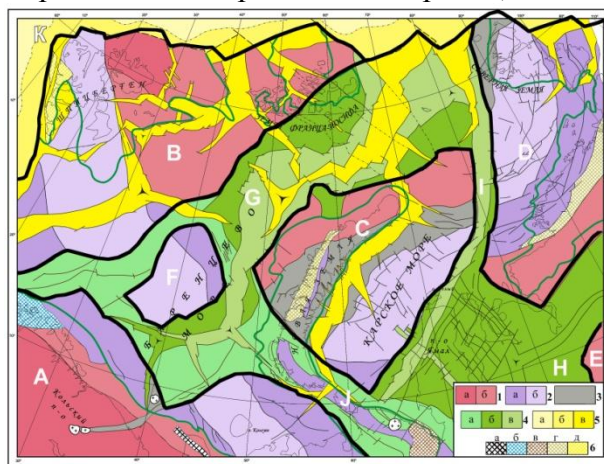


Рис. 1. Тектоническая карта Баренцево-Карского региона. Структурно-вещественные комплексы 1 – рЄ: а - на поверхности, б - под чехлом; 2 — R₃-V-Є: а - склоновые, б – абиссали; 3-5 - рифтогенных прогибов: 3 – Pz₂; 4 – Pz₃-J: а - Pz₃, б – P₂-T, в – T-J; 5 – K₂-Kz: а - абиссали, б - склоновые, в - неотектонические б - зоны коллизии и шиаринга: а – R/Є, б – Pz₁/Pz₂, в – Pz₃, г – J/K₁, д – K₂/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].

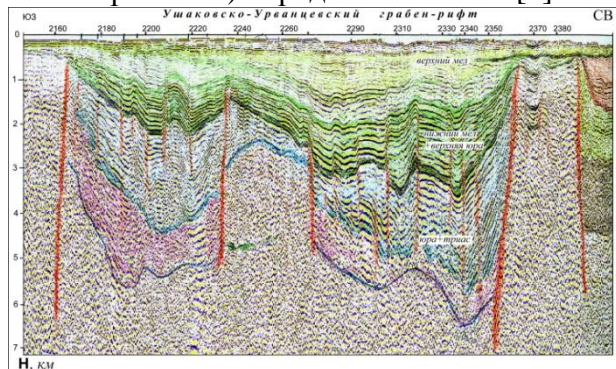


Рис. 2. Ушаковско-Урванцевский грабен-рифт в сечении профилем 3-АР

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. Погребницкий

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 регмагненных структур Обско-Баренцевого 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 позднекимерийских 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 позднюрских баженигов, сопоставимых на всем пространстве Обско-Баренцевого

мегабассейна, что было отмечено И.С. Грамбергом и З.З. Ронкиной [5].

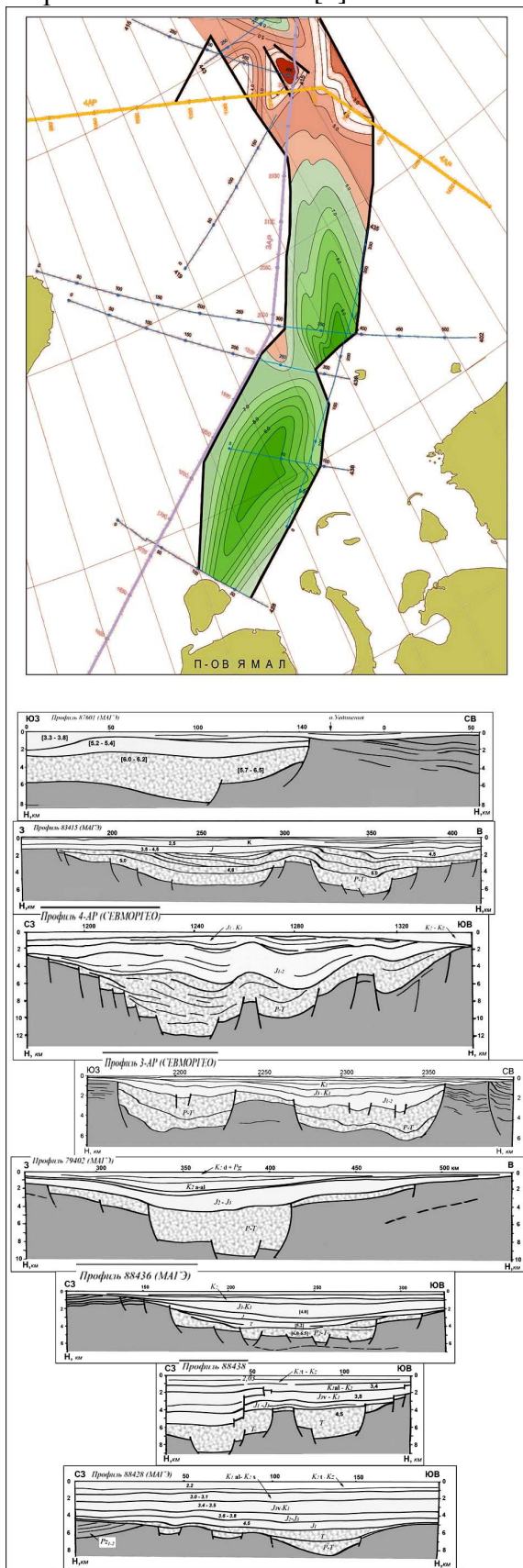


Рис. 3. Разрезы Ушаковско-Урванцевского грабен-рифта по результатам работ МАГЭ и СМНГ прошлых лет.

Кроме того, в свете выделения Ушаковско-Урванцевского 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 мегасейна

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. Батулин 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.: ХИМИЗДА Т, 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 ВИНТИ, № 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. Погребницкий 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 ГЛУБОКОВОДНОГО ЖЕЛОБА (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 формирование 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

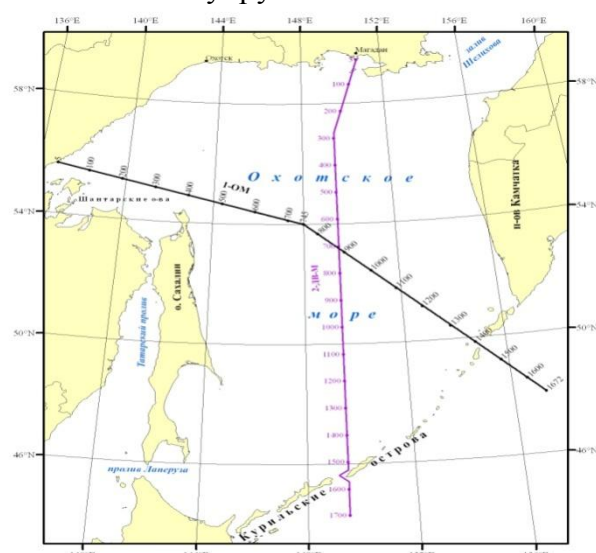


Рис. 1. Схема расположения опорного профиля 1-ОМ в Охотском море

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).

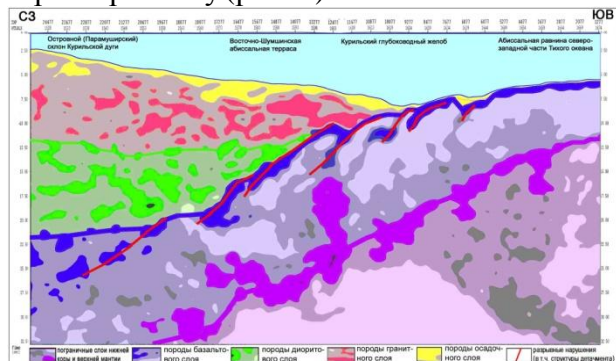


Рис. 2. Глубинный разрез Курильской островной дуги по профилю 1-ОМ

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, расчленённую 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 лирическим сбросам.

Уклоны морского дна в верхней части склона (выше Восточно-Шумшинской террасы) колеблются в пределах $4^{\circ} \div 4^{\circ} 50'$, и соответствуют предельным (в субаквальных условиях) углам естественного откоса для терригенных пород псаммитовой размерности. Ниже по склону они возрастают до $10^{\circ} 10'$, 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 $2^{\circ} 45'$ до $1^{\circ} 30'$, а на непротяженных участках повышаются до

$12^{\circ} \div 14^{\circ}$. 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 $\sim 260 \div 280$ м. Он также асимметричен, но северо-западный борт здесь более крутой, чем юго-восточный (соответственно $30^{\circ} \div 35^{\circ}$ и $14^{\circ} \div 15^{\circ}$). 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 $\sim 0,040 \div 0,045$, 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 $\sim 50 \div 70$ 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 $3\div 3,5$ км, в пределах террасы сокращается до $1,0\div 1,5$ км, а в нижней части склона колеблется в пределах $2,2\div 2,5$ 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 коррелируются с разрезом скв. 192 проекта DSDP, расположенной на своде возвышенности Обручева в 225 км от оси Курильского желоба.

Верхняя пачка мощностью около $130\div 140$ 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 $60\div 90$ 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 грабен 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 $40\div 45$ мм/1000 лет [1].

Основание осадочного разреза слагает пачка отложений, менее выдержанная по простирацию, 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, пересекающих 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., Кислинг 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

^аИнститут океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, Россия (torsekl@mail.ru)

^бТи Джи Эс Нопек Геофизическая компания Москва, Москва, Россия

^вГеологический 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, толщиной 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).

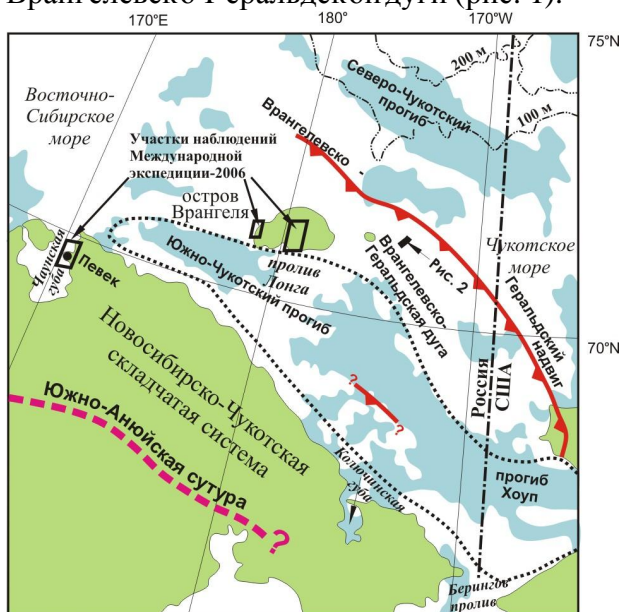


Рисунок 1. Основные структурные элементы Чукотского моря. Составлена с использованием [1, 4, 7, 10, и др.], с изменениями и дополнениями. Синяя заливка на акватории соответствует генерализованным отрицательным гравитационным аномалиям в свободном воздухе из [7].

Остров Врангеля, Северная Чукотка и разделяющая их акватория Чукотского моря принадлежат к Новосибирско-Чукотской покровно-складчатой системе поздних

мезозоид, возникшей в поздней юрнеокоме в результате закрытия Южно-Аннуйского 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 внутриалябским (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).

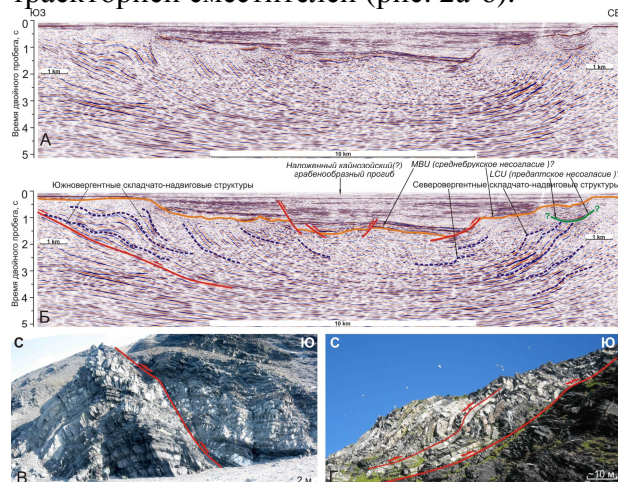


Рисунок 2. Структурный стиль Врангелевско-Геральдской дуги (поднятия): сейсмический профиль (А) и его интерпретированный вариант (Б) в сопоставлении с примерами складчато-надвиговых деформаций триасовых турбидитов на западном побережье острова Врангеля северной (В) и южной (Г) вергентности (фото В.Е.Вержбицкого, С.Д.Соколова, М.И.Тучковой), по [24]. Оранжевая линия 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, южновергентные 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 преапатской 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 позднеиммерийскую 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 лежащем 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 синколизационные осадки в преапатское 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 трансезионной 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 палеоэоценового термального максимума (РЕТМ, ~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, рассмотренный 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 синколлизонные 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., Шипельевич 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. *Шутилов 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 Adjacent 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., Стрикленд А., Миллер Э.Л., Торо Дж.* О возрасте гранитных интрузий Анойско-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 Ag/Ag 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 “Индибирский 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 (ТАСТ) // 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. *Мальшев 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. *Vujac 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, 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; Khaïn 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

палеорекопструкций, 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, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), 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 очистке до температуры 630°C, 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.

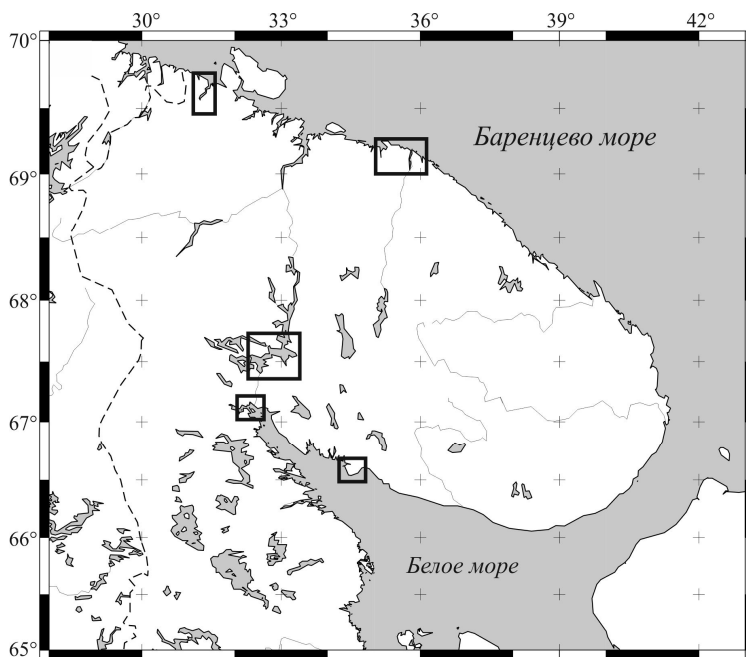


Рис. 1. Расположение исследованных даек и интрузивных комплексов

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) локализируются в разных областях стереограммы и могут быть рассмотрены в составе двух групп векторов.

Группа P_z 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 P_z 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 P_z , находится в непосредственной близости к среднедевонскому отрезку кривой КМП Восточно-Европейской платформы [15] (табл. 1, рис. 3), что позволяет оценить возраст компонент группы P_z как девонский. Доводами в пользу первичности компоненты намагниченности группы P_z являются их антиподальность и отличие рассчитанного палеомагнитного полюса от более ранних полюсов Восточно-Европейской платформы. Выполнение теста контакта оценки возраста компонент намагниченности группы P_z невозможно

из-за крайне шумного палеомагнитного сигнала в образцах вмещающих пород

фундамента.

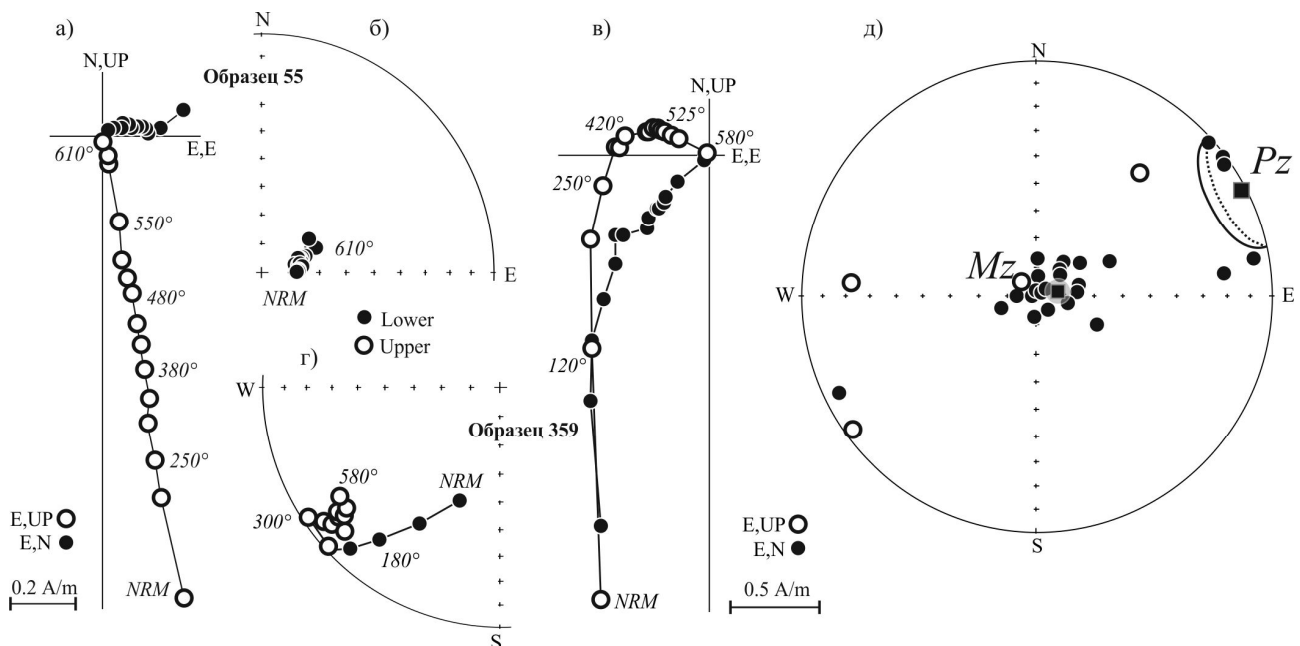


Рис. 2. Типичные диаграммы Зийдervельда и стереограммы для образцов, в которых выделяется компонента M_z (а, б) или P_z (в, г); д) распределение компонент намагниченности P_z и M_z в изученных дайках и их средние направления с кругами доверия. Залитые кружки на диаграммах Зийдervельда (стереограммах) обозначают проекции векторов на горизонтальную плоскость (нижнюю полусферу), незакрашенные кружки – проекции векторов на вертикальную плоскость (верхнюю полусферу).

Компонента намагниченности, векторы которой образуют группу M_z , 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 P_z), 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 M_z . Рассчитанный на уровне сайтов палеомагнитный полюс, отвечающий среднему направлению компоненты M_z (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 Кольского полуострова

| Комп. | N/S | D | I | K | α_{95} | Φ | Λ | ϕ_m | dp/dm |
|-------|--------|------|------|----|---------------|--------|-----------|----------|-------|
| P_z | 76/9 | 63.3 | 2.5 | 12 | 15.7 | 10.9 | 147.6 | 1 | 8/16 |
| M_z | 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 полюсов 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.

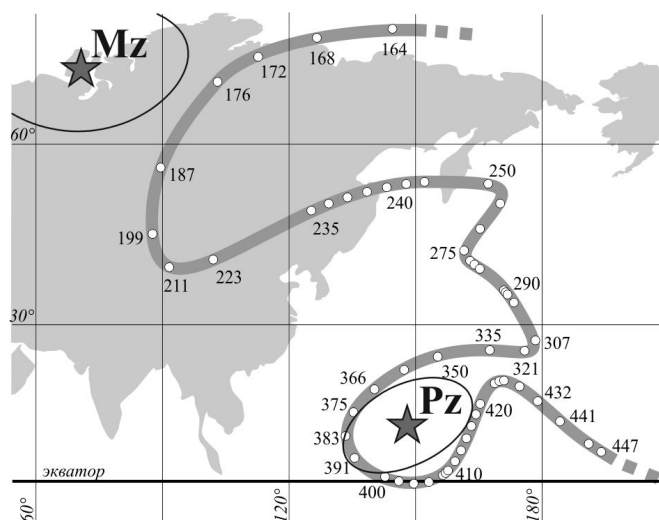


Рис. 3. Положение палеомагнитных полюсов компонент Pz и Mz относительно участка кривой КМП Восточно-Европейской платформы [15].

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 M_z . Многочисленные изотопные датировки кольских даек и иных объектов Кольского полуострова, выполненные по слюдам и амфиболам с помощью наиболее чувствительного к термическому воздействию $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода [1], не обнаруживают признаков нарушения этой изотопной системы постпалеозойскими процессами, температура которых, учитывая температуру закрытия К-Аг системы [9], не превышала 300-350°C. 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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 тектономагматической 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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 неогархей 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), облегающие 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 верхнекоревой 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» – правильное 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 сдвиганием 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 поддвижением 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 подкорковых 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 поддвижении Скифской плиты под Большой Кавказ [5]. В последующем, после получения дополнительных 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 Аграхан-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 ХLI Тектонического совещания. 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. *Дотдугев 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.* Аграхан-Тбилиско-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.: GEOS. 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 Беньюфа 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-Mediterranean 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 геодинимические 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 геодинимические 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 геодинимические 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 геодинимики [4] – *ротоники*.

К возможности и необходимости описания геодинимических 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 сеймотектоники, 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 пульсационной 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 сеймотектонического (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 предъясняет 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 геодинимического процесса [3, 4, 6] и обосновано ее применение к задачам мезомеханики [7, 8]. Дальнейшее действие геоблоков в такой модели осуществляется посредством принципиально нового типа возмущений – 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 движение геосреды, по сути, является движением 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 геодинимических ротационных волн связать не с взаимодействием блоков, плит и структур между собой, а в соответствии с общей теорией 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 геодинимических явлений [4, 8]. Термодинамика ротационного взаимодействия блоков между собой достаточно полно разработана С.В. Симоненко [28, с. 225-252].

Большое количество геодинимических явлений, которые удастся 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» геодинимического образования: геофизического блока, тектонической плиты и/или геологической структуры [3, 4].

Аналогичная, по сути, ситуация имела место в физике в середине 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 геодинимики 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. Гарагаи 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 «высыхивали» 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»: $T_{max} = 13 \text{ лет} < \bar{T}_{BCE} + 3s_{BCE} \approx 15 \text{ лет}$ (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 | \bar{T}_{BCE} , год | | 5,2 |
| 1944 | II | 2 | s_{BCE} , год | | $\pm 3,1$ |

Примечание: \bar{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»: $T_{max} = 35 \text{ лет} > \bar{T}_{\text{ПР}} + 3S_{\text{ПР}} = 34 \text{ года}$ (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 $J = \text{II}$ 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 |
| $\bar{T}_{\text{ПР}}$, год | 12,1 | |
| $S_{\text{ПР}}$, год | 7,3 | |

Примечание: $\bar{T}_{\text{ПР}}$ - средний временной интервал и $S_{\text{ПР}}$ - среднеквадратичное отклонение, определенные по данным о природных катастрофах. В XX в. природные катастрофы с $J = \text{I}$ не происходили

Для проверки этого предположения проанализируем распределение временных интервалов между датами (катастрофами) XIX в. с $J \leq \text{II}$ (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: $T_{max} = 26 \text{ лет} < \bar{T}_{\text{ВСЕ}} + 3S_{\text{ВСЕ}} \approx 27 \text{ лет}$ (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: $T_{max} = 54 \text{ года} > \bar{T}_{\text{ПР}} + 3S_{\text{ПР}} \approx 51 \text{ года}$ (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 | Характеристика 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. |
| \bar{T}_{VCE} | 9,2 | |
| S_{VCE} | 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 |
| \bar{T}_{PP} | 15,3 |
| S_{PP} | 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.

15. *Чижевский А.Л.* На берегу Вселенной. М.: Айрис-пресс: Айрис-Дидактика, 2007. 448 с.

16. www.wosco.org

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.

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 позиций 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 ± 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 находились в трех основных последовательных режимах. Раннему режиму свойственно растяжение, сопровождаемое в земной коре рифтовыми квазисрединговыми 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 тектономагматическую 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, контролируемые режимы развития ЗСТМС со спецификой магматизма, тектоники и соответственно минерации. 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 верхнюю 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 минерации: 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 раннегосреднего 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 нижне-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 Всесоюз. 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»

3. 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. Широкая 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., Мальшев 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 конференции 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., Решиков 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, Р-Т 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 метабазалты 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).

Раннеколлизийный этап (495 ± 5 млн лет). Этот возрастной рубеж следует связывать с кульминацией коллизийного 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 коллизийном горно-складчатом сооружении и вовлечение в процессы амфиболитового метаморфизма и мигматизации лишь на позднеколлизийном этапе тектогенеза.

Позднеколлизийный этап и роль плюмового магматизма ($\sim 470 \pm 5$ 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 коллизийной 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 рассматриваются 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 РТ-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 Сангилене. 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 обдущированному 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-трондьемитовых 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 сдвиговой. 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 выплавов известково-щелочных и (или) субщелочных гранит-лейкогранитов (Нижеулорский 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 ($464,6 \pm 5,7$ млн лет, циркон, U-Pb, $465 \pm 1,2$ 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 ($471,2 \pm 1,9$ млн лет, амфибол, Ar-Ar, $462,5 \pm 1$ 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 ($447,6 \pm 1,7$ млн лет, амфибол, Ar-Ar, $441,3 \pm 1,1$ млн лет, биотит, Ar-Ar), минглинг-даек ($434,4 \pm 2,1$ 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 Обьхонского 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 Сангилен (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 Сангилен (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 Сангилен (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., Буслев 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., Складчиков 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 сиала, 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 $\mu(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})$ [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 $\epsilon_{142\text{Nd}}$ 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 $\epsilon_{142\text{Nd}}$ 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 сиала 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 составляет 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 $\epsilon_{Nd}(T)$ 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, Омолон-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 магмаобразования были сформированы первые блоки сиала (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 вулканы 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 вулкаников. Источником плюма служила деплетированная верхняя мантия, о чём свидетельствуют положительные значения ϵ_{Nd} метавулкаников [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 хаде, 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.

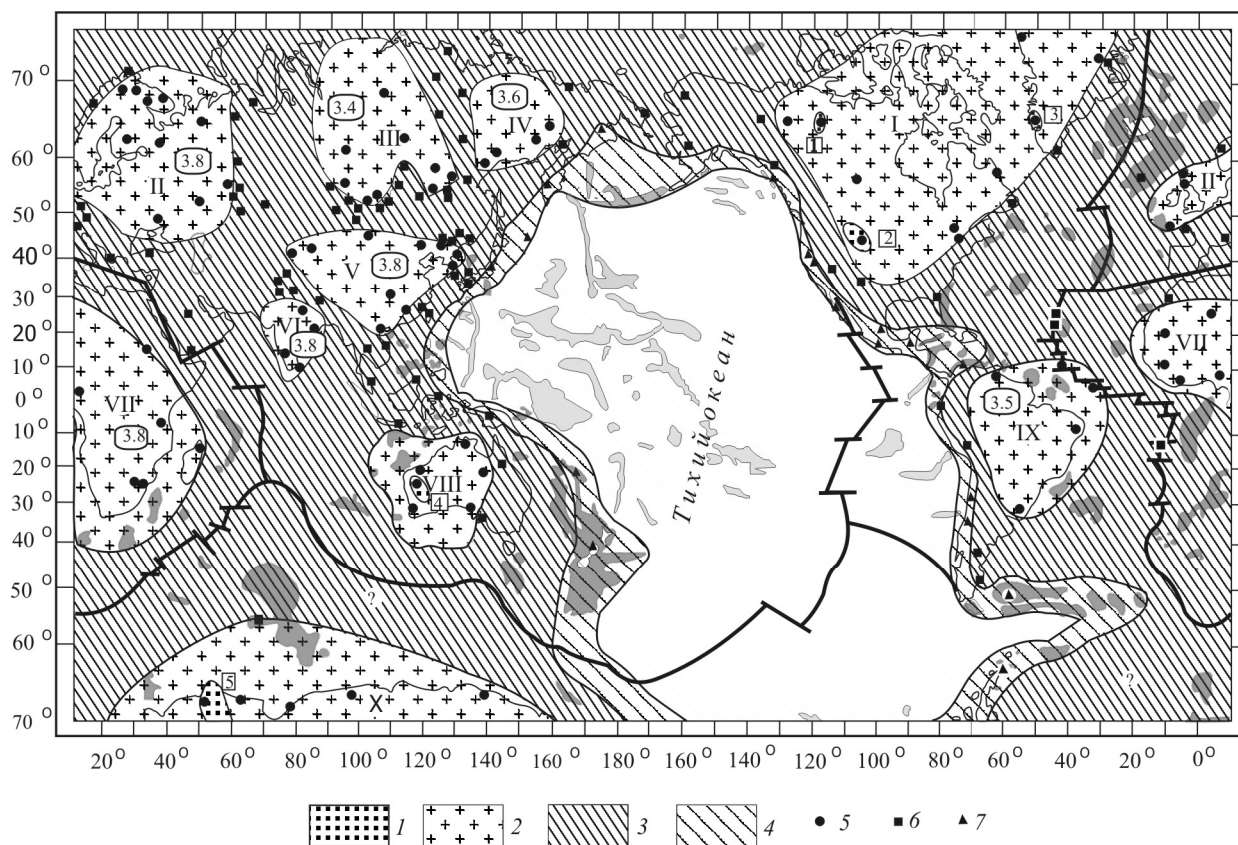


Рис. Схема предполагаемого распространения докембрийской ранней сиалической коры:

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 ранняя 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 исходная природа метабазит-эндербитовой ассоциации Джугджурского блока (Алданский щит). *Геохимия* 2007, №6, с.608-623.
5. М.А. Мишкин, Г.М. Вовна. Докембрийская силикатная 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 $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 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., Kennedy 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 Rodinia // *J. Geol.* 1991. Vol. 106. P. 647-659.

ТРАЕКТОРИЯ КАЖУЩЕЙСЯ МИГРАЦИИ ПОЛЮСА СИБИРСКОГО КРАТОНА ДЛЯ КОНЦА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ – НА ЧАЛА 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 |
|------|---|-------------------|--------------------------|----------------------|-------|--------|----------|
| | | | | Φ, ° | Λ, ° | A95, ° | |
| 1 | Чайская свита Ачитканского хребта | 1863±9 1854±5 | Обжиг | -21.9 | 98.7 | 4.4 | [16] |
| 2 | Гранитоиды Шарыжалгайского выступа | 1850±10 | Обращения | -22.7 | 109.2 | 10.5 | [13] |
| 3 | Окуньская свита Ачитканского 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 | Обжиг | -42.9 | 109.6 | 5.3 | [4] |
| 6 | Базиты Оленекского оподнятия | 1473±24 | Обжиг | -33.6 | 73.1 | 10.4 | [21] |
| 7 | Базиты Западного Прианабарья | 1502±2 | Контакта | -24.5 | 56.0 | 7.5 | [1] |
| 8 | Хибеленская свита Ачитканского 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 Ачитканской ветви Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса. На наш взгляд, определения по гранитоидам шумихинского и саянского комплексов, вулcanoгенно-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 окульская – 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.

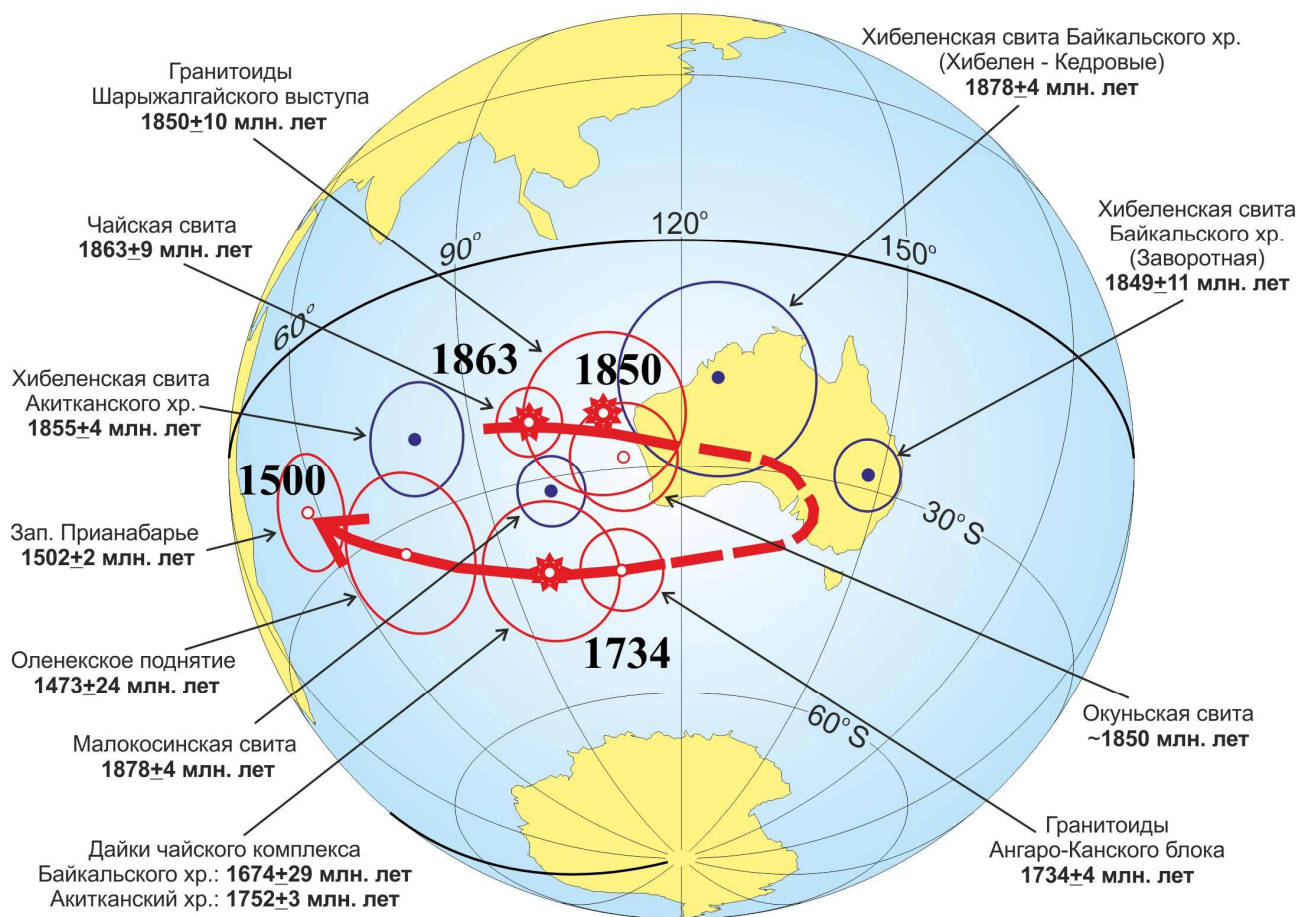


Рис. 1. ТКМП Сибирского кратона для конца палеопротерозоя – начала мезопротерозоя (цифры около ТКМП - временные реперы в пределах ошибок определения изотопного возраста, точки - палеомагнитные полюсы с кругами доверия, звездочками показаны наиболее надежные из них)

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 Ачитканского хребта получено только по одному разрезу, здесь возможна ситуация,

при которой палеогеографические 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 метакронным 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 сходимост ь определений по удаленным (Анабар и Алдан) разрезам является сильным доводом в пользу этого предположения, но естьстораживающие 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. Чай [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]), промежуточные положения 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: $Lat=75^{\circ}$, $Long=110^{\circ}$, $угол=165^{\circ}$. 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.

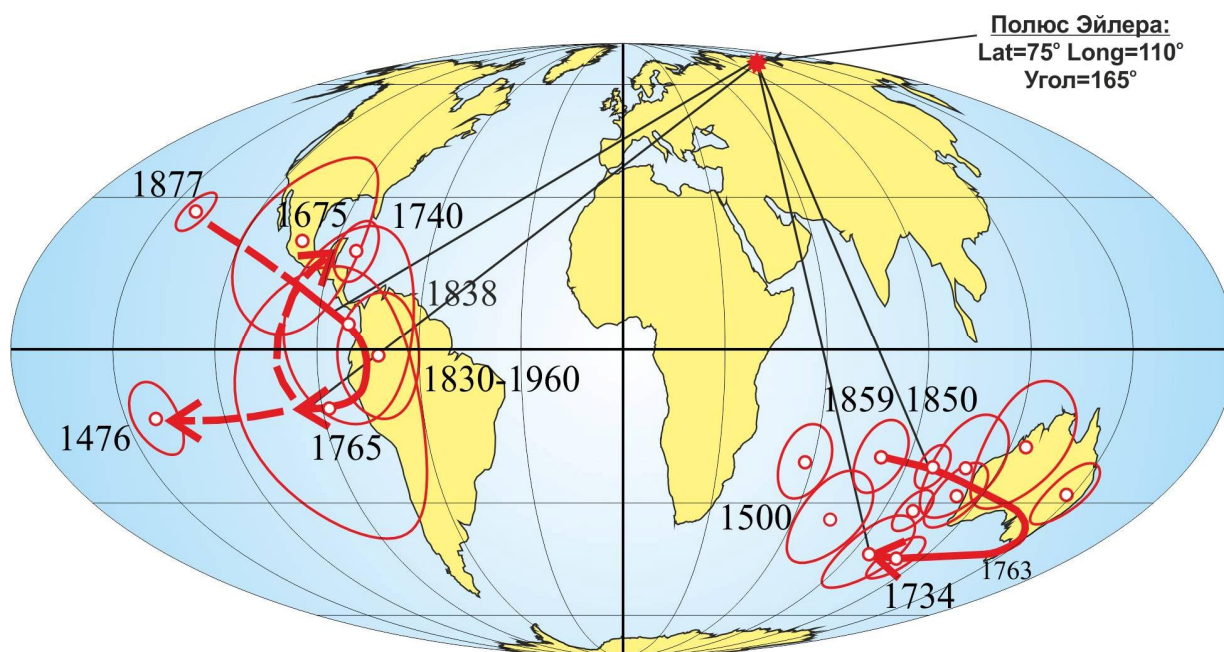


Рис. 2. Совмещение траекторий КМП Сибири и Лаврентии для конца палеопротерозоя – начала мезопротерозоя

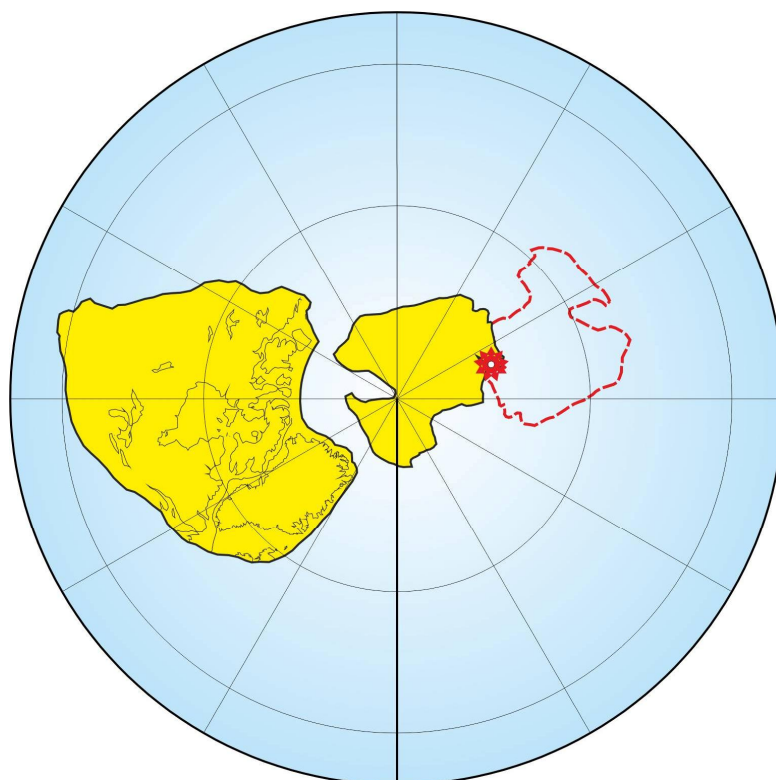


Рис. 3. Реконструкция положения Сибири относительно Лаврентии (современные координаты) в интервале 1850-1740 млн. лет (красным пунктиром показано современное положение Сибири, звездочкой – полюс вращения)

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ» (проект № 09-1-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 неогархей 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. Складорова. 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 Science 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,

трансформные 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, перекристаллизацию 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 метасоматические комплексы восточной части Балтийского щита

| Метасоматические комплексы | Главные группы фаций | Структурное положение | Минерогеническая специализация |
|---|--|---|--------------------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| Раннепротерозойский тектоно-метаморфический 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 листвениты | Пропилиты, альбититы, листвениты | Куола-Панаярвинский синклиний | Au, U |
| Нигалмозерский: эпидот-актинолитовые и эпидот-хлоритовые пропилиты, хлорит-альбитовые, кварц-альбитовые, альбит- и карбонат-кварцевые метасоматиты, альбит-карбонатные листвениты космозериты, кемиститы | Пропилиты, березиты, альбититы, листвениты | Раннепротерозойские 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-метаморфического пояса | Кианит, гранат, Au |
| Шууртуртинский: кианитовые, гранатовые, ставролитовые и кварц-полевошпатовые метасоматиты. В подчиненных количествах проявлены мусковит-кварцевые, гранат-роговообманковые и хлоритоидсодержащие породы | Хизовариты | Кейвский синклиний, синклиналь Больших Кейв | Глиноземистое 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 | Порьегубск-Умбинская тектоническая пластина | |
| Восточно-Карельский: хлоритовые, эпидотовые пропилиты, серицит-кварцевые березиты, карбонатные листвениты | Пропилиты, березиты, листвениты | 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 гранулитогнейсовая область | Fe, Au |
| Ниemiaрвинский 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-Вороньский зеленокаменный пояс, зона сочленения Кейвского синклинория с Мурманским блоком | Au, Mo, Pb, Zn |
| Золотопорожский хлорит-карбонатные листвениты, хлоритоид-альбит-кварцевые пропилиты, серицит-кварцевые березиты | Листвениты, березиты | Зеленокаменные пояса восточной части Карельской гранит-зеленокаменной области | Au, Ni, Cu |

Таким образом, метасоматиты фиксируют поздние и постколлизийные 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 выделить 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 ВУЛКАНИЗМА ЗАПАДНОЙ 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 Палеопацфики 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 Палеопацфики 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 Изагаги Палеопацфики (океана Панталасса) под Палеоазиатский континент. Возрастной диапазон вулканитов определяется

возрастом ассоциирующихся 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 аккреционной призме в р-оне оз. Удыль [8] и в Хабаровском террейне, а рассматриваем лишь океанические вулканиты, изучая которые можно реконструировать историю и эволюцию вулканизма Палеопацфики 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 призм: 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. Вулканы 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. Вулканы 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.

Вулканы 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. Вулканы 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 раннеобразия вулканитов трех террейнов в возрастном интервале от перми до раннего мела представлено на рисунке, который можно интерпретировать как показатель удаленности от рифта.

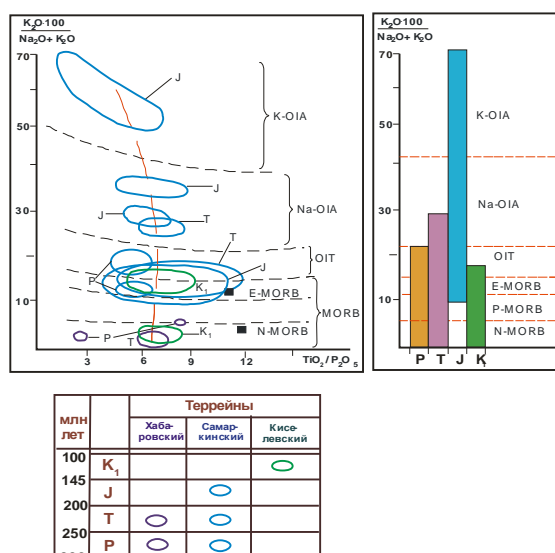


Рис. Эволюция вулканизма в Палеопацифике. На левой диаграмме цветом показаны поля составов вулканитов различных террейнов (см. табл.), на правой - цвет соответствует возрасту вулканитов

Для Хабаровского террейна известны лишь наиболее примитивные вулканиты, сходные со срединными 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 срединными 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 срединные базальты и толеиты океанических островов.

Заключение

Вулканиты плиты Изагаги западной Палеопацифики периода P-K₁ 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 Изагаги характерны срединные 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 срединных вплоть до K-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], срединного хребта, разделяющего плиты Изагаги и Тихоокеанскую, к зоне субдукции и последующего полного субдуцирования плиты Изагаги [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 ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Волков А.В.^а, Сидоров А.А.^а, Чехов А.Д.^б, Алексеев В.Ю.^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН Москва.
(tma2105@mail.ru)

^бСеверо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан
(chegov@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 постагрегационное 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 неокон 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 альбсеноманского и турон-сантонского возраста.

Металлогения внутренней зоны определяются колчеданными и медно-порфиоровыми 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 тектономагматической активизации, связанной с развитием ОЧВП. Состав вулканогенных

плутонических комплексов существенно меняется по простиранию внешней зоны и отражает особенности состава ее фундамента.

Металлогения внешней зоны более разнообразна здесь широко развиты полихронные железистокварцевые ряды (кратонные и микрократонные террейны), сульфидных вкрапленных руд (арсенопиритовых и пиритовых или пирротинных), а так же монокронные олово-серебро- и золото-порфиоровые 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 порфиоровых 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 тектономагматической

активизации в пределах окраинноморской литосферы определяющая [2].

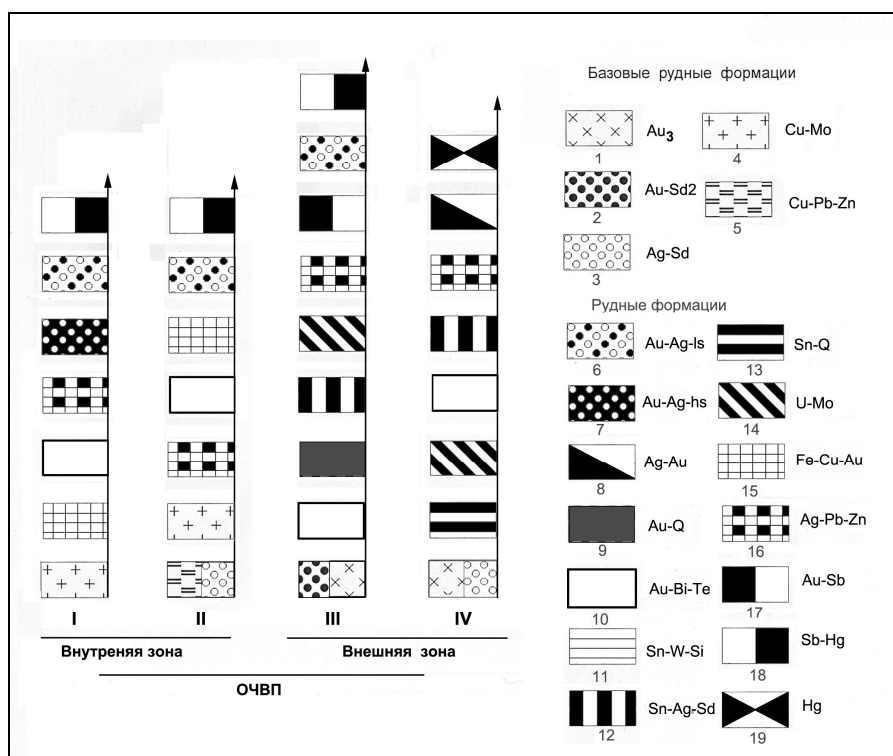


Рис.1. Главные ряды рудных формаций внешней и внутренней зон ОЧВП.

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 эпитеpмальная (серечитовый подтип), 7 – золото-серебряная (алунитовый подтип), 8 – серебряно-золотой подтип, 9 – золото-кварцевая, 10 – золото-редкометалльная, 11 – касситерит-силикатная, 12 – касситерит-сульфидная, 13 – касситерит-кварцевая, 14 – уран-молибденовая, 15 – скарновая, 16 – серебро-полиметаллическая (жильное куроко), 17 – золото-сурьмяная, 18 – сурьмяно-ртутная, 19 – ртутная.

В колымской ветви внешняя и перивулканические зоны характеризуются в основном аккреционно-коллизийным золото-пиритовым рудноформационным рядом, в пределах которого выявлена золото-сульфидная (пирит-арсенопиритовая), золото-кварцевая, порфировые и золото-редкометалльная в гранитоидах, а также постаккреционная эпитеpмальная 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 интенсивно 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-Пьягинской 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 жильообразованием с экстенсивным (нередко на уровне аксессуариев) 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 постааккреционная 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 $\Delta g_+ - \Delta T$ 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 ΔT с наблюдаемой. 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 (терромагнитного) метода, которые взаимно дополняют и контролируют друг друга. В ходе испытаний установлено, что многие терромагнитные и газовые аномалии формируют кольцевые или полукольцевые структуры над крыльями продуктивных антиклинальных поднятий. Наибольший терромагнитный эффект наблюдается на периферийной части структуры, как бы повторяя контуры нефтегазоносности. Непосредственно над залежами фиксируется терромагнитный минимум.

Перспективные участки выделяют по кольцевым геоэлектрoхимическим и терромагнитным 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 финансовоёмким.

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, относящихся 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 натуральных 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, геоэлектрoхимии, газогеохимии, терромагнитометрии. Все перечисленные методы реализуются в авторских технологиях, запатентованных сотрудниками СГУ.

По своей конфигурации терромагнитные 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 обработке 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» включает карбонатные толщи. Для триасовой формации характерна глинисто-кремневая пачка (4-20м, $\text{T}_{10\text{L}2}$ - $\text{T}_{2\text{an}}$), содержащая углеродистые силициты («фтанитовая пачка»), маркирующая низы формации (рис. 2).

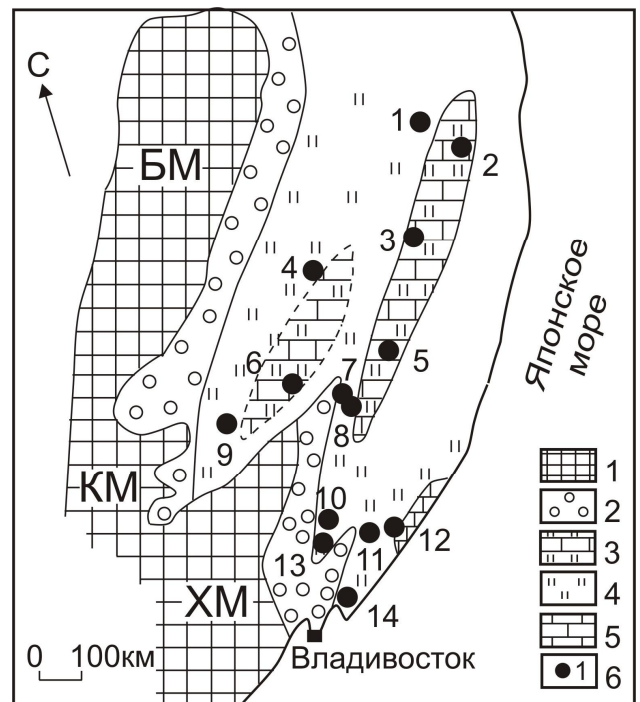


Рис. 1. Площади развития триасовых отложений 1-континентальных элювиальных и областей размыва, 2-терригенных, 3-кремнистых, 4-карбонатно-кремнистых, 5-рифтовых известняковых, 6- изученные разрезы.

В позднеюрских кремневых толщах преобладают глинистые кремни и яшмы, которым подчинены прослой кремней. Они содержат маломощные прослой железомарганцевых образований

гидротермальной природы. Встречаются (Нижнее Приамурье) слои известковистых глинистых яшм и кремневых аргиллитов.

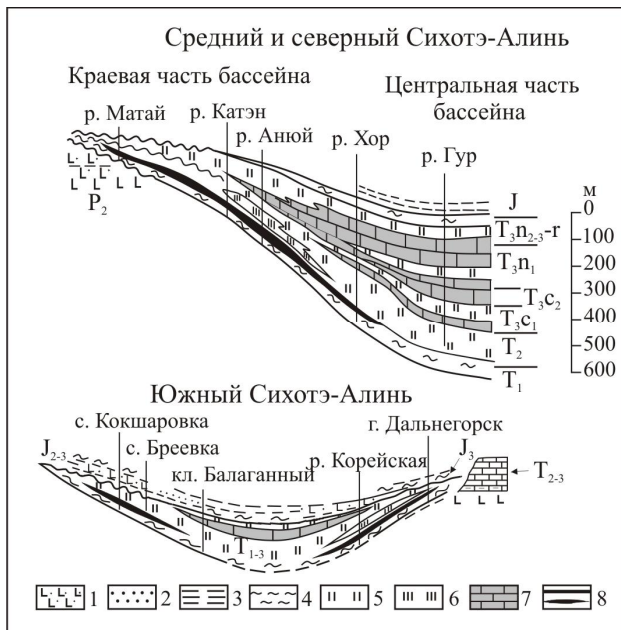


Рис. 2. Модель строения триасовой кремневой формации [1].

1-туфы базальтов, 2- песчаники, 3- алевроаргиллиты, 4- кремнистые аргиллиты и глинистые кремни, 5- кремни, 6- яшмы, 7 – фтаниты, 8 - известняки

Триасовые породы контаминированы силическим материалом. В нижних глинисто-кремневых пачках установлены обломочные кварц и калиевые полевые шпаты тонкопесчаной размерности. В глинистой фракции преобладают обломочные иллиты политипа 2M₁, 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.

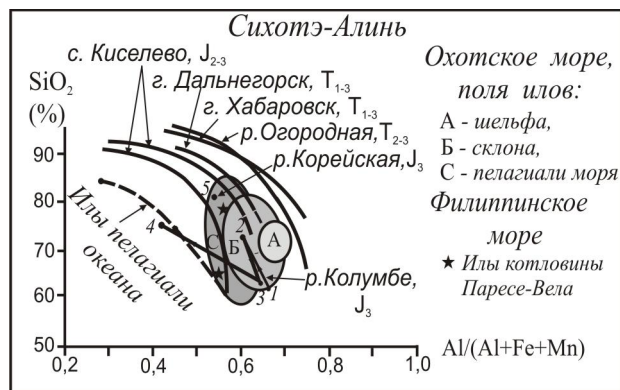


Рис. 3. Тренды изменения средних составов пород в кремневых толщах Сихотэ-Алиня

Средне(?)-позднеюрские силициты содержат в большем количестве продукты предшествовавшего их накоплению бат-

| Положение разреза | Возраст толщи | Млн. лет | Абсолютн. масса | |
|-------------------|---|--|-----------------|-----------|
| р. Гур | T ₂ l | 9 | 1,3-1,7 | |
| | T ₃ car | 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 ₂ l | 9 | 1,8-2,1 | |
| | T ₃ car | 11,5 | 0,23 | |
| р. Аной (1) | T ₃ nor-r | 12,9 | 0,38-0,39 | |
| | T ₂ an ₂₋₃ | 5,3 | 1,03-0,96 | |
| | T ₂ l | 9 | 0,39-0,43 | |
| р. Аной (2) | T ₂ l | 9 | 1,1-1,2 | |
| | р. Огородная | T ₂ an ₂₋₃ | 5,3 | 0,51 |
| | | T ₂ l - T ₃ car ₁ | 14,7 | 0,41-0,44 |
| с. Бреевка | T ₃ car ₂ - T ₃ nor ₃ | 18,6 | 0,28-0,30 | |
| | T ₂ l | 9 | 0,28 | |
| | T ₃ car | 11,5 | 0,52 | |
| г. Дальнегорск | T ₃ nor-r | 16,9 | 0,33-0,44 | |
| | T ₁ ol 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 ₃ tit | 19,2 | >0,5 | |
| р. Приточная | J ₃ tit | 1,8 | 3,8-4,6 | |
| р. Корейская | J ₂ kim - J ₃ tit | 6,9 | 0,95 | |

Таблица 1. Абсолютные массы накопления SiO₂ св. в сихотэ-алинском бассейне (г/см²/1000 лет). *Примечание:* интервалы времени рассчитаны по шкале GTS2004 [9].

келловейского базальтового вулканизма. В юрских силицитах повышено содержание хлорита, хлорит-сметита, а каолинит и метагаллуазит практически отсутствуют. Тренды зависимости Al/Al+Fe+Mn от SiO₂ 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 SiO₂ св. в триасовое и юрское время были умеренно-высокими. Они варьировали от 0,23 до 4,6 г/см²/1000 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].

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-Алия. 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-Алия. По содержанию SiO₂ кремнистые отложения Японского моря более близки к позднеюрским кремневым толщам Сихотэ-Алия. Абсолютные массы накопления SiO₂ аморф. в позднем плиоцене и раннем плейстоцене составляли 0,6-1,8 г/см²/1000 лет [8], а SiO₂ св. – от 1 до 3,7 г/см²/1000 лет, что вполне сравнимо с темпами кремненакопления в сихотэ-алинском бассейне в триасовое и позднеюрское время.

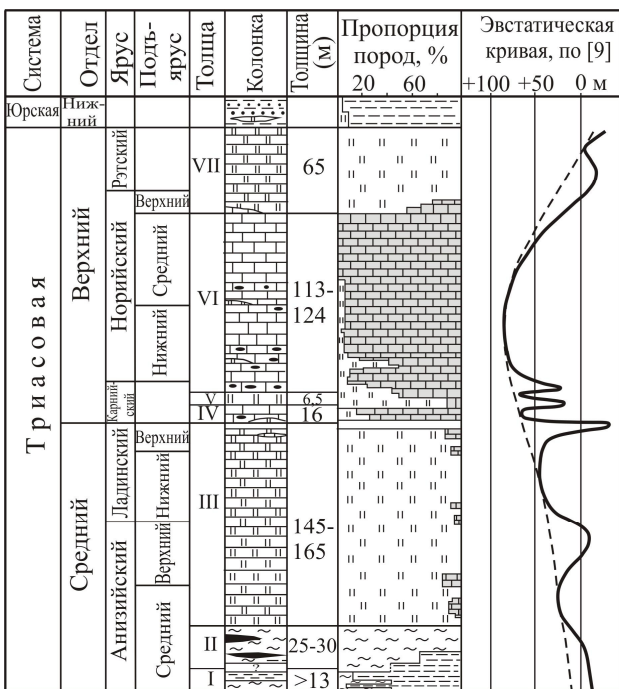


Рис. 4. Строение триасовых отложений в бас. р. Хор (Сихотэ-Алия) и изменения уровня моря [2].

У словные 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

Кремнистые илы Охотского моря

Четвертичные отложения Охотского моря имеют циклическое 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 алевроитовых 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/см³) 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 разнесенные течениями, а иллит-вермикулит, смектиты поступали, в основном, при подводном размыве древних пород и осадков [3].

Таблица 2. SiO₂ и Al₂O₃ в илах Охотского и Филиппинского морей и толщах Сихотэ-Алиня.

| Место, глубина, м | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | П.п.п | SiO ₂ св. |
|--|------------------|--------------------------------|-----------------|----------------------|
| Охотское море, поверхностный слой осадков (Q ₄) | | | | |
| Шельф, ст. 89211, 140 м | 68,79 (72,85) | 10,39 (11,00) | 9,50 (4,18) | 43,8 (46,4) |
| Низ склона, ст. LV27-2, 1305 м | 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 море, вп. Айпод, ст. 3B5 (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 108-112 см | 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 ап ₂ | 69,28 | 12,18 | 4,59 | 39,1 |
| р.Рудная T ₁ ол 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./Al₂O₃ 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 SiO₂ ам. варьируют от 0,05 до 5,7, а SiO₂ св. от 0,53 до 11,6 г/см²/1000 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 алевроитоглинистой взвеси в 2,1 раза, в пелагиали моря накапливались бы илы, способные образовать кремни с содержанием SiO₂, 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/см³. 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 алевроитовая примесь серпентина, актинолита, пренита, эпидота и других метаморфических

минералов. В глинистой фракции преобладают феррисмектит ($b=9,04-9,05\text{ \AA}$) 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 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ точки средних составов илов котловины Паресе-Вела находится в поле пелагических илов Охотского моря (рис. 3).

Абсолютные массы накопления биогенного SiO_2 составляют $0,10\text{ г/см}^2/1000$ лет, а силикатной (в основном, глинистой) примеси – $0,05\text{ г/см}^2/1000$ лет [15]. Скорости накопления эвпелагических глин на соседствующей абиссальной равнине были в 10 раз большими ($0,5\text{ г/см}^2/1000$ 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., Ващенко 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 ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА | 405 |
| Гарецкий Р.Г, Нагорный М. А. ЭВОЛЮЦИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПОЗДНЕМ РИФЕЕ И ВЕНДЕ | 410 |
| Генералова Л.В. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАГЕНИИ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ СКИБОВОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ (УКРАИНСКИЕ КАРПАТЫ) | 416 |
| Гераськин А.И., Панкратов О.В., Яковлев А.Г. ОБРАБОТКА СИГНАЛОВ В НИЗКОЧАСТОТНОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКЕ ИСКУССТВЕННЫМ 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 |
| Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В. ПРОБЛЕМА ТРАНСПРОТЕРОЗОЙСКОГО СУПЕРКОНТИНЕНТА: ДОКАЗАТЕЛЬСТВО ПО СИБИРСКОМУ КРАТОНУ | 435 |
| Глуховский М.З. ВНУТРИПЛАНЕТНЫЕ И ВНЕПЛАНЕТНЫЕ ФАКТОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ РАННЕЙ ЗЕМЛИ | 437 |
| Гоголев М.А., Светов С.А. МАФИЧЕСКИЕ КСЕНОЛИТЫ В МЕЗОАРХЕЙСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ АНДЕЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ | 442 |
| Голозубов В.В., Касаткин С.А. ОСОБЕННОСТИ ДИСЛОКАЦИЙ МЕЛОВЫХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ТЕРРЕЙНА | 445 |
| Голубева Ю.Ю., Каргин А.В. ГЕОХИМИЯ КИМБЕРЛИТОВ АЛАКИТ-ОЛЕНЕКСКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (ЯКУТИЯ) | 450 |
| Гончаров М.А. В.Е. ХАИН И ПРОБЛЕМА СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ | 456 |
| Гончаров М.А., Разницын Ю.Н., Баркин Ю.В. ОСОБЕННОСТИ ДЕФОРМАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ И ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО СЕВЕРНОГО ДРЕЙФА ЯДРА ЗЕМЛИ | 461 |
| Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н., Макаров В.И., Щукин Ю.К. МОНИТОРИНГ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛИТЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ОЗОНДИРОВАНИЯ | 467 |
| Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Логвинов И.М., Тарасов В.Н. СОВРЕМЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ | 472 |
| Городецкая М.Д. МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕННАНТИТА И ТЕТРАЭДРИТА В ЗОЛОТЫХ РУДАХ ДАРАСУНСКОГО ВУЛКАНОГЕННО-ПЛУТОНОГЕННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ | 477 |

| | |
|--|-----|
| Горожанин В.М. ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ ЮГО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ | 480 |
| Горожанин 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 И МАНДРАВАРЗУГСКОГО 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. ТЕКТНИКА 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., Гушин А.В., Киликко 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.

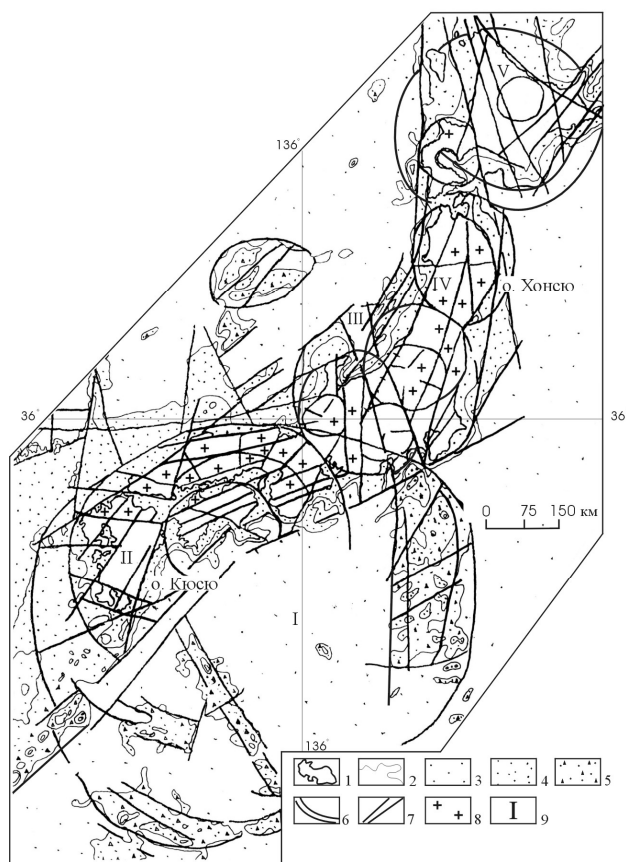


Рис. Схема реконструируемых сводово-блоковых поднятий Японских островов.

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 - Тюоку, 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 Тюоку) 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 Тюоку существуют несколько гетерохронных цепей интрузивно-купольных и вулканоплутонических 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, облегающую 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 олигоценного возраста. Протяженность одной из них приближается к 300 км, другой - составляет около 170 км. В центральной части хребта Тюоку (г. Дайсен) особняком выделяется тектономагматическое 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 Тюоку, являющейся общим свойством ОМ различного ранга. Помимо очаговых структур, связанных с интрузивным магматизмом, здесь выделяется большое количество вулканотектонических 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 вулканоплутонических 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 вулканотектонических 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 центров 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

поздне меловых 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 ($R \sim 50$ км) с интрузивами ранне меловых гранитоидов по периферии, расположенное в центре свода, обрамлено дуговой полосой вулканических и плутонических КС разного размера и возраста. Расположенный на востоке субмеридиональный (ориентировка - $340-350^\circ$) пояс ранне меловых интрузивных куполов ограничен разломами внешнего концентрического 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** ($R \sim 250$ км) служит ряд признаков: наличие интрузивных массивов ранне меловых гранитоидов в его юго-западном секторе, возрастание высот от периферии к центральной части, где выделяется крупное вулканотектоническое 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 ранне палеозойского возраста, крупных будиц, 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 Тьюоку). Основные разломы в ее пределах имеют сдвиговую природу, но чередование режимов сжатия растяжения обусловили проявление здесь и более сложных типов дислокаций: сдвига-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 вулканотектонические депрессии ($R \sim 35$ 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 МЕГАСВОДКАК 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 (А. 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 (Гиндукуш, 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 подвиг 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 процессы 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 конфигурацию 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 Евразийской 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 морфотектоническую основу горных сооружений Центральной Азии составляют Тибет-Гималайский (Т-Г), Монголо-Сибирский орогенные мегакомплексы 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 др.). И.Н.Томсоном и В.С. Кравцовым [7] в пределах рассматриваемой территории выделена Центральная-Азиатская мегаконцентрическая структура, внешний контур которой на юге проходит по Индо-Гангскому предгорному прогибу, а на севере достигает 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.

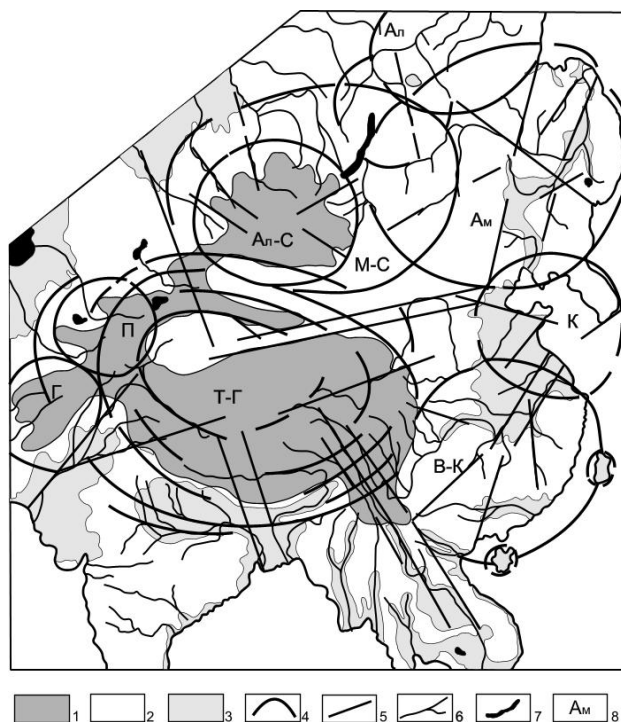


Рис. Система мегасводов Центральной и Юго-Восточной Азии.

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 мегастройки. 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 концентратора этой мегаморфоструктуры (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 МЦГ от верховьев Аму-Дарьи (Пяндж) до среднего течения р. Хуанхэ, 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 мегасвода. 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 спутанных 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-Индоканском 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 преобладание процессов тектономагматической 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 увеличении 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 магматических 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 наплзании 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 мегасвода) 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. Глобальные 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. Fleisch 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. Litospheric Dynamics of 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 – заложилась 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, Вольно-Ошанский прогиб). Мощность синрифтовых отложений колеблется от 0,5 до 3 км. Процесс

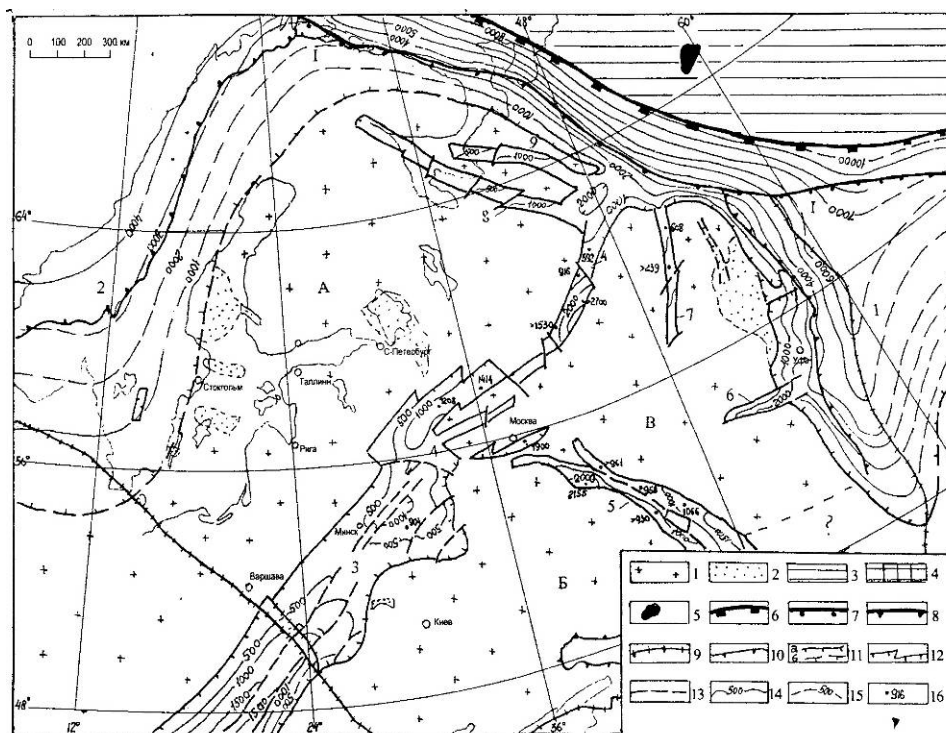


Рис. 1. Палеотектоническая карта Восточно-Европейской платформы. Раннебайкальский этап.

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 – Вольно-Оршанский прогиб; авлакогены (палеорифты): 4 – Среднерусский 5 – Пачелмский, 6 – Серноводско-Абдулинский 7 – Кировский, 8 – Кандалакшско-Двинский, 9 – Керещко-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 Вольно-Оршанский палеопроегиб, 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 деструктурированы, 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

микробиолитовые 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).

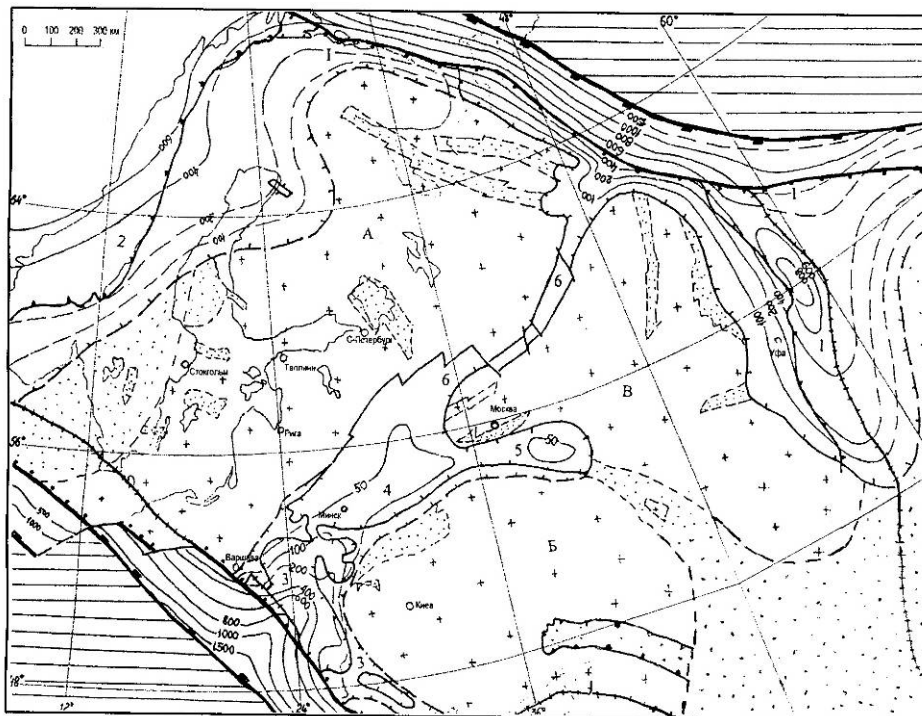


Рис. 2 Палеотектоническая карта Восточно-Европейской платформы. Позднебайкальский этап. Лапландская фаза. Прогибы: 3 – Чарторыйско-Днестровский, 4 – Кобринско-Могилевский, 5 – Смоленско-Рязанский; 6 – Среднерусский авлакоген. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

Деструктивные процессы на юго-западной окраине (окончательная фаза раскола Родинии) привели к вулканической и магматической активности в этом регионе и образованию траппового пояса, простирающегося вкост позднерифейскому Вольно-Оршанскому прогибу. Одновременно в центре платформы продолжалось пассивное заполнение остаточных рифтовых грабенов Среднерусского авлакогена. Процессы рифтогенеза затухали в Пачелмском авлакогене и Вольно-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.

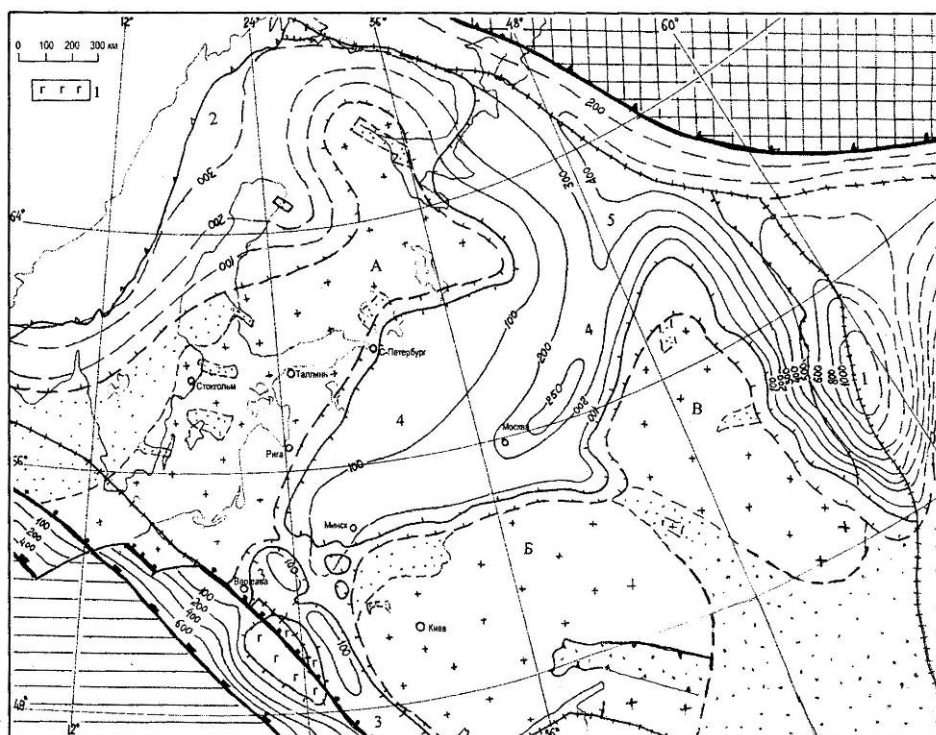


Рис. 3. Палеотектоническая карта Восточно-Европейской платформы. Позднебайкальский этап. Редкинская фаза.

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).

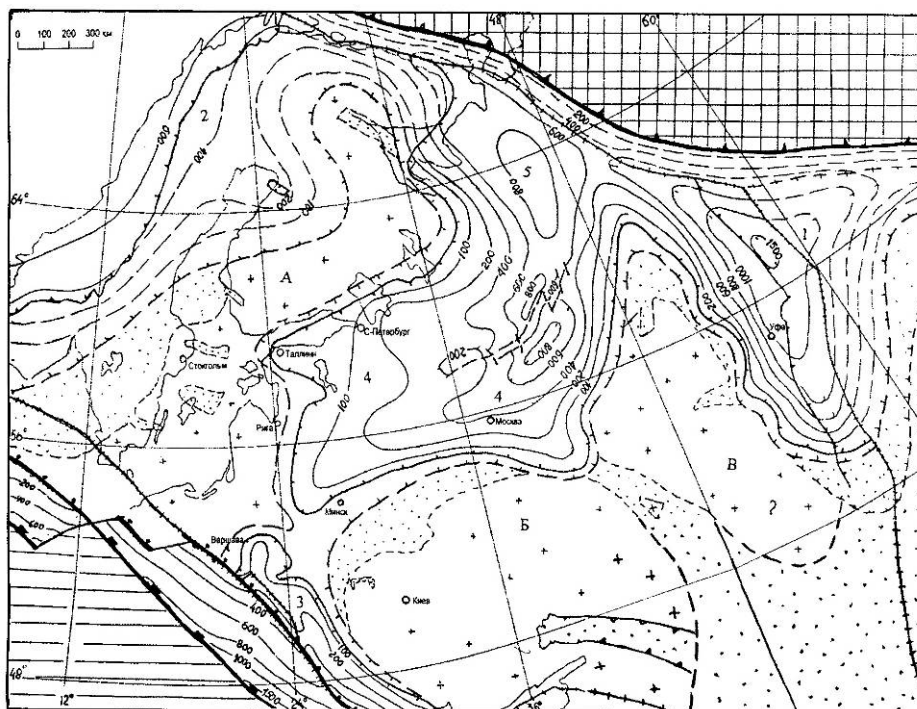


Рис. 4. Палеотектоническая карта Восточно-Европейской платформы. Позднебайкальский этап. Котлинская фаза.

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 приращения 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 Вольно-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 процессов [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 кардинальные изменения в регионе осуществились «в результате крупных горизонтальных 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 нашему 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-циклических флишоидных верхнемеловых-еоценовых толщах Скибовой зоны Украинских Карпат. Общая мощность названных толщ – более 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 разломов. Здесь развито медистое оруденение прожилкового типа, которое возрастает с увеличением степени дислоцированности пород.

Главные минералы медистых пород яремчанского горизонта халькопирит, халькозин, борнит, ковелин, хризосола 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]. Первичными есть пирит и халькопирит. Вторичные представлены борнитом, халькозином, ковелином, малахитом и азуритом.

Микрозондовый анализ отмечает в халькопирите изоморфные примеси кобальта, никеля, цинка, серебра, свинца, мышьяка [12,13].

Халькопирит встречается в виде вкрапленников в цементе терригенных пород, рудных агрегатов в межзерновых интерстициях в ассоциации с борнитом и пиритом, псевдоморфоз по флоре. Халькозин, ковелин, борнит образуют псевдоморфозы по халькопириту, имеющих вид вкрапленников и линзовидных выделений по слоистости терригенных пород.

Медное оруденение максимально локализуется в пестроцветных горизонтах, которые являются тонкоритмичным переслаиванием зеленовато-серых и вишнево-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. Вишнево-красные мелкозернистые алевролиты и аргилиты имеют 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 отличаются прямо пропорциональной зависимостью. Органическое вещество играет роль геохимического барьера и консолидирует медь в сульфидной форме

Седиментологические черты медесодержащих пород дают возможность оценить батиметрические условия палеобассейна. Она, вероятно, была критической для карбоната накопления, 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 (эксталяционный) 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 позднедокембрийско-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 разломы [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. Приуроченность 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 правый сдвиг. Структуры растяжения являющиеся элементами структурных парагенезисов крупных сдвиговых зон антикарпатского простирания могли контролировать 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 эксгальсионных рудных растворов и их консервации.

Литература

1. Вялов О.С., Гавура С.П., Даньши 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 коры 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., Трубочев 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 УРСР. Серія Б. 1977. №5. С. 8–10.
8. Семенюк М.П. Трансильвансько-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 стратифицированного типа в отложениях парагенетически связанных с соленосными формациями. 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: Західукргеологія, 1988. 24 с.

ОБРАБОТКА СИГНАЛОВ В НИЗКОЧАСТОТНОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКЕ ИСКУССТВЕННЫМ 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 др. 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 состояния индустрии информационных технологий. Выбор также был подкреплён 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 будут решать эти задачи, не нарушая целостности системы.

Алгоритмы обработки данных, применяемые в рассматриваемой системе

В работе проанализированы основные алгоритмы, традиционно применяемые при обработке данных в электроразведке. Созданы модификации этих 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 отношению 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 выносятся 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 $433,3 \pm 1,3$ 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 Cr₂O₃ 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 Al₂O₃ для лерцолитов находится в интервале 1,01 – 4,27 вес.%, а для клинопироксенитов – 14,9 – 21,6 вес.%. Ксенолиты лерцолитов содержат Na₂O от 0 до 0,29 вес.%, а ксенолиты клинопироксенитов – от 0,7 до 1,04 вес.%. Содержание K₂O 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 Cr₂O₃ = 0,63 – 1,88 вес.%. Содержание Al₂O₃ = 2,08 – 7,60, TiO₂ = 0,05 – 0,97, Na₂O = 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 Al₂O₃ < 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 Al₂O₃ (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 TiO₂ (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 Cr₂O₃ = 0,08-0,19 вес.%, TiO₂ = 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 TiO₂ = 3,6-4,6 вес.%. Флогопиты имеют магнезиальность 73,8-88,7 % и содержания TiO₂ = 3,7-5,9 вес.%. Содержание как F, так и Cl во флогопитах не превышает ~ 0,03 вес.%, что свидетельствует о существовании водном составе флюидной фазы.

4. Температуры равновесия минеральных ассоциаций ксенолитов шпинелевых лерцолитов были рассчитаны с использованием Ca-ортопироксенового геотермометра [10] и составляют 975-1075 °C. 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 оксидометру [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 Сангилене 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 Сангилене 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 Сангилене 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

Сангилене, рассчитанные с использованием Са-ортопироксенового геотермометра Брая, Келлера [10] составляют $975 \text{ }^\circ\text{C}$. Проецирование данного значения на геотерму архипелага Шпицберген [8] дает глубину границы кора-мантия под Западным Сангиленом на момент выноса ксенолитов ($443 \pm 1,3$ 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 Сангилене 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;

е) 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 Сангилене (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* Малоуглубленные гранулиты Западного Сангилене (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. Бибикина, 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 Сангилен (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-orthopyroxene-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: evidence 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 its 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 моноклираль [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 деформации 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 протяжении 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 направлении. С возрастом 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 субдуцировалась 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 вызванными сокращением 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), обуславливал 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),

обуславливающих 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 эоцено-нижнемиоценовых и среднемиоценовых отложений, которые конформно смяты в единые складки северо-западного ($290-310^\circ$) 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 – шולי. 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 – шולי 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, шולי 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 косоугольного давления, в пределах БК возникали разнотипные структуры. Придвиговые деформации

вызывали вдвижение и вдавливание отдельных шолей ЧЗМ в сформированную на раннем этапе главную линейную складчатость северо-западного простиранья. Возникающее при этом субмеридиональное сжатие, наложенное под углом 45° на складчатые структуры северо-западного простиранья, 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 шоловой тектоники свидетельствует изломанная, флексуобразная 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 нано плит 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 нано плит 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 продолжают 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 ТРАНСПРОТЕРОЗОЙСКОГО СУПЕРКОНТИНЕНТА: ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ПО СИБИРСКОМУ КРАТОНУ

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Складов 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 Присяянского 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 палеопротерозойского (~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.

Приходится 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. Протоактивизированные зоны древних платформ. Н.: Наука. 1987. 201 с.
2. Гладкочуб Д.П., Скляр 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., Vernikovskiy 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 $\pm 35^\circ$ [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]. Импактные события и колебательные 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 высококалийных гранитов, разделяющих шовные прогибы [9].

В палеопротерозое (2.5–1.8 млрд. лет) в результате накопления тепла под субэкваториальной эпипангейской Пангейей 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, РТ-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 удлинённый 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 оставил 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 ($\pm 35^\circ$) положение (как и на модели эпиархейского суперконтинента 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: субмеридиональному 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 вращения 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 процессами. Их количество близко оценке наиболее ранних ударных событий [12], наложенных, благодаря «экваториальному эффекту», на субэкваториальный «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. С. 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. Стюарт 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:Surface expression of deep mantle plume on Venus // GSA Bulletin. 2002. Vol. 114.№ 7. P. 239-298.
20. Hansen V.L.Venus shield terranian // GSA Bulletin. 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 //Science. 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 Хаутааваарской 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 %, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$: 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 изученных 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 см² 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 см² и характеризуется бластоофитовой и лепидогранобластовой микроструктурами. Породообразующие минералы представлены амфиболом (роговая обманка, тремолит, актинолит), соссюритизированным олигоклазом и биотитом.

Эпидозиты (пробы ба, 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 SiO₂-Na₂O+K₂O (рис.2) фигуративные точки пробы 1а (пироксенит) находятся в поле перидотитов, а проб 3а и 3б (пироксениты) - в поле пироксенитов. Состав пробы ба (эпидозит) отвечает полю на границе между фойдолитами и перидотитами. Проба 9 (пироксенит) находится в поле габброидов. К субщелочным габброидам относится проба 10 (габброиды), и к монцодиоритам – проба 12 (габброиды).

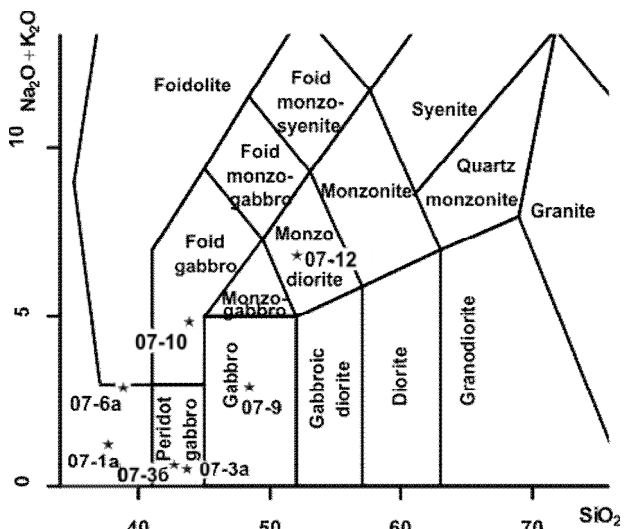


Рис. 2. Составы мафических ксенолитов на TAS диаграмме [5].

Ксенолиты субщелочных габброидов и монцодиоритов отвечают известково-щелочной серии (рис. 3), а толеитовой серии – ксенолиты габброидов, пироксенитов, фойдолитов и перидотитов.

Содержание малых элементов в ксенолитах Игнойльского палеовулкана и их отношения (табл. 1) позволяет судить об

участии в источнике вещества мантийной компоненты.

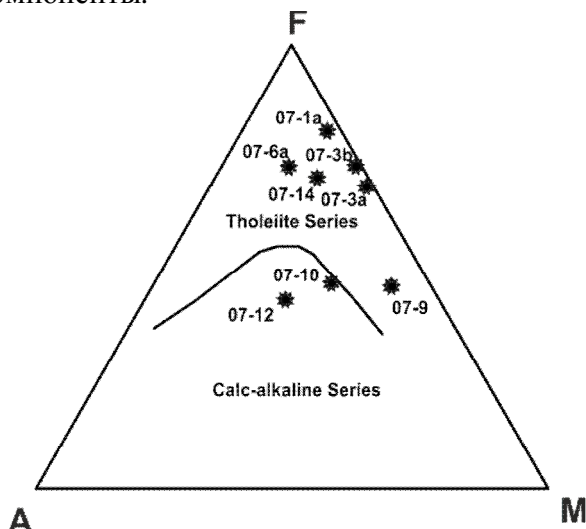


Рис. 3. Фигуративные точки составов мафических ксенолитов на AFM диаграмме [4].

Таблица 1. Отношения малых элементов для мафических ксенолитов Игнойского 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 фойдолитов и щелочных габброидов имеют характеристику источника, который был первоначально обогащен малыми элементами.

Заключение

Таким образом, проведенная типизация мафических ксенолитов из мезоархейского адakitового 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, фойдолиты и монцодиориты. Субщелочные габброиды и монцодиориты относятся к известково-щелочной серии, а перидотиты, пироксениты, фойдолиты 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-плумовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: ЛКИ, 2008, 560 с.
4. *Irvine T.M. and Baragar W.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

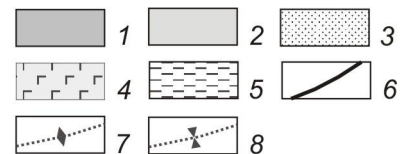
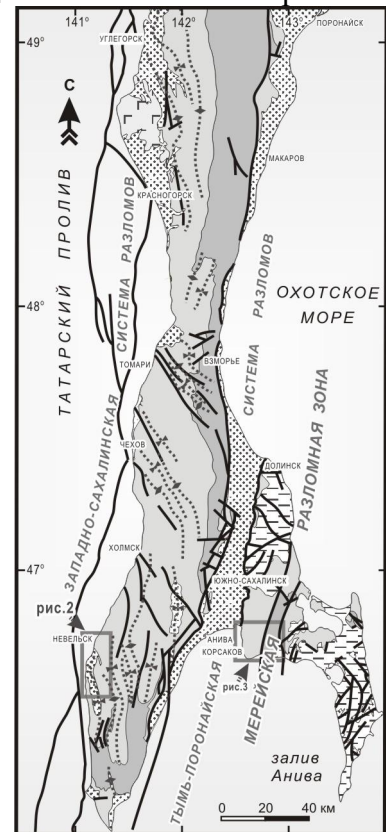


Рис. 1. Геологическая структурная схема Южного Сахалина.

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.

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

простираются, пересекая приосевую часть террейна. В этих зонах слои приобретают крутые (до вертикальных) падения слоистости, иногда наблюдаются опрокинутые и лежащие микроскладки. Примером может служить «зона крутых залеганий» (термин В.С.Рожественского [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 невеличской свиты (ранний миоцен), пласты которых имеют крутые ($45-80^\circ$) падения на З и ЗСЗ ($265-285^\circ$), 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 расланцованных алевролитов и алевроаргиллитов с разлинцованными слоями песчаных алевролитов и тонкозернистых песчаников мощностью редко более 10 см. Простираются сланцеватости СЗ $330-340^\circ$, падение преимущественно на ЮЗ под углами $70-90^\circ$. 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 невеличской 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 пликтивных и дизъюнктивных структур этого района указывает на доминанту ВСВ (до широтного) направления регионального сжатия. Это направление хорошо увязывается с данными, полученными при расшифровке механизмов землетрясений 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 простираются, падающего на запад под углами $38-48^\circ$, на глубине около 11 км во время последнего землетрясения произошла практически чисто взбросовая подвижка, а поднятый выше уровня моря бенч располагался, по-видимому, 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 песчаными алевролитами, которые чередуются с рыхлыми среднезернистыми песчаниками, содержащими гравий и гальку, а порою многочисленные раковины двустворок. Породы образуют крыло складки с крутыми ($65-80^\circ$) падениями слоистости на юго-запад $240-250^\circ$, 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°) простираются в орловской свите в нескольких случаях обнаружены следы праводвиговых перемещений, что является дополнительным подтверждением вывода о ВСВ направлении регионального сжатия. Для этих базальтов имеются К-Аг 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 продолжают в настоящее время.

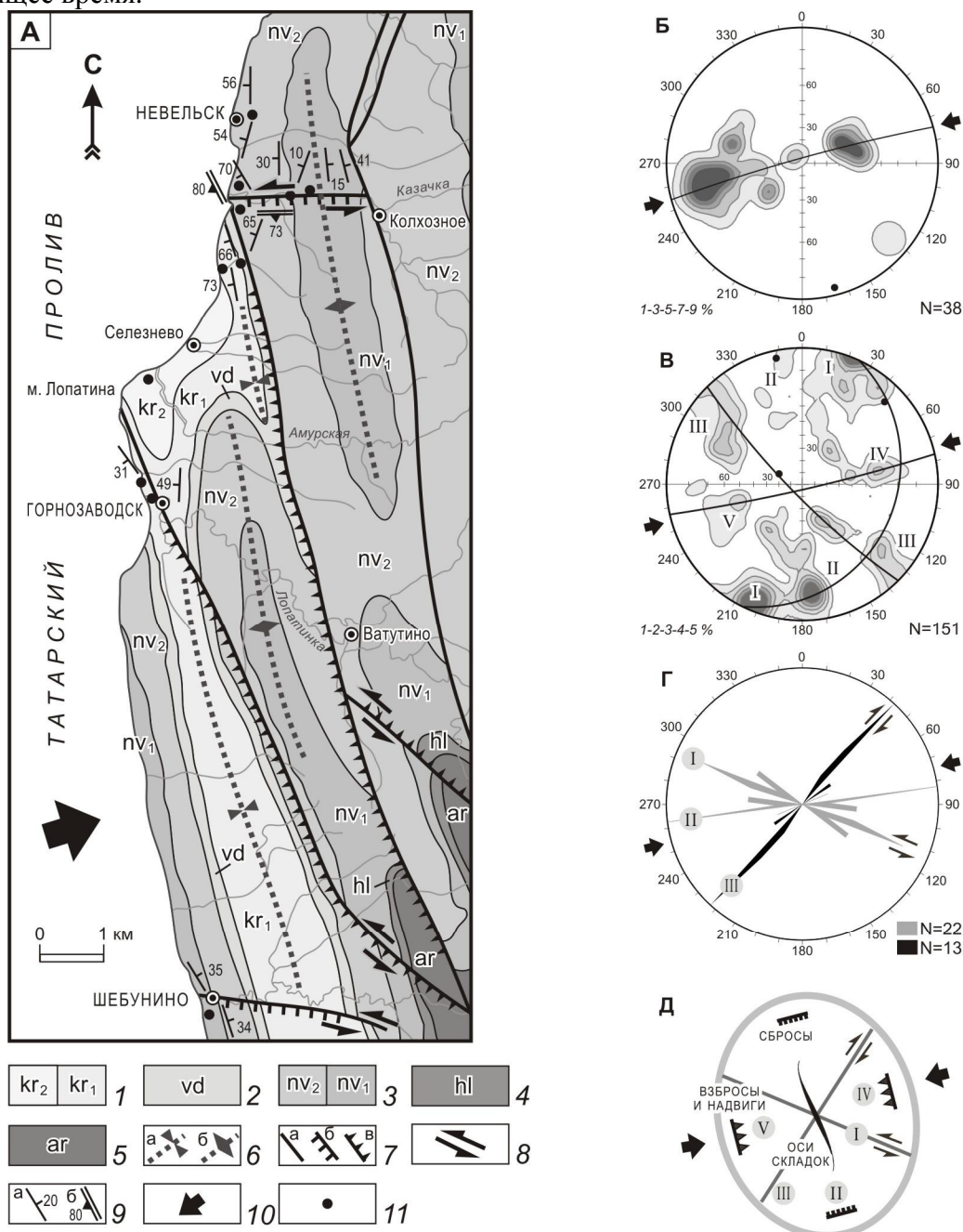


Рис. 2. Геолого-структурная схема района г. Невельск (А, с использованием [2]), диаграммы ориентировок слоистости (Б), разрывов (В), роза-диаграмма левых (серое) и правых (черное) сдвигов (Г) и схема структурных парагенезисов (Д).

1 – верхнемиоценовая курасийская свита: нижняя подсвита (kr₁) – кремнистые аргиллиты, опоки), и верхняя подсвита (kr₂) – песчаники с прослоями алевролитов; 2 – среднемиоценовая верхнедудуйская свита – переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, пласты каменного угля; 3 – нижнемиоценовая неveltская свита: нижняя подсвита (nv₁) – песчаники и верхняя подсвита (nv₂) – песчаники с прослоями алевролитов; 4 – олигоцен-нижнемиоценовая холмская свита (hl) – алевролиты с прослоями песчаников; 5 – эоцен-олигоценная 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 перемещений; 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.

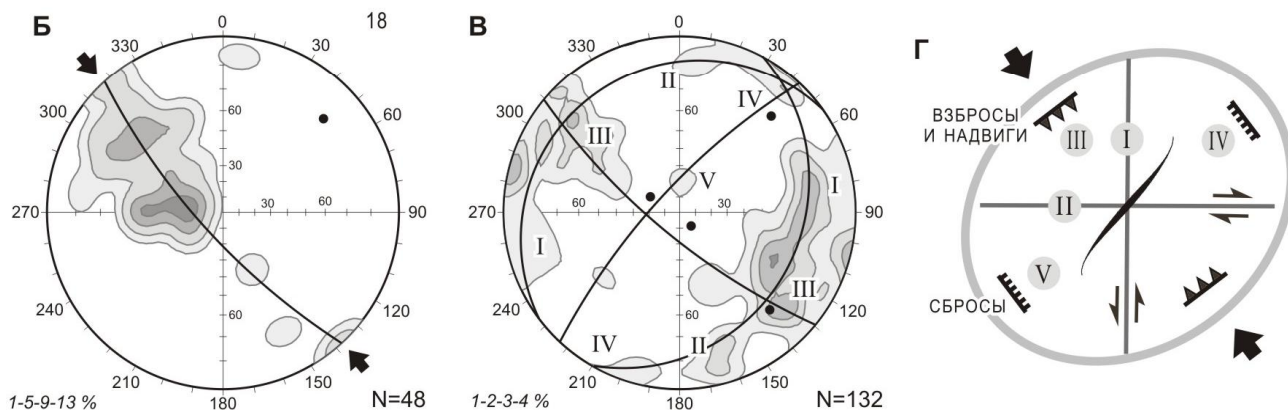
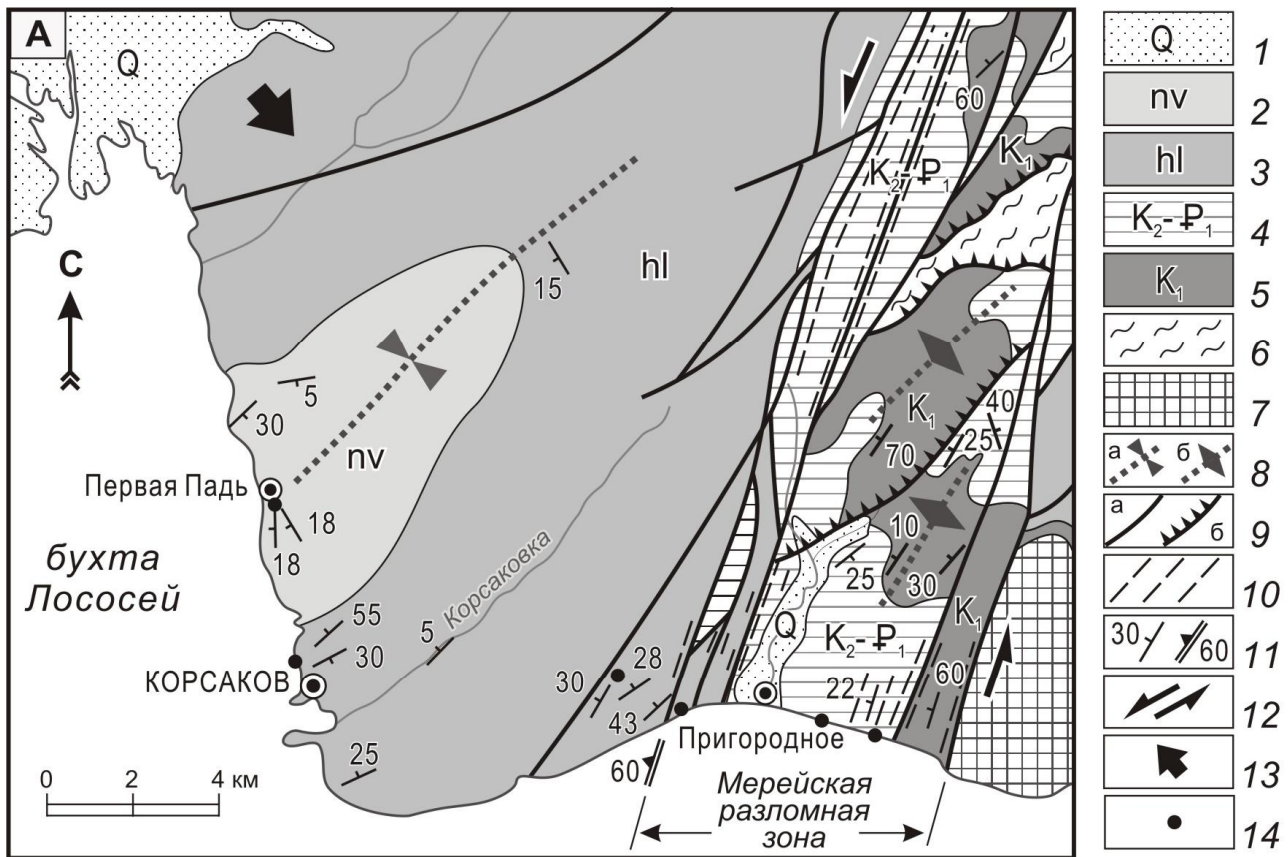


Рис.3. Геолого-структурная схема южного фланга Мерейской разломной зоны и ее западного обрамления (А, по[8]), диаграммы ориентировок слоистости (Б), разрывов с признаками смещений вдоль них (В) и схема структурных парагенезисов (Г).

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 напряжения, 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 лежащие. 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 источников кайнозойских вулканических пород западного побережья Южного Сахалина. //Тихоокеанская геология, 2005, т. 24, № 2, с. 10-32.
4. Рождественский В.С., Сапрыгин 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 КИМБЕРЛИТОВО-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 Алаakit-Оленекская зона северо-восточного простирания (рис. 1), контролирующая Алаakitское (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),

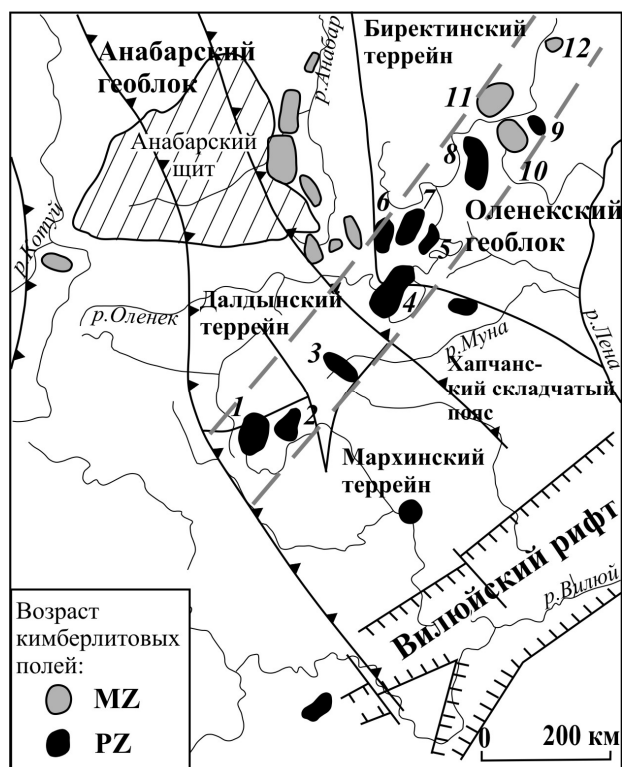


Рис. 1. Положение Алаakit-Оленекской зоны на схеме Якутской кимберлитовой провинции [5,7].

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 Алаakit-Оленекской зоны с целью установления перспектив алмазоносности северо-восточных кимберлитовых полей Якутии.

Геолого-тектоническая позиция Алаakit-Оленекской минерагенической зоны

Алаakit-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 Биректинского 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 – пирропа и пикроильменита. Для кимберлитов северных полей характерно низкое содержание минералов-спутников алмаза, хотя есть трубки с их повышенным количеством (Обнаженная, Руслевая, 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 спектроскопии 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, VM, 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_3 , 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 Толуонское палеозойские кимберлитовые поля насчитывают около 50 кимберлитовых тел, изучено 15 тел. Кимберлиты характеризуются промежуточными значениями содержаний главных и редких элементов при переходе от высокообогатенных 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 TiO₂, Al₂O₃, K₂O, Ga, Sr, Cs, Hf, HREE.

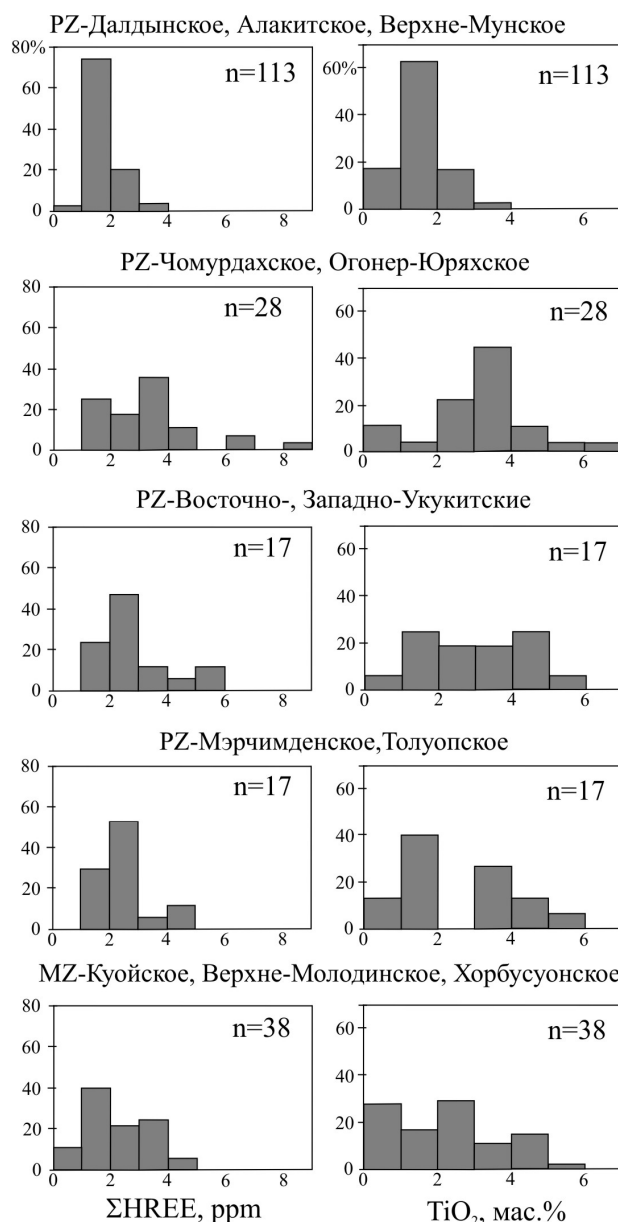


Рис. 2. Гистограммы распределения TiO₂ и ΣHREE в кимберлитах Алакит-Оленекской зоны.

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. Харьков, 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 трансгрессий 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, созданием и распадом суперконтинентов и фигурирующей в двух первых строках нижеприведенной *Таблицы*.

Геодинамика иерархически соподчиненных геосфер

| Ранг ГС | Геосфера, <i>h</i> (км) | Ареал | Процессы, структуры | Ранг ГЦ, <i>t</i> , Ма | <i>h</i> / <i>t</i> , 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 Бенюфа 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).

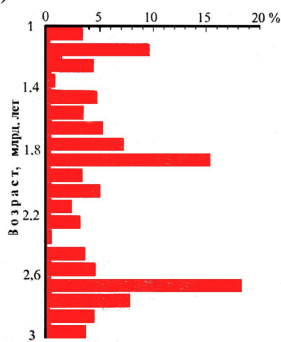


Рис. 1. Этапность формирования континентальной коры. По К. Конди (2000), из [15].

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 $0,79 \pm 0,09$ млрд. лет. Сами же суперконтиненты ниже фигурируют в виде «числового» ряда (рис. 2).

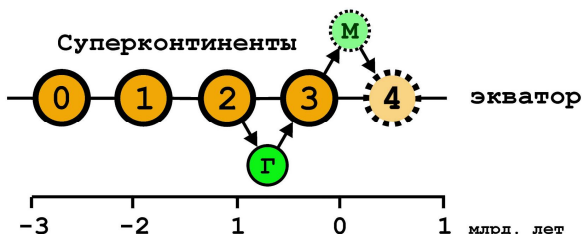


Рис. 2. Геодинамические циклы 0-го и 1-го рангов. По В.Е. Хаину и М.А. Гончарову [14].

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).

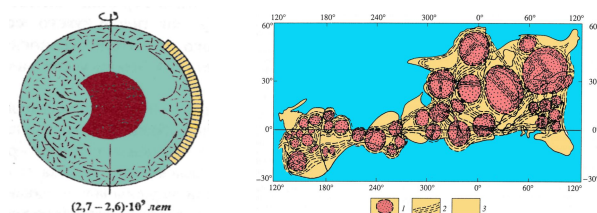


Рис. 3. Формирование Пангеи-0 в экваториальном поясе Земли. По [7].

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.

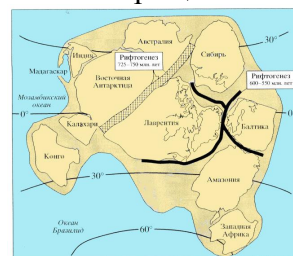


Рис. 5. Реконструкция Пангеи-2 (Родинии). По Т. Торсвикуи др. (1996), из [15].

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 северополлярное; 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.

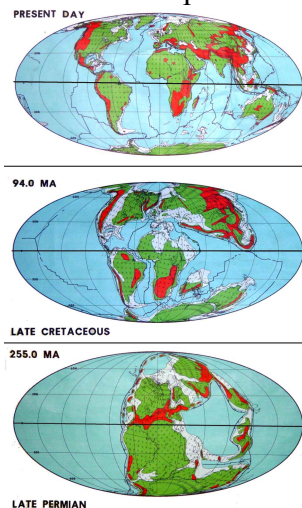


Рис. 6. Северная компонента дрейфа континентов после распада Пангеи-3 Вегенера. По [18].

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 обеих 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 «теплоэкранный» эффект; 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. Никитин 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, Разницын 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 Пангеи 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 большая 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* разнообразных 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.

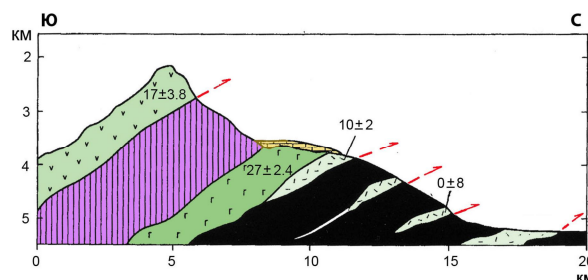


Рис. 1. Схематический разрез южного трансверсивного хребта разлома Вима [14]. Красными линиями показаны надвиги северной вергентности. Цифры – возраст пород (млн. лет).

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 anomalно широкого шельфа Арктического океана (антипода Антарктиды по своим очертаниям); в результате такого прогибания накопились мощные нефтегазоносные осадочные толщи.

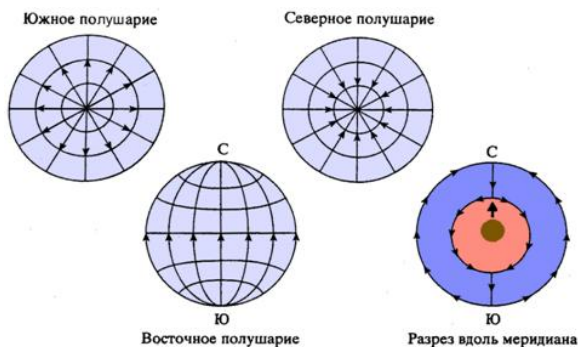


Рис. 2. Меридиональная конвекция [6].

Названные три потока замыкаются направленным к югу глубинным противопотоком (рис. 2). Таким образом, в мантии осуществляется однопоточная 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.

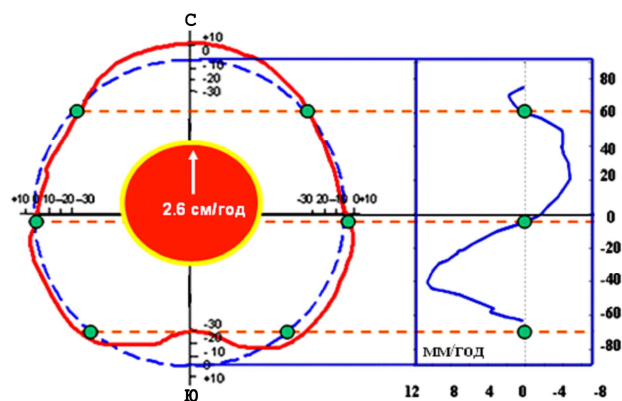


Рис. 3. Грушевидная форма геоида [19].

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 раздели □ 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.: ВИНТИ. 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 полушария 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. Пуцаровский 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

^аИнститут динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия
(gorbunova@idg.chph.ras, ivanchenko@idg.chph.ras.ru, schuk@idg.chph.ras.ru)

^бИнститут 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

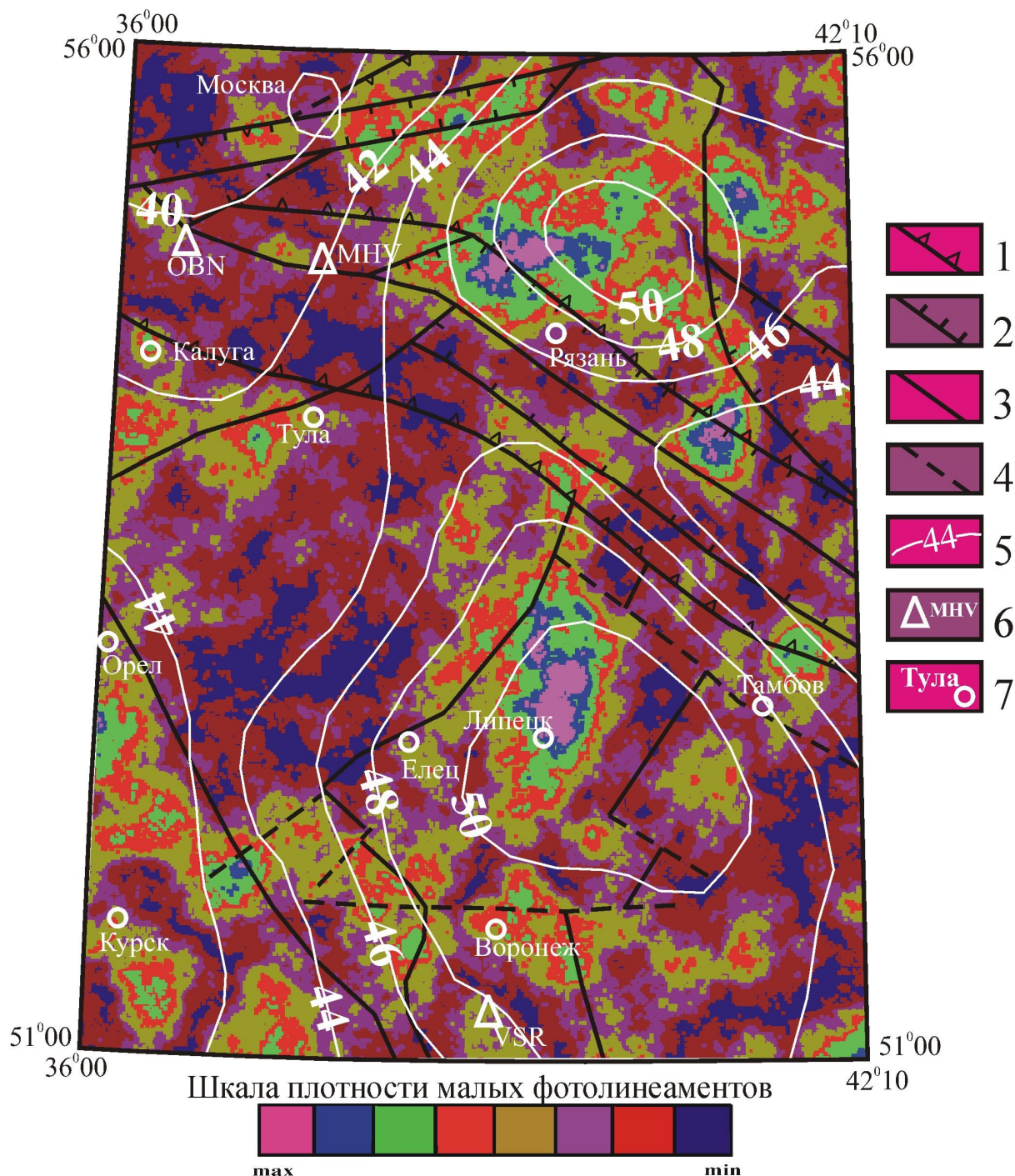


Рис. 1 Схема статистической плотности поля малых фотолинементов

- 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 МНУ – “Михнево”, ОВН – “Обнинск”, VSR – “Сторожевое”;
- 7 – города

достигает 50 км [4]. По направлению к границам геоблоков прослежены высокоградиентные зоны изменения плотности малых фотолинементов.

Погребенные авлакогены отличаются неоднородным распределением плотности малых фотолинементов. 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).

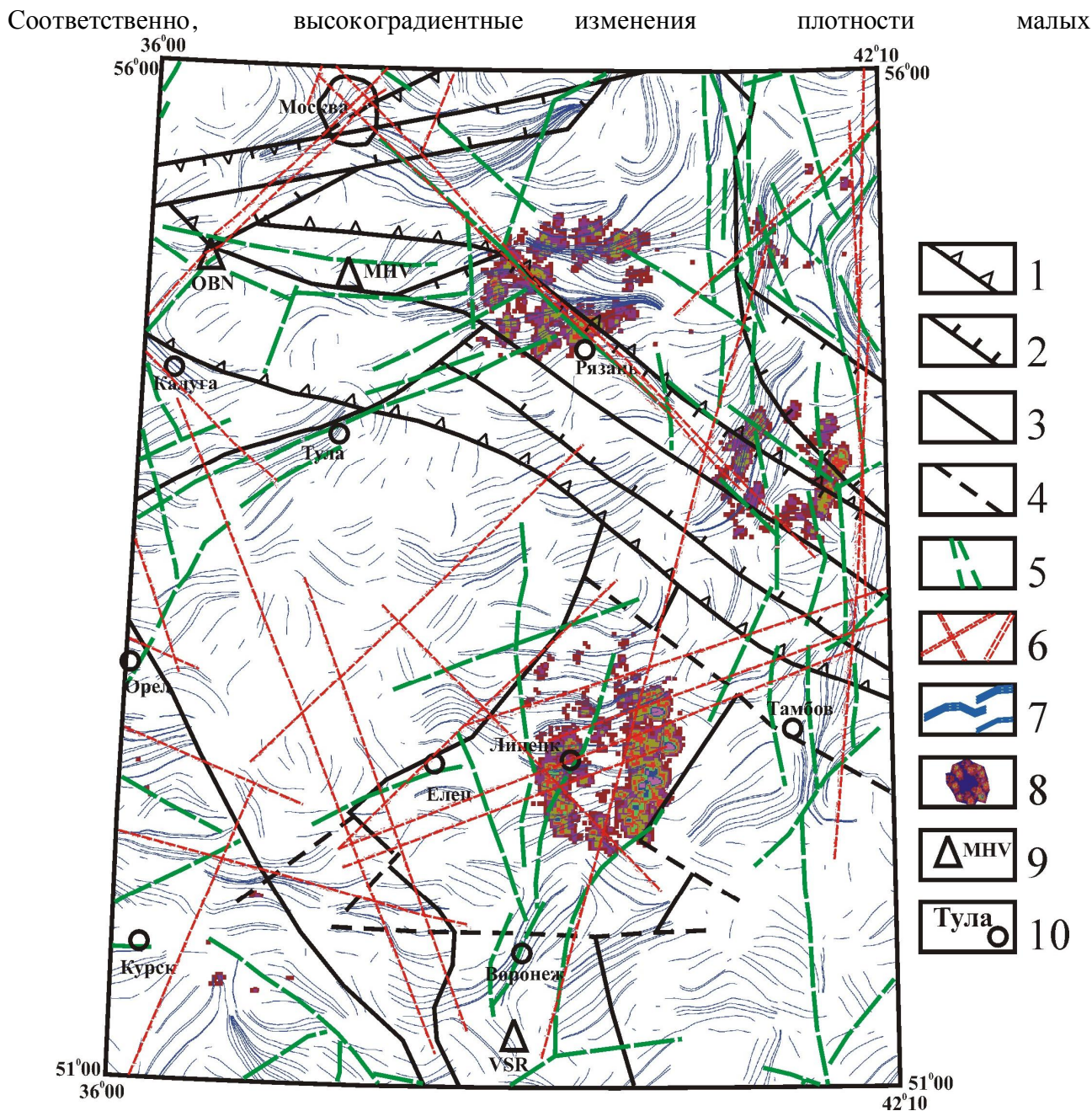


Рис. 2 Схема протяженных линейментов и линейментных форм

(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 линейменты, выделенные: 5 – визуальнo 6 – по результатам автоматизированного дешифрирования; 7 – линии анизотропии; 8 – “кольцевые” образования; 9 - геофизические обсерватории МНВ – “Михнево”, ОВН – “Обнинск”, VSR – “Сторожовое”; 10 – города)

фотолинементов, 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 линейментные зоны разной ширины и протяженности – зоны анизотропии (рис. 2). Предположительно, они отражают некоторым образом проявленную на поверхности вещественно-структурную реологическую и

геофизическую анизотропию свойств геологической среды [3].

Совмещение схем линеamentных форм разных типов и пространственного распределения их плотности с разновозрастными структурно-геологическими планами территории исследований показало, что выделенные протяженные линеamentы, линии и зоны анизотропии среды на отдельных участках согласуются с разломами фундамента, составляя с ними некоторые парагенетические образования и представляя своего рода поверхностный след погребенных структур.

В пределах центральной части Русской плиты выделены серии разноориентированных линеamentных зон. Преобладают зоны СВ-ЮЗ направления, соответствующие, в целом, общему геологоструктурному плану территории (рис. 2). Вкрест простирания основных структур трассируется линеamentная зона ЮВ-СЗ простирания – Москворецкий линеament, состоящая из серии субпараллельных протяженных линеamentов, на которой замыкается часть протяженных линеamentов северо-восточного направления.

В области сопряжения ЮВ-СЗ зоны с СВ-ЮЗ протяженными линеamentами установлено изменение плана линий тока, разворот северо-восточного плана простирания на северо-западный. Фрагментарно Москворецкий линеament 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, Подмосковского) 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 линеament, 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 линеamenta, контролирующего смену рисунка линий анизотропии.

Таким образом, в современном ландшафте центральной части Русской плиты протяженные линеamentы и линеamentные 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 квартара: 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 (Оско-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 34⁰ в.д. за пределы впадины и поднятие юго-восточной части склона Воронежского массива.

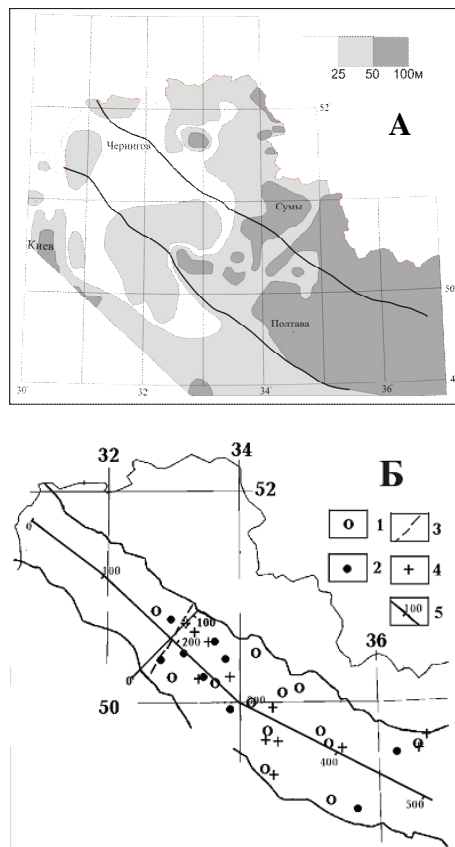


Рис. 1. А - Амплитуды поднятий поверхности Земли за последние 3 млн. лет [2]. Б - 1.19. Пункты определения изотопии He, расположение некоторых молодых месторождений углеводородов с АВПД и граница зоны гидрохимической инверсии в ДДВ. 1, 2 - пункты определения изотопии He (со значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ [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 ($R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He} \cdot 10^8$). 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 косвенным 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/м². 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 полосе шириной 25 км, отнесенной к единице площади полосы). Но этот эффект оказался слабо заметен (рис. 2).

2. Отрицательные скоростные аномалии в коре и верхних горизонтах 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.

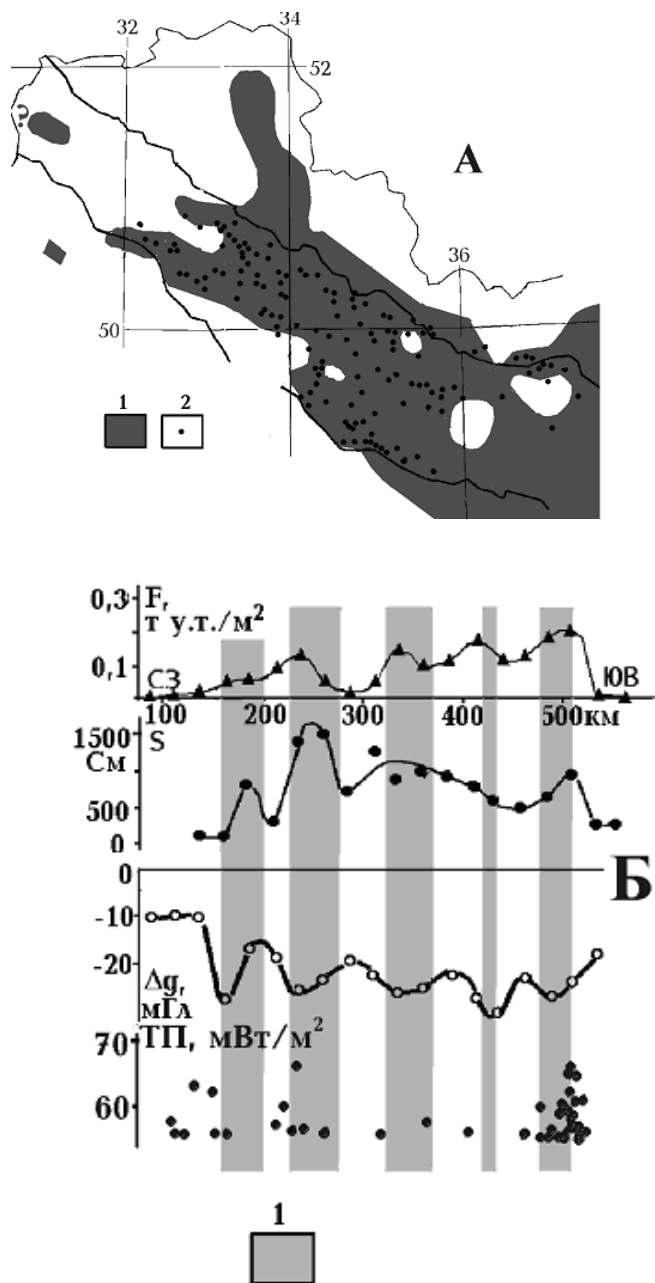


Рис. 2. А – Сопоставление мантийной гравитационной аномалии интенсивностью более 20 мГл (1) и месторождений УВ (2). Б – Сравнение вариаций удельной нефтегазоносности (F) с изменениями суммарной продольной проводимости слоя в нижней части осадочной толщи и консолидированной коре (S), мантийной гравитационной 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

проявляющиеся 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-н-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 разломов, 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.

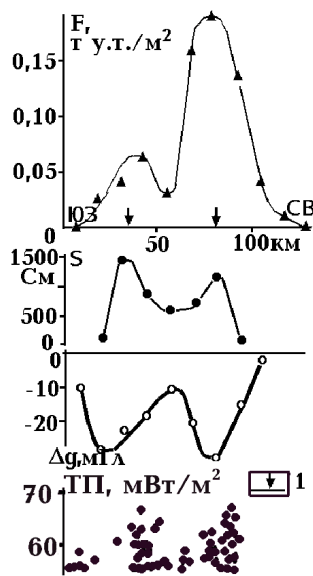


Рис. 3. Сравнение вариаций удельной нефтегазоносности (F) с изменениями суммарной продольной проводимостью слоя в нижней части осадочной толщи и консолидированной коры (S), мантийной гравитационной аномалии (Δg), повышенных значений ТП по поперечному профилю (рис. 1). 1 – активизированные продольные 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 – теплопереноса 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. Днепро-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 activation, physical fields and old and gas potential // Proceedings of the Institute of fundamental studies/ - 2008. - 13. - P.17-22.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕННАНТИТА И ТЕТРАЭДРИТА В ЗОЛОТЫХ РУДАХ ДАРАСУНСКОГО ВУЛКАНОГЕННО-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+} - Cu¹⁺, Ag, Tl, Au; Me^{2+} - Zn, Fe²⁺, Cu²⁺, 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 сводовому 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 вулканоплутоническим латитмонцитонитовым комплексом и контролируется ничтожными по размеру паукообразными телами монцитонитов 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. Блѣклые руды развиты в жилах Центрального и Восточного участков в ассоциации с халькопиритом и образовались в продуктивную золото-сульфидно-сульфосолевою стадию минералообразования, накладывающуюся на более ранние пирит-арсенопиритовую и галенит-сфалеритовую. В месторождении Дарасун блѣклые 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 гнезд 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 блѣклых руд.

Блѣклые руды образуются при замещении халькопирита, при этом избыточное железо сбрасывается в пирит: $10\text{CuFeS}_2 + 2\text{As}_2\text{S}_3\text{p-p} + 3\text{Sp-p} \rightarrow \text{Cu}_{10}\text{Fe}_2\text{As}_4\text{S}_{13} + 8\text{FeS}_2$. Новообразованный пирит выделяется в виде зональных агрегатов радиально-лучистого строения. Зональность обусловлена присутствием мышьяка в отдельных зонах кристаллов (рис.1 а, б). Кристаллизация группы блѣклых руд начинается с теннантита. В процессе минералообразования растворы обогащаются сурьмой и из этого сурьяно-мышьякового раствора кристаллизуются блѣклые руды смешанного состава. Далее происходит накопление сурьмы относительно мышьяка и происходит изменение состава блѣклых руд – последним кристаллизуется тетраэдрит.

Блѣклые руды Дарасунского месторождения отличаются от блѣклых руд других плутоногенных месторождений осцилляционной зональностью,

обусловленной различными соотношениями мышьяка и сурьмы, железа и цинка (рис. 2), при этом в целом блѣклые руды являются более железистыми, менее цинкистыми. В кристаллах происходит чередование зон теннантита, блѣклой руды смешанного состава и тетраэдрита.

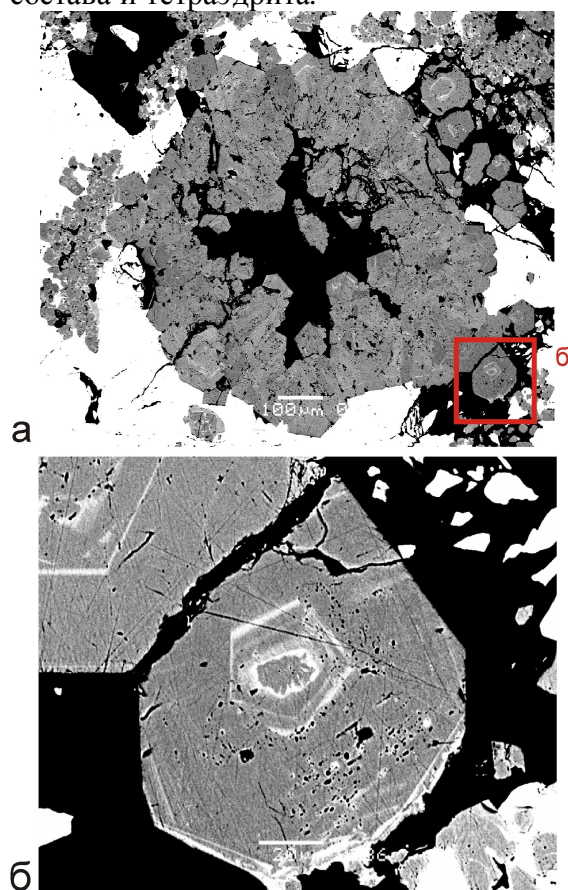


Рис. 1. а – Агрегаты зональных кристаллов пирита: светлые зоны обогащены мышьяком, б – фрагмент рис а. Фотографии в отраженных электронах.

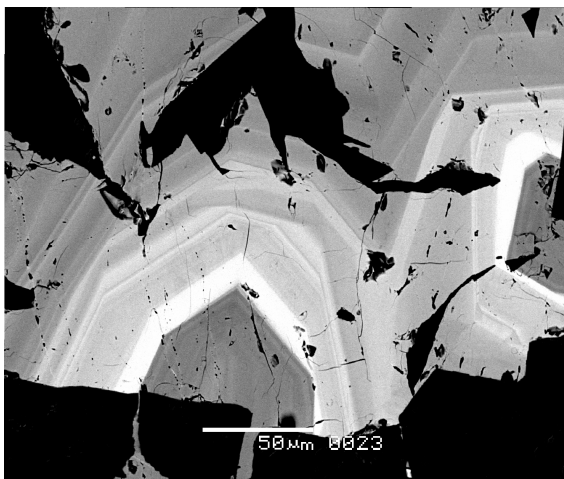


Рис. 2. Осцилляционная зональность блеклых руд
 светлые зоны - тетраэдрит, серые зоны –
 теннантит. Фотографии в отраженных электронах.

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 AuV_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).

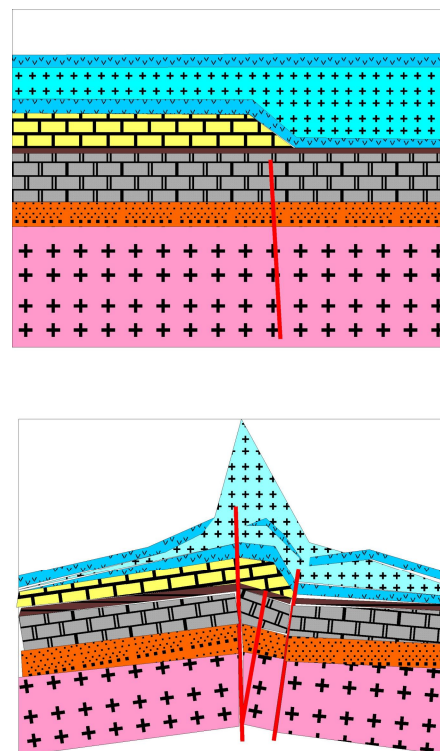


Рис.1. Модель развития подсолевой горстовидной структуры в бортовой зоне Предуральского прогиба

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.

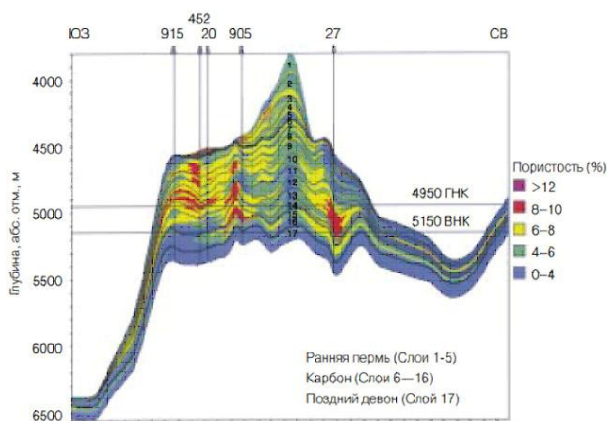


Рис.2 Распределение вторичной пористости по профилю через месторождение Карачаганак По [3]. Зоны максимальной пористости развиты в зонах разломов, пересекающих каменноугольную карбонатную платформу

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 нефтегазоаккумуляции с разломной тектоникой в подсолевых карбонатных толщах, маркируемой соляными валами, выявляется для большинства месторождений Прикаспийской впадины – Астраханского, Тенгиз, Карачаганак, месторождений Дарьинско-Деркульской и Кенкияк-Жаназольской зон нефтегазоаккумуляции, а также месторождений в южной части Предуральского прогиба (Оренбургское, Нагумановское, Акобинское).

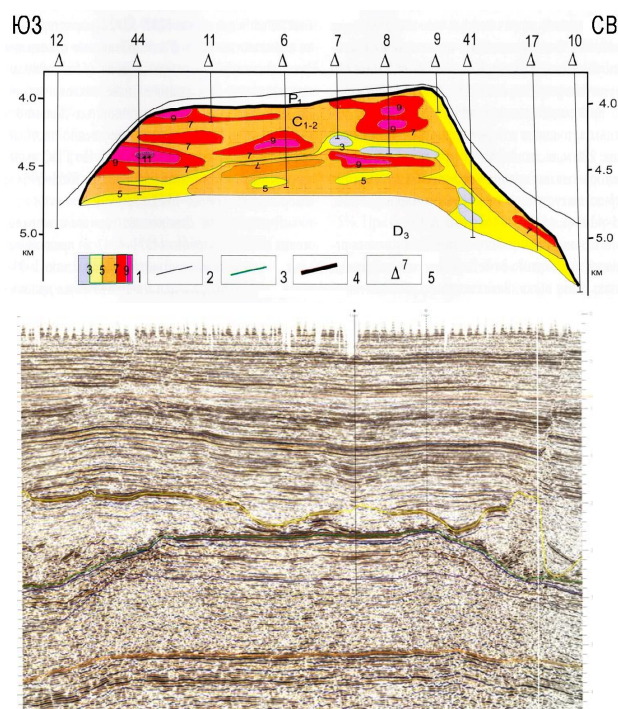


Рис.3. Распределение пористости (а) и сейсмический разрез (б) по профилю через Тенгизскую карбонатную платформу; а – по [1], б – по [5]

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 покрывками 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.

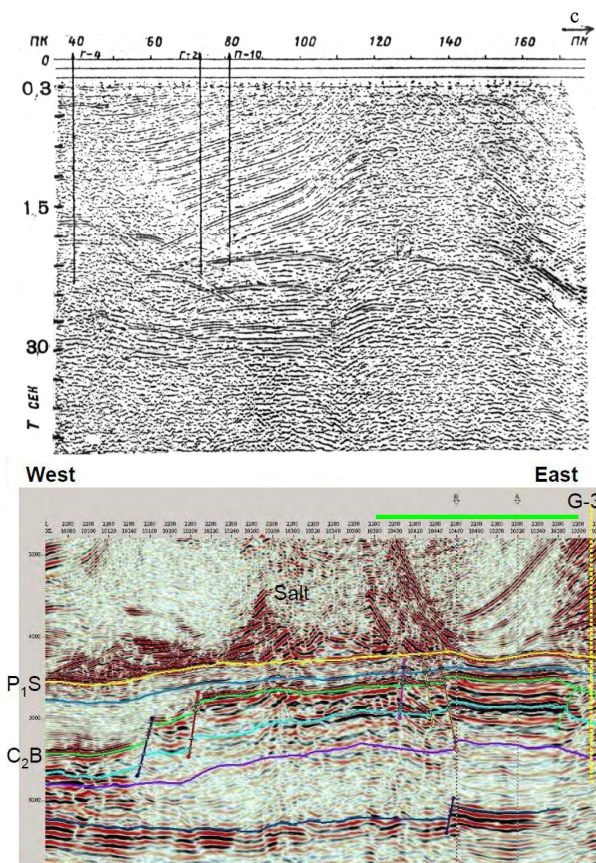


Рис.4. Асимметричные межсолевые мульды на месторождениях Карачаганак (Северный Прикаспий) и Бактыгарын (Восточный Прикаспий)

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 подсоловой 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 подсолового 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 покровов, именно асимметричность межсолевых мульд должна служить основным поисковым критерием зон нефтегазонакопления. Такие наклонные мульды фиксируются над всеми крупными зонами газонефтегазонакопления (Оренбург, Астрахань, Карачаганак, Гронинген).

Это правило можно сформулировать как критерий нефтегазонакопления **-в областях с солянокупольной тектоникой зоны развития вторичной пористости в подсоловых 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 покровами 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 нефтегазонакопление.* 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 нефтегазонакоплением) Автореф. дисс. доктора геолого-минералогических наук. Москва, 2009.
5. *Шилин А.В., Банькин И.М.* Прогноз нефтегазонакопления 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 ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ 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 D_3fm в Зилаирском и Магнитогорском мегасинклиниях). В стадию стабилизации тектонического режима впадины компенсируются терригенно-карбонатными и карбонатными осадками. Им соответствует куруильская и иткуловская свита в Зилаирском

синклинии и турбидитовые толщи C_{1t-v} в зоне ГУР (Юлбарсово) [7]. В тылу орогена при косо́й 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 (саратюбинская 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 приращения 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 синклиория. 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 [3,13]. Предполагается, что флишевые и границах с блоками микроконтинентов

Островодужная стадии развития Южного Урала

Ранний-средний девон (эмский, эйфельский, живетский века) 407-385 млн.л.

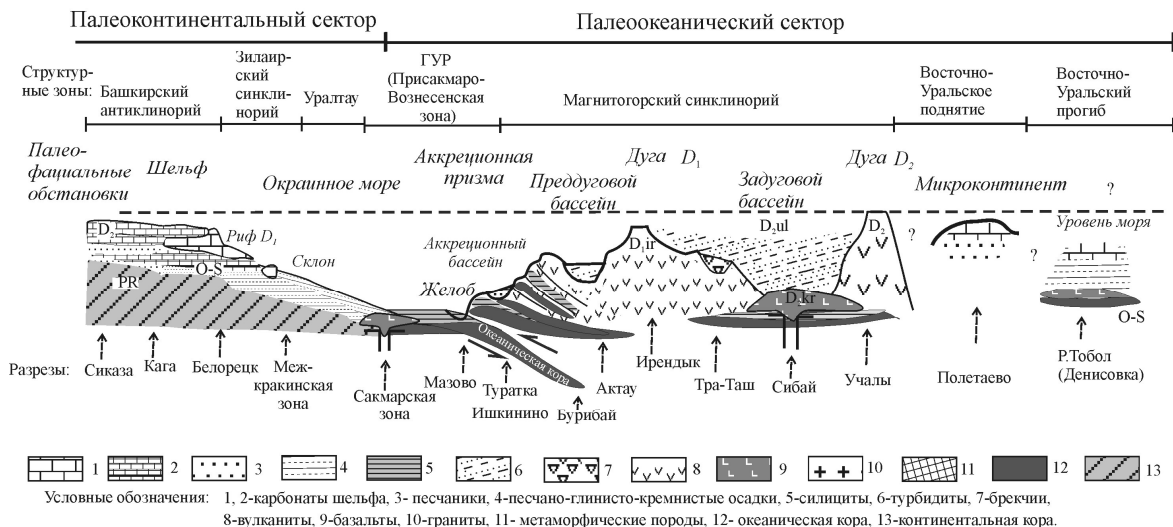


Рис. 1. Схематический палеофациальный профиль для островодужной стадии развития Южного Урала.

Стадия столкновения Магнитогорской дуги с пассивной окраиной Русской платформы

Поздний девон (фаменский и век) 374-360 млн.л.

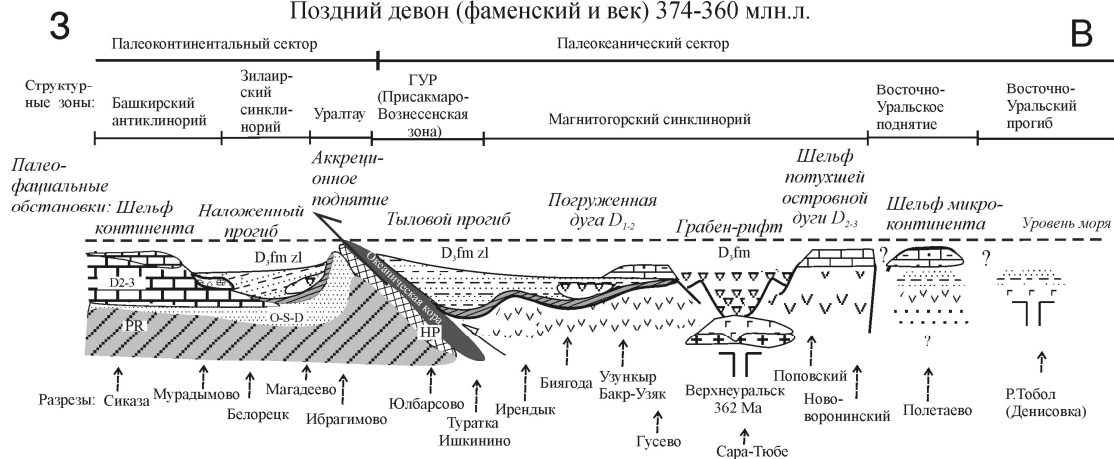


Рис. 2. Схематический палеофациальный профиль для стадии столкновения Магнитогорской дуги с пассивной окраиной Русской платформы.

Начальная стадия континентальной коллизии Южного Урала

Средний карбон 318-307 млн. лет



Рис. 3. Схематический палеофациальный профиль для начальной стадии столкновения Восточно-Европейской и Казахского континентов

молассовые осадки среднего-верхнего карбона (уртазымская свита) в синклинальных зонах ромбовидной конфигурации в центральной части Магнитогорского мегасинклиория, 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 синтетектонических осадочных бассейнов: фациальный состав осадков (обломочные отложения смешанного состава - олистостромы, турбидиты, осадки конусов выноса и др., являются синтетектоническими 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 синтетектонических осадков от ордовика до нижнего карбона. При этом тип бассейна менялся от окраинного моря к преддуговой впадине и бассейну в тылу аккреционного поднятия. Зилаирский синклиорий 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 синдвиговой впадины. Эти данные указывают на смену характера синтетектонических 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.* Фаментурнейская базальт-пикритовая (саратюбинская) 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 коллизийный этап на Южном Урале (стадии развития, формации) // 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 синклинойной 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, андезиты-базальты и андезиты-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 силикокластической 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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 разрывом 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 (металпорфириты, 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - 0.70746-0.72651. В предположении, что возраст свиты равен 2.33 млрд лет, первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - 0.70530) был изучен методом ступенчатого растворения в 0.5N HBr. В шести последовательных фракциях, несмотря на значительное уменьшение отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ от 0.0019 до 0.0002,

измеренная величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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 ($\delta^{13}\text{C}$ до +4.3‰) и коррелируются с куэтьярвинской 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равно 0.70518, а первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (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 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ уменьшалось от 0.0059 до 0.0037, а измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - от 0.70518 до 0.70493. Хотя здесь изменение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитистом известняке полисарской свиты и известковом доломите умбинской свиты составляют соответственно 0.70525 и 0.70482. Эти величины определяют максимальные пределы отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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 поздне-меловой-палеогеновой континентальных тихоокеанских окраин Азии. Верхний этаж объединяет менее дислоцированные окраинно-морские и континентальные палеоценовые-четвертичные рифтовые, синдвиговые и пострифтовые угленосные и нефтегазоносные отложения, а также вулканические и интрузивные образования сопряженных с рифтами и сдвигами вулкано-плутонических 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 дно 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 (Ануйского) микроконтинента. От мезозойского Сихотэ-Алия она отделена Восточно-Азиатским вулкано-плутоническим 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 вулканогенными 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-коллизийных комплексов, террейнов Охотоморской субдукционной сутуры и террейна океанской плиты. Перечисленные террейны перекрыты кайнозойскими отложениями, залегающими с разрывом 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-поздне меловыми метаморфизованными в фации зеленых сланцев вулканогенными, карбонатными, кремнистыми и терригенными породами. Гомонский террейн является фрагментом аккреционной призмы и глубоководного желоба, сложенным ранне меловыми и альб-сеноманскими кремнистыми, карбонатными, вулканогенными и терригенными отложениями и олистостромами, в том числе и меланжированными, которые перекрыты верхне меловыми 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 поздне меловыми-палеогеновыми вулканогенно-осадочными окраинно-морскими образованиями. Тонино-Анивский террейн отделен от Озерско-Свободненского террейна (ТА, ОС – рис. 1) субширотным ориентированным пакетом надвиговых пластин и покровов шириной 5-8 км (Вавайский меланж). Он включает юрско-ранне меловую кремнисто-вулканогенно-терригенную скальную толщу (900-950 м), апт-сеноманскую аккреционную призму, сложенную олистостромами, турбидитами и тектоническими меланжами с чешуйчатонадвиговыми дислокациями (утеснинская толща, более 1000м), турон-маастрихтскую евстафиевскую свиту с пачками флишеидно переслаивающихся кемнисто-терригенных пород и флиша (2600 м). Охарактеризованные отложения перекрыты залегающей несогласно с разрывом нижне-среднемиоценовой туфогенно-терригенной угленосной верхне дуйской свитой (450 м) [4].

Шмидтовский, Рымникский, Терпеньевский (Ш, ТР – рис. 1) террейны восточной зоны являются фрагментами поздне меловых-палеогеновых аккреционно-коллизийных комплексов (9 – рис.1), состоящих из серий надвиговых пластин, включающих образования ранне меловой Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинской (фрагмент мыса Марии) и поздне меловой-палеогеновой Восточно-Сахалинской островодужных систем, а также позднеюрской-ранне меловой 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-коллизийными 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 обвальными-оползевыми отложениями. В ее строении принимают участие также субдуцированные террейны палеозойско-раннемеловой океанской плиты, установленные по гравиметрическим данным. Поронайский микроконтинент (не менее 200-250x150-200 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 позднекарбонного-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, фрагмент юрско-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 поздне мелового 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 поздне меловой-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].

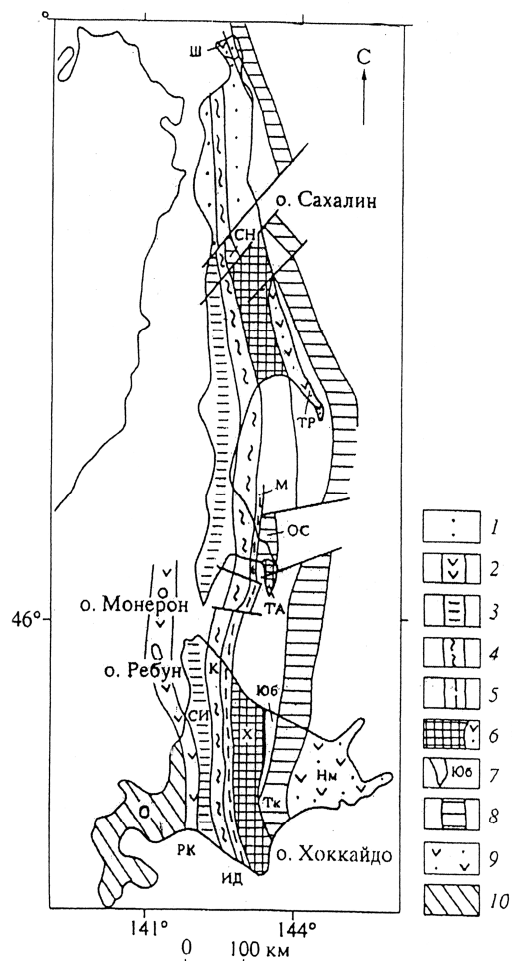


Рис. 1. Сопоставление структурных элементов Сахалина и Хоккайдо [2, 3, 8].

Конвергентное и трансформное взаимодействие литосферных плит в позднем мезозое и кайнозое сопровождалось заложением и развитием раннемеловой, поздне-меловой-палеогеновой и кайнозойской континентальных окраин, проявлением надсубдукционного магматизма и субдукционного метаморфизма пород, формированием аккреционных призм и аккреционно-коллизонных 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 Евразийского континента, показали, что их геологическая структура и земная кора также сформировались в результате развития аналогичных разновозрастных переходных зон в течение позднерифейско-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-коллизийные складчатые системы и области (Амуро-Охотскую, Сихотэ-Алинскую, Хоккайдо-Сахалинскую, Курило-Камчатскую, Японскую, Импджиган, 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 Евразийского 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 Евразийского 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 Евразийского континента) со сформированной складчатой структурой и фронтальную (зона перехода от океана к континенту), формирование складчатой структуры которой не завершено

Аккреционно-коллизийные 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.

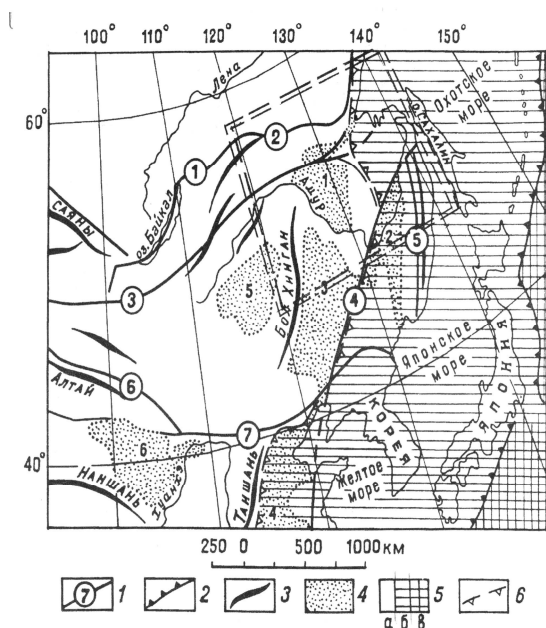


Рис. 1. Типы земной коры и ориентировка структурных элементов области сочленения ДВ сектора ТПП,

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 Евразийского 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 гранулитогаббровому (мощностью до 10 км) геофизическим слоям. Первый слой расположен под Средним и Ганальским хребтами, второй слой – в основании Восточно-Камчатского и частично Центрально-Камчатского блоков. Третий

(гранулит-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, позднерифейскую-раннемеловую, раннемеловую, раннепозднемеловую, позднемеловую-

палеогеновую и неоген-четвертичную переходные зоны [2].

Наиболее древняя позднерифейская-раннепалеозойская переходная зона разделяла Палеоазиатский и Тихий 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 Тихого океана и включала пассивную окраину Сибирского палеоконтинента, Агинскую ВОД, морской бассейн (залив), Центрально-Монгольский ОКВП. Несколько южнее она была представлена Лаолин-Гродековским эпиконтинентальным окраинным морем, одноименной ВОД, Ханкайским микроконтинентом, Западно-Сихотэ-Алинским ОКВП и Муравьевской ВОД.

Среднеюрская-раннемеловая Верхнеамурская переходная зона включала край Сибирского палеоконтинента, осложненный системой рифтогенных морских бассейнов, Верхнеамурский ОКВП, Хинганский морской бассейн, Буреинский микроконтинент, вошедший в состав Амурского супертеррейна.

Позднерифейская-раннемеловая Северокорейско-Хоккайдо-Сихотэ-Алинская переходная зона включала массив Наним, аккреционную призму Туманган, Северо-Корейский ОКВП, 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 (Самаргинскую, 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-поздне меловая Хингано-Охотская переходная зона включала Хингано-Охотский ОКВП, 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.

Поздне меловая-палеогеновая Сихотэ-Алинь-Хоккайдо-Сахалинская переходная зона включала Восточно-Сихотэ-Алинский ОКВП, 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 Евразийский 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-

коллизийные 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 типам 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. Пуцаровский 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 Краснодарским 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 восточной 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 сейсмоки 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 Эльбuzдским разломами и сложенный

породами нижнего и верхнего протерозоя, крутопадающими на восток-юго-восток и простирающимися на северо-восток, образуя Новочеркасскую моноклираль. Мечетинский синклинорий по ориентировке структур соответствует Восточно-Воронежскому синклинорию.

Самые южные докембрийские блоки – Кушевский и Песчанокоспский характеризуются широтным простираением и кулисообразным расположением магнитных полей Песчанокоспского 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 этап. 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 метабазами 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 заложен 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-Мечётинской шовных зон, с метабазальт-метариолитовой, метапесчаниковой, метатифопесчаниковой 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 комплексов. 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 этап. 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 Днепровско-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 Днепровско-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 северо-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, сообщаемого 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 массива, 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.Зеленищев, 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 (georgiv.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 неоархей, метаморфизованными в среднетемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений. Р-Т 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 – метавулканы 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 неизменные 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 (Grt₂) и мелких зерен ставролита (St) и турмалина (Tur₁) (зона 1). С продолжением метасоматоза начинается перекристаллизация роговой обманки (Hbl₁→Hbl₂) и плагиоклаза (Pl₁→Pl₂), 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 (Tur₁→Tur₂) и биотита (Bt₁→Bt₂) 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 | Hbl ₁ | Hbl ₂ | Hbl ₂ | | |
| | Pl ₁ | Pl ₁ | Pl ₂ | Pl ₂ | | |
| | Qtz | Qtz | Qtz | Qtz | Qtz | Qtz |
| | | St | St | St | St | St |
| | | Grt ₁ | Grt ₂ | Grt ₂ | Grt ₂ | 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.

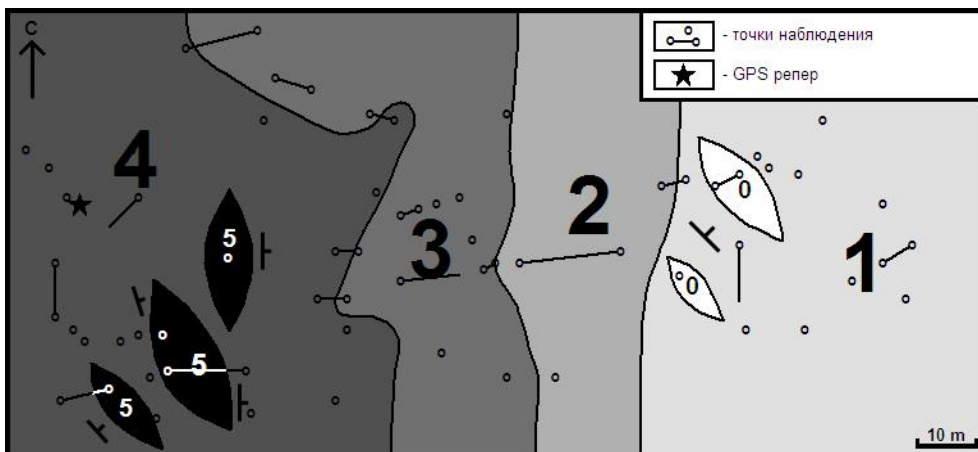


Рис. 2. Схема метасоматической зональности детального участка.
 Координаты реперной GPS точки: N: 66°20,774' ; E: 32°08,061' («Пулково1942»)

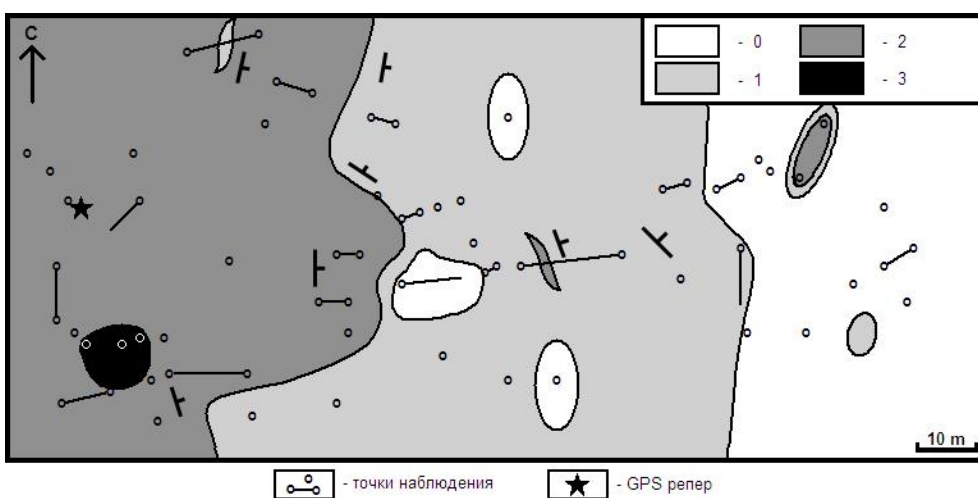


Рис. 3. Схема степени деформированности метаморфических парагенезисов пород детального участка.
 Цифры в легенде – степень интенсивности деформации.

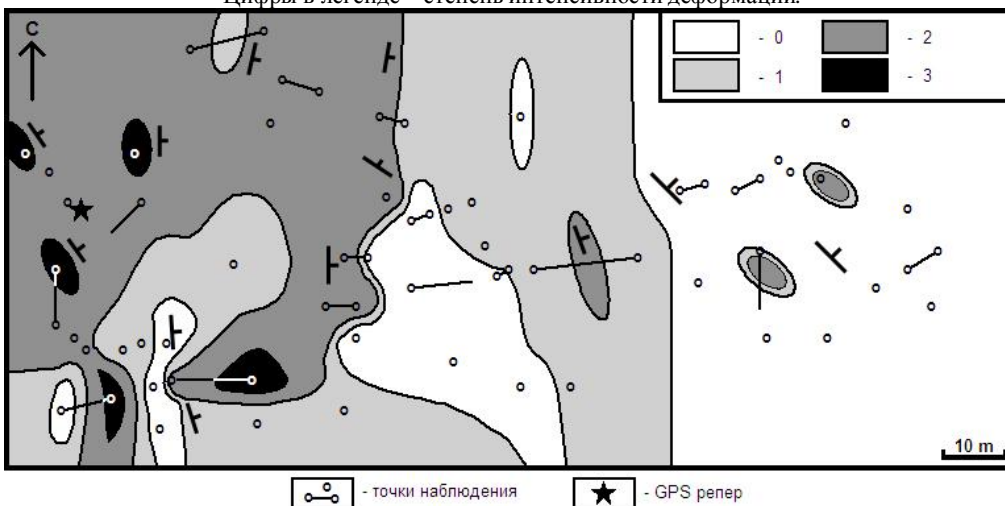


Рис. 4. Схема степени деформированности метасоматитов детального участка.

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

Таблица 2. Критерии определения степени деформированности породы

| Типы микроструктурных критериев | Класс деформированности | | | |
|---|-------------------------|-------|--------|--------|
| | 0 | 1 | 2 | 3 |
| Качество ориентировки слюды (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 трещиноватости и дробления | нет | нет | нет | есть |

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.

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 посткинematическим 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).

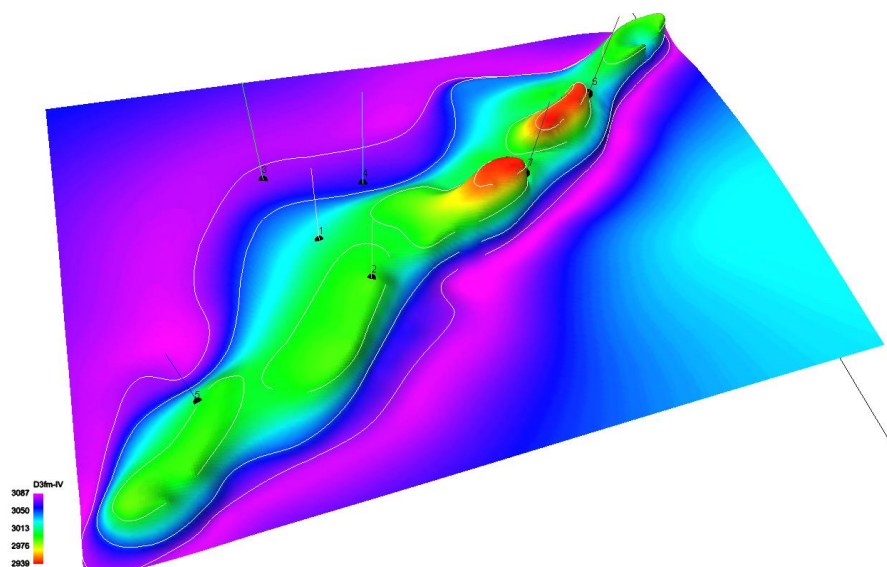


Рис.1. Структурная поверхность по кровле проницаемых карбонатов пласта D₃fm-IV Висового месторождения

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 песчаности (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, песчаности, 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).

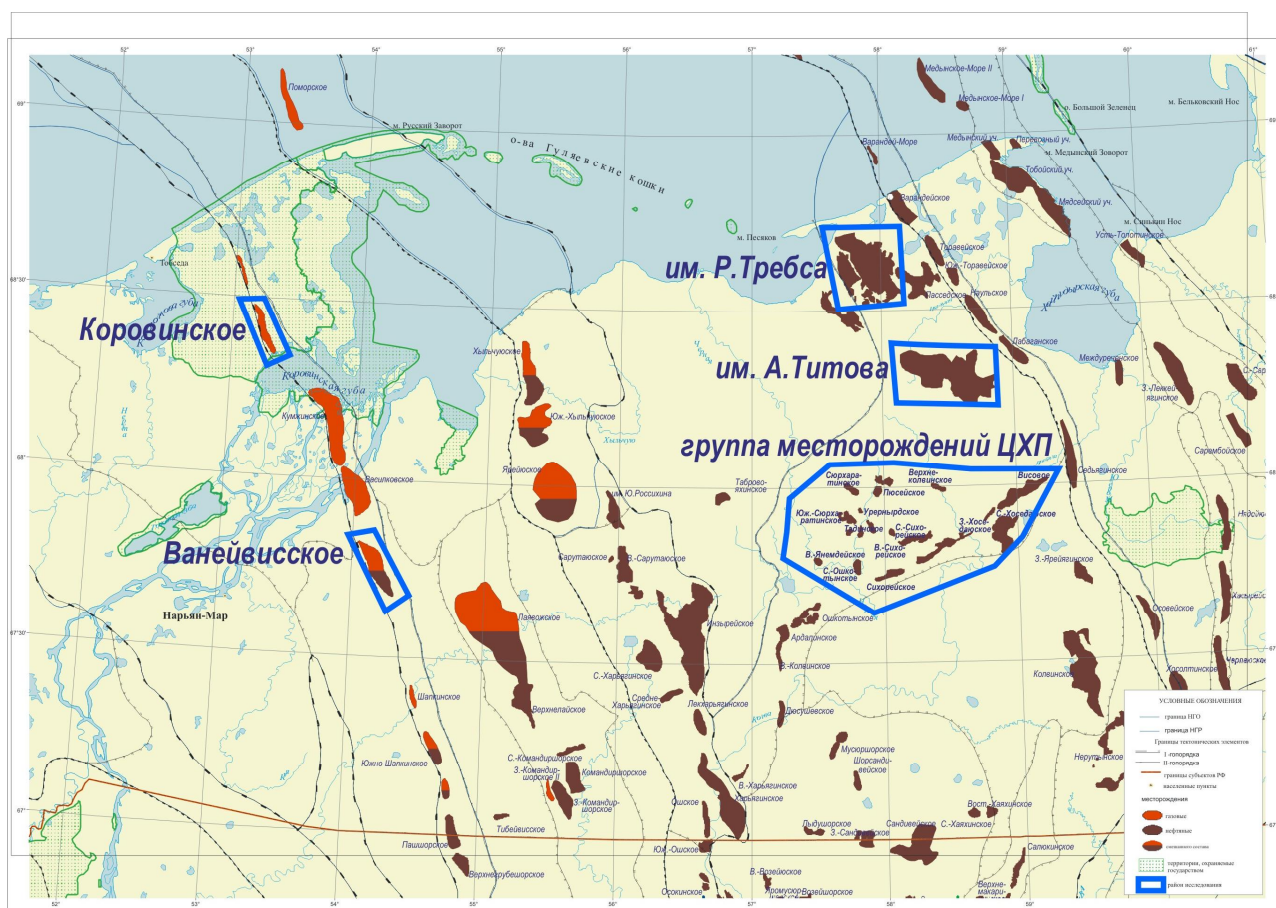
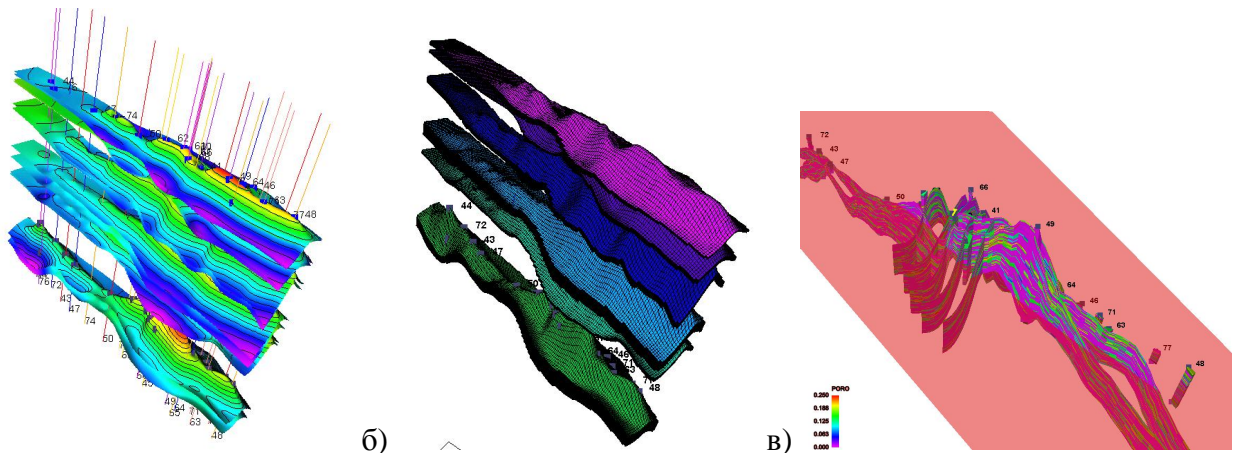


Рис.2. Обзорная карта севера Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.

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_{1k} , P_{2u} , P_{2t} южный купол, P_{2t} северный купол, $T_{1-b} + T_{1-v}$. 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_{1k} 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-b} и T_{1-v} 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 (C₂+C₃) массивная, сводовая, литологически ограниченная высотой 267 м. Коллекторами являются известняки, покрышкой – глинисто-карбонатная толща нижней перми.

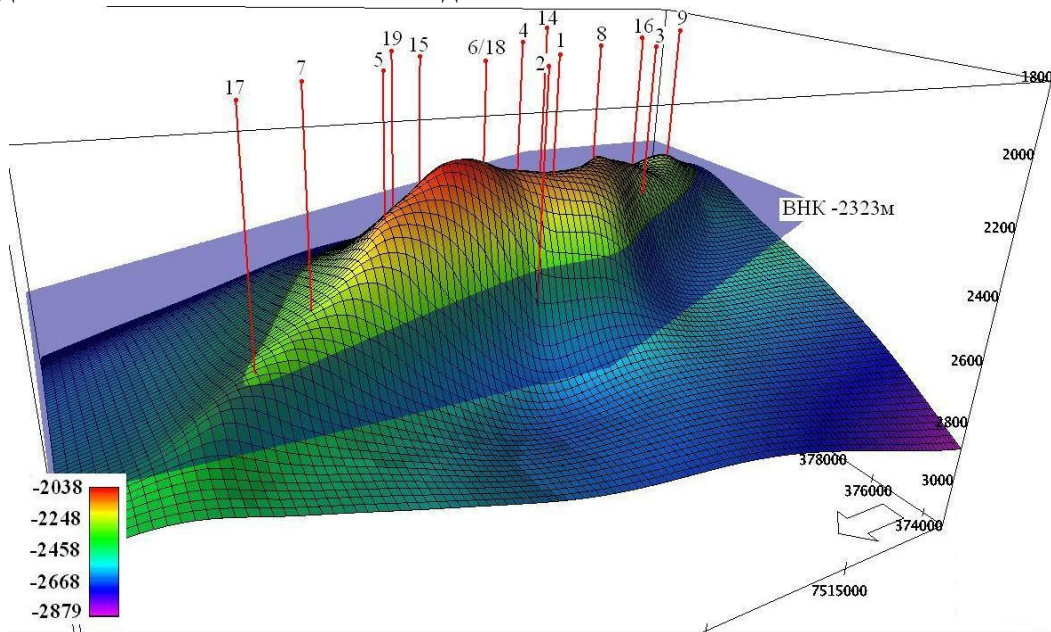


Рис.4. Трехмерная модель Ванейвисского месторождения с выделением поверхности ВНК

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 D₁-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 D₁-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

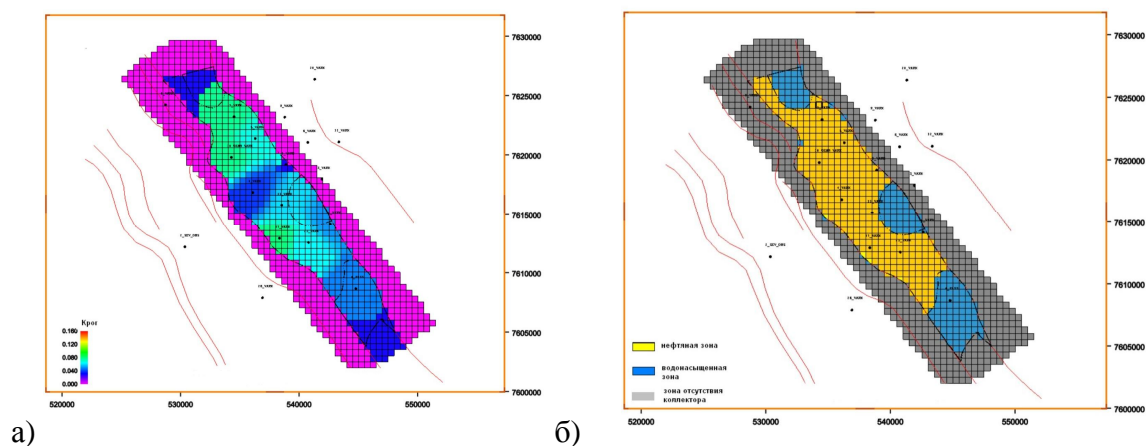


Рис. 5. а) Распределение параметра пористости по пласту D_1-II месторождения им. Р.Требса; б) Распределение параметра начальной нефтенасыщенности по пласту D_1-II месторождения им. Р.Требса

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 подготовлено 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 РАЗЛОМОВ БЕЛОРУССКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Губин В.Н.

Белорусский Государственный Университет, Минск, Республика Беларусь
(vnugubin@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 (позднеолигоцен-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 следующие 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 простираем 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», дешифрируемые 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 (структурообразующие, 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 антеклизы имеет на границе с Подляско-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 неогеодинимических 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: 1) 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, способствовали 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 315° 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 водноледниковыми и озерно-аллювиальными низинами. В физических полях зоны разломов подчеркиваются горизонтальным смещени-

ем 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 тектономагматической 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 тектономагматической 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 $45\text{--}315^\circ$. 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 45° согласуется простирание Минского регионального разлома, разделяющего блоки кристаллического фундамента. По азимуту 315° трассируется Налибокский, Неманский и Савонский разломы. Следует отметить, что ортогональная сеть дислокаций $45\text{--}315^\circ$ является кардинальной для линейных структур ротационной природы в пределах Восточно-Европейской платформы [1,2].

В системе планетарных трещин $17\text{--}287^\circ$ к азимуту 17° 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 $0\text{--}270^\circ$ 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 $45\text{--}315^\circ$, 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.: Лазурек, 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

Анализ 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. Молоствовский, 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 Ng-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» субхрон 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 ($J_{\text{т}}$) с увеличением возраста океанской коры и, напротив, возрастание по такому же закону химической намагниченности ($J_{\text{гс}}$) 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 $J_{\text{т}}$ и $J_{\text{гс}}$, 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 олигоценые-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 средиземноморских разрезах получены данные о наличии 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 – кайнозой. 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 (ОАЕ) – 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 ОАЕ к меловому суперхрону отмечалась и ранее, но при их сопоставлении с новым вариантом магнитостратиграфической шкалы мела [3] намечается еще одна особенность во взаимосвязи ОАЕ 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), гиперзона Nг-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., Молоствовский 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., Молоствовский 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.

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 отношении 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 аппаратное 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 рН 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 этапе 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: Y antarny 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 флокуляция 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 рН (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, SO₄²⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, N-NH₄⁺, N-NO₂, Fe, Mn, Zn, Cu, P, иногда – углеводы и ряд других компонентов. В воде и донных отложениях выполняли измерения рН 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, NH₄, 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 - ΣM), Cl, Mg²⁺, Na⁺, N-NH₄⁺, 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 проследиваться 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 рН 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 рН 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].

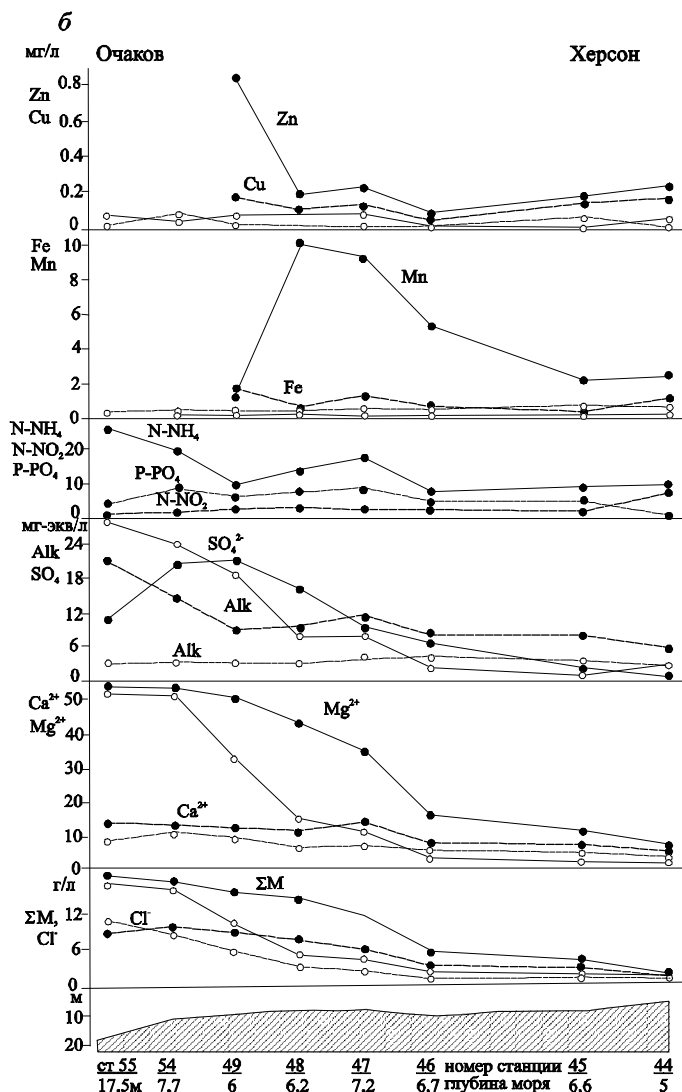


Рис. 1. Распределение элементов и ионов в Днепровском лимане на профиле река – море по результатам весенней съемки (май).

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.

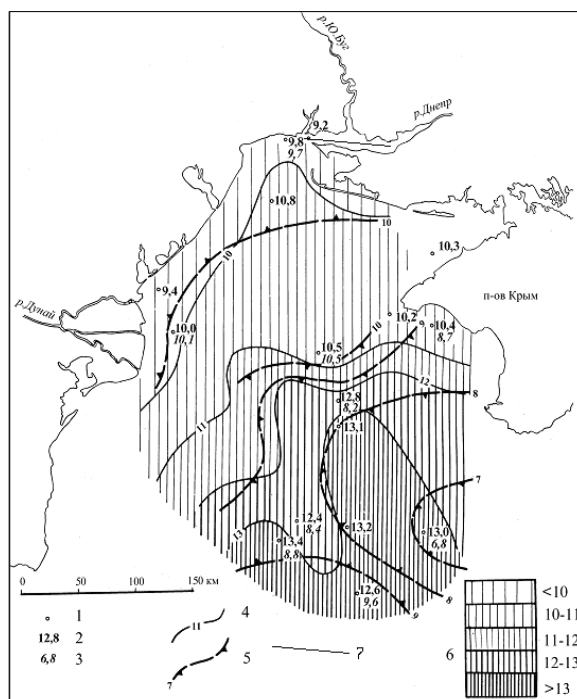


Рис. 2. Схема распределения хлора в иловых водах СЗ части Черного моря.

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 этапе 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 обуславливают 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 cycling and sediment ecology. Ed. J.Gray et al. Dordr.: Kluwer, 1999. p. 69-109.

УРАЛ: ПАЛЕОТЕКТОНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Гусев Г.С., Межеловский Н.В., Гушин 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-Мауковским (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.

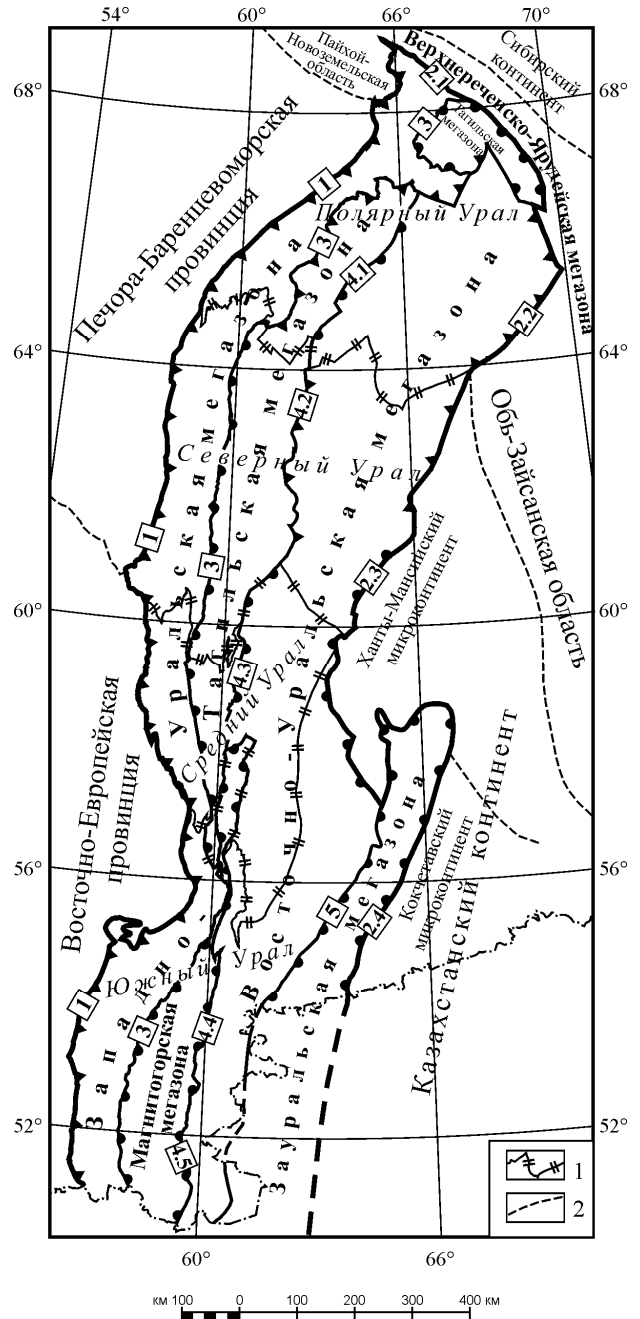


Рис.1 Схема тектонического районирования Уральской покровно-складчатой области
1 - границы единиц поперечной зональности; 2 - границы тектонических единиц в обрамлении Уральской области.

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) - надвигом восточной вергентности (рис.1).

Байдарацкий шов (2.1) отделяет Полярное окончание Западно-Уральской мегазоны и Щучинское 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. *Чанчарский шов* (2.3) - граница между Шеркалинской зоной (коллаж палеозойских океанических, островодужных и активноокраинных комплексов) Восточно-Уральской мегазоны с Ханты-Мансийским микроконтинентом [5] - северным окончанием Казахстанского континента [6]. *Центрально-Тургайский шов* (2.4) - граница между Валерьяновской зоной, сложенной герцинскими активноокраинными 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 Оченырдыско-Карскому окончанию Главного Западно-Уральского разлома. Структуры южного окончания Урала под чехлом Туранской молодой платформы предположительно трассируются в направлении Среднего и Южного Тянь-Шаня.

Территория Западно-Уральской мегазоны сложена ранне-среднепалеозойскими 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-среднекаменноугольный [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 повторноколлизийного 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 активноокраинные комплексы Моллюдовоожской и Лягдейской вулканоплутонических 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 коллизийные 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 вулканоплутонических дуг (Восточно-Щучинской 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 Щучинско-Западно-Войкарский (Грубешорский) океанический бассейн. Вследствие субдукции океанического слэба в восточном направлении возник Полярно-Уральский активноокраинный пояс. В нем выделяются аккреционная призма (Сыумкеу-Западно-Войкарская) и вулканоплутоническая дуга (Щучинско-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 палеостроводужных 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 тагилыктылымский комплекс) и плагиогранитовой 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 тектономагматического 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 вулканоплутонической 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 вулканоплутонического пояса, продуцированного субдукцией (с территории Восточного Урала) океанической литосферы в западном направлении.

Среднепалеозойские активноокраинные комплексы перекрывают фундамент Пельмского микроконтинента, нижнепалеозойские палеоостроводужные комплексы Тагильской мегазоны и, частично, Западно-Уральской мегазоны. Эти комплексы специализированы на обычное для активных окраин медно-железородное скарное, 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-плюмового 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 (гринвильский) – 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 – внутриконтинентального повторно-коллизийного орогенеза.

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., Натанов 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 1:1 000 000 / 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.

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

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 (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ - РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ ПА. | 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 |
| Дементенко Л.И., Головкин А.В., Попенко Г.С. СТРАТИФОРМИРОВАННЫЕ 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 $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ 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, (marad@yandex.ru)

При проведении инженерно-геологических работ в Зилаирском районе 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 прослой 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.

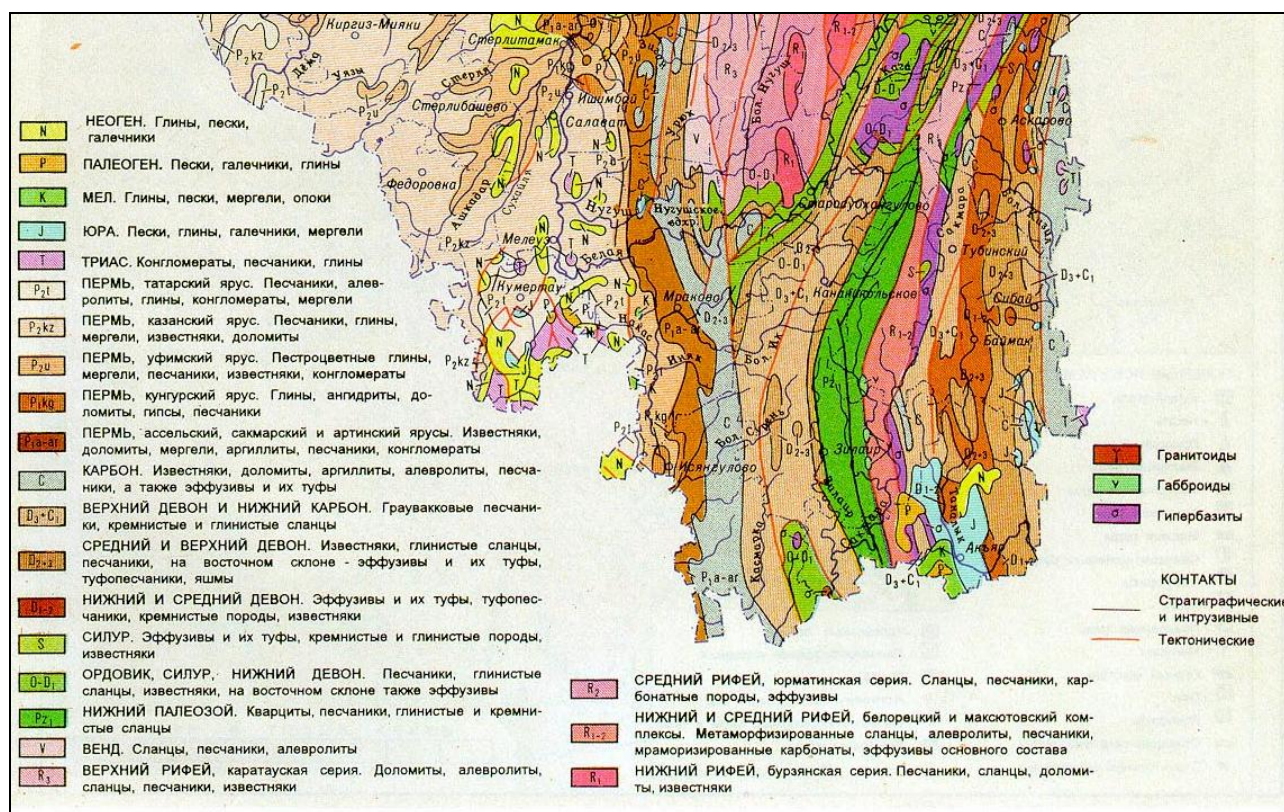


Рис.1 Геологическая карта Башкирии

По рекогносцировочным оценкам инженерно-геологических работ на территории района ориентировочные размеры месторождения 100x10x1км, 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?

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 в водонасыщ. сост., % | Потеря массы при испыт. щебня на дробимость фракции 10-20мм, % | |
|----------|------------------------------|--------------------------------------|-------------------|---|---|--|--------------------|
| | | | | | | в сухом сост. | в водонасыщ. сост. |
| 1 | Глинистый сланец с р. Шар | 2830 2360 ср. 2595 | 1,71 | 32,5 (325,0) | 0 | 10,3 | 24 |
| | | | 1,54 | 24,5 (245,0) | | | |
| | | | 1,82 | 27,8 (278,0) | | | |
| | | | ср. 1,69 | ср. 28,3 (283,0) | | | |
| 2 | Глинистый сланец с р. Зилаир | 3120 3000 ср. 3060 | 1,25 | 38,9 (389,0) | 0 | 10,7 | 19,3 |
| | | | 2,1 | 28,9 (289,0) | | | |
| | | | 1,44 | 33,2 (332,0) | | | |
| | | | ср. 1,5 | ср. 33,8 (338,0) | | | |

ООО «Коинот» совместно с отделом строительства Зилаирского района начали в 2009г работы по поиску технологий на глинистое сырье. Институт «БашНИИСТРОЙ» провел лабораторные

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.

исследования по пробам взятых вблизи районного центра Зилаир. Согласно полученным результатам, испытываемые породы характеризуются прочностью при сжатии 250-400 кгс/см² и по ГОСТ 9479-98

относятся к низкопрочным породам. Прочность проб составляет 28,3 - 33,8 МПа. Прочность породы при сжатии в водонасыщенном состоянии не снижается. Плотность образцов составляет 2600 - 3060 кг/м³ (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-алевролитовом 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 (плычатый 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 ₂ O ₃ | TiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | CaO | MgO | SO ₃ общ. | Na ₂ O+K ₂ O | 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/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

- ГОСТ 9479-98 «Блоки из горных пород для производства облицовочных, архитектурно-строительных, мемориальных и других изделий. Технические условия»
- ГОСТ 30629-99 «Материалы и изделия облицовочные из горных пород. Методы испытаний»
- ГОСТ 8267-93 «Щебень и гравий из плотных горных пород для строительных работ. Технические условия»
- Энциклопедия неорганических материалов. II т., Киев, 1977, Главная редакция Украинской советской энциклопедии, с. 292-293.
- 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, (marad@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 100x10x1км, 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. Пеночеромика

В министерстве строительства Башкирии сразу запросили материал с прочностными характеристиками до 5 этажей. Сейчас в Уфе начал строиться многоэтажный дом, финансируемый 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 | |
| | | | | пеночеромика |
| 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 геозологии 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 УГЛЕВОДОРОДОВ НА 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 Предандийского 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 двойную 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 (формация 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 Кирусилас 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 Предандийского 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 Предандийского 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 надвиговых дислокаций 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, генерирующему 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 характеризуется наличием глубоких полуграбенных, 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 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

^аМосква, Геологический институт, (a_dvorova@mail.ru)

^бСанкт-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 Родиния, 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.

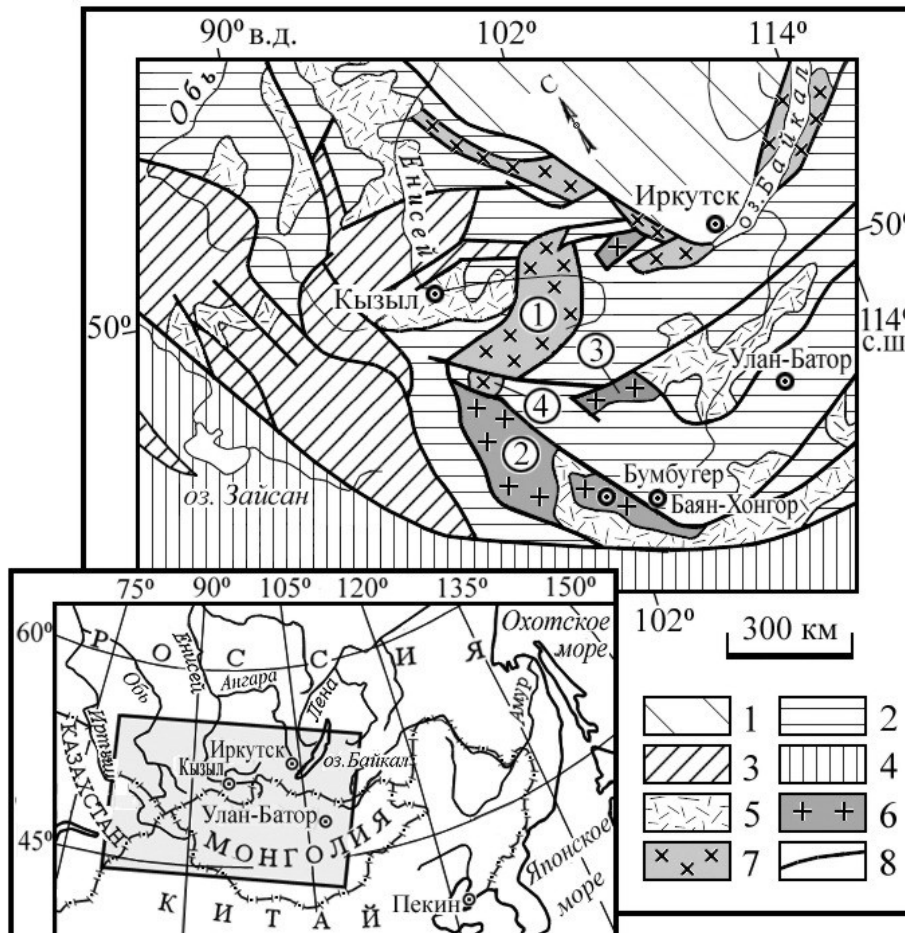


Рис.1. Положение Дзабханского микроконтинента

1 – кратоны; 2-3 – каледониды ранние (2), поздние (3); 4 – герциниды; 5 – фанерозойские вулканоплутонические 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 субэральных вулканитов, выделяемый как дзабханская серия. Он сложен практически не метаморфизованными фиолетовыми, черными, красно-коричневыми субэральными 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).

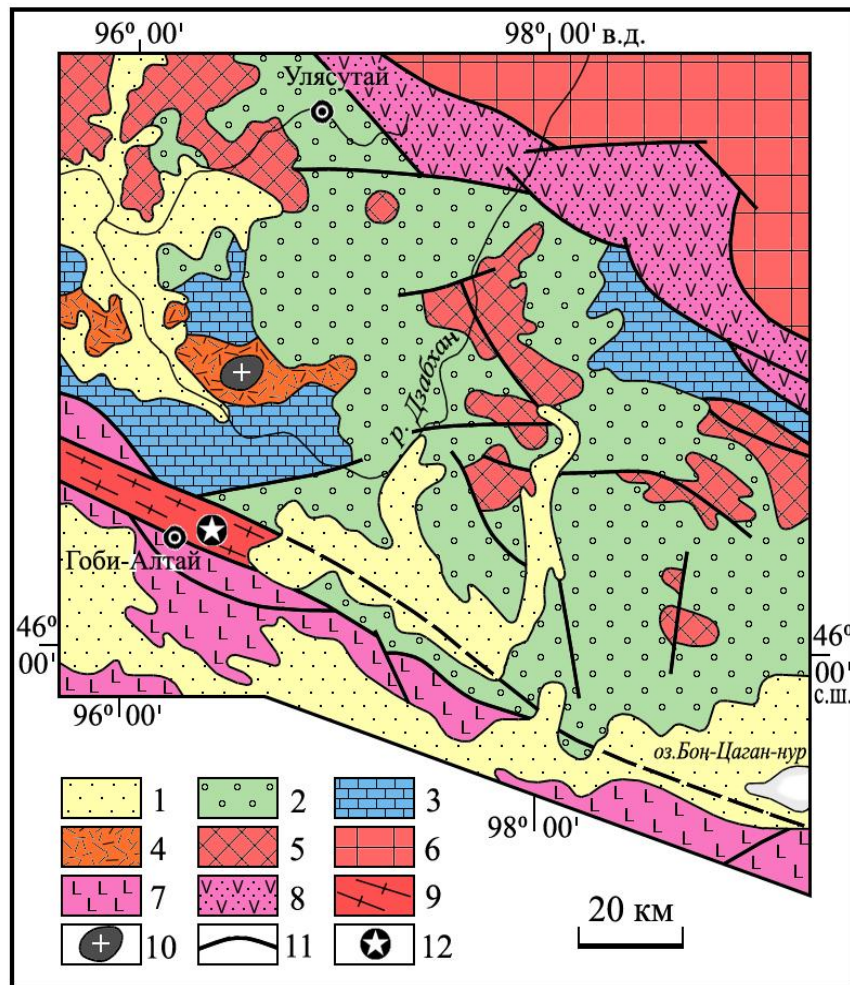


Рис.1а. Схематичное положение вулканитов дзабханской серии и гранитов Яманульского массива (755 ± 5 млн. лет) с использованием [1]: 1 – четвертичные отложения 2–5 – структурно-вещественные комплексы Дзабханского микроконтинента 2 – нерасчлененные комплексы палеозоя, 3 – карбонатные толщи цаганоломской 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 магматической ассоциации. Их участвуют в строении бимодальной формировании связано с образованием

вулканического поднятия и ограничивающей его рифтовой зоной. Щелочные граниты массива представляют собой типичные посткинematические 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 Ма) [2] и граниты (752±3 Ма) [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, α_{95} =9.0°) (рис.2) на удалении от интрузии можно заключить в интервал от 777±6 Ма до времени внедрения гранитов – 752±3 Ма. В гранитах (752±3 Ма) и лавах экзоконтактовой зоны выделяется высокотемпературная компонента NRM (Dec=68.6°, Inc=-56.0°, K=23.4, α_{95} =6.4°), возраст которой можно связать по времени с внедрением гранитов Яманульского массива в лавы дзабханской серии. В гранитах также выделяются две метакронные компоненты с высокими наклонениями Dec=210.0°, Inc=-85°, K=26.5, α_{95} =5.2° и Dec=334.5°, Inc=-78.4°, K=21.6 α_{95} =8.1°, генезис и время образования которых не ясны.

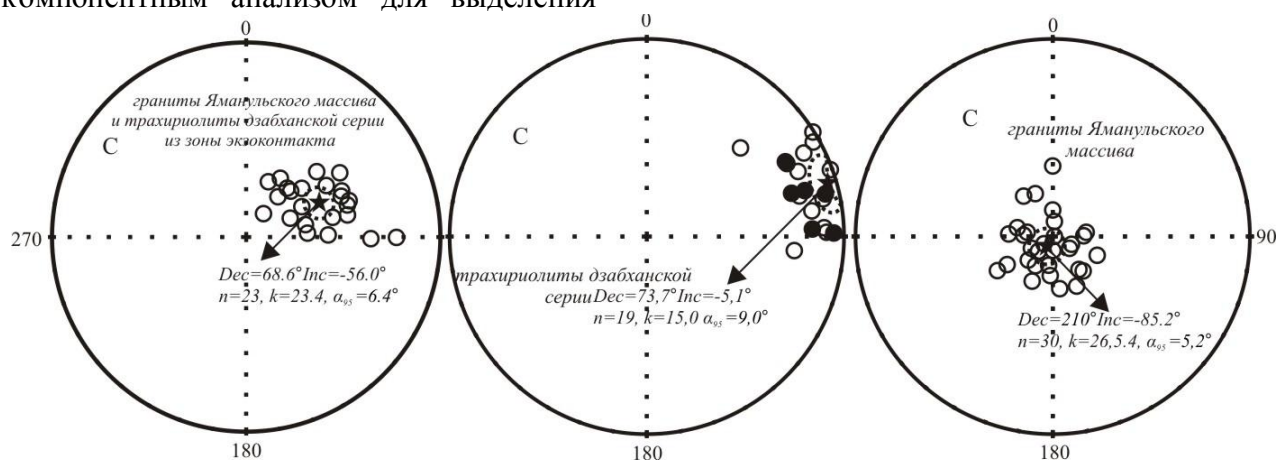


Рис. 2. Стереогрaмма проекций направлений палеомагнитных векторов в современной (С) системе координат по коллекции щелочных гранитов и лав Дзабханского рифейского микроконтинента.

Согласно нашим данным Дзабханский микроконтинент как краевой участок суперконтинента Родиния располагался на рубеже ~777 Ма в приэкваториальных широтах, а к ~750 Ма 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 Ма).

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 ПАЛЕЗОИД 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 палеозойского 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 лежащих складок (шарьяжей), сложенных доордовикскими образованиями. На этом уровне покровы образованы рифейскими гранитами (фундамент раннепалеозойской пассивной окраины), комплексами верхнедокембрийского(?) – 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 энсиматической островной дуги, которые с размывом залегают на образованиях нижнего яруса и вместе с ними слагают систему тектонических покровов.

Тектонические покровы нижнего и среднего ярусов «сшиты» средне-позднеордовикскими гранитоидами, вместе с которыми несогласно перекрываются неовтономом позднеордовикских терригенных толщ верхнего яруса.

Тектонические покровы и лежащие 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 раннепалеозойской зоны перехода от континента к океану. Соответственно, в современной структуре присутствуют комплексы, формирование которых происходило как на океанической так и на континентальной коре.

Палеоконтинентальные комплексы представлены образованиями фундамента и чехла пассивной окраины, при этом комплексы фундамента аллохтонно залегают на образованиях чехла.

Комплексы фундамента пассивной окраины представлены 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 (лево-бережье 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 соответствует 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 Божекульской зонах Казах-

стана. 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 фрагментами 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, сложенные кремнями, реже известняками, в которых собраны конодонты позднего кембрия.

По особенностям состава пород полосчатого комплекса, даек долеритов и базальтов терекской свиты устанавливаются надсубдукционные и внутрислитные (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 караарчинской свиты, породами вулканогенно-осадочной толщи и мафитами кичикаиндинского комплекса

Караарчинская 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, прослой кремней, яшм и известняков, в которых собраны конодонты позднего кембрия [1, 4]. По особенностям состава вулканиты караарчинской свиты являются типичными для энсиматических вулканических дуг.

Верхнекембрийская вулканогенно-осадочная толща выделяется на западном крыле Макбальской антиформы, где слагает пластину субмеридионального 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 $T=560^{\circ}\text{C}$, при 20 кбар, а в отдельных случаях до 30 кбар. [10, 11]. К-Аг методом по парагониту из эклогитов был определен возраст 480 млн. лет [10]. По монациту методом СНИМЕ 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 несогласно 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 конгломераты и гравелитобрекчии с обломками в основном сланцев и карбонатов. Отмечаются 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, конгломераты 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 образованиях. 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 перекрывается туфогенной кызылкайнарской свитой. Мощность свиты не менее 200 м.

Формирование высокобарических пород Макбальского комплекса, олистостромов и псефитов свидетельствует о крупной структурной перестройке, произошедшей в начале раннего ордовика. Эта перестройка связана с коллизией дуга-континент, в результате которой произошло отмирание Караарчинской вулканической дуги и ее столкновение с пассивной континентальной окраиной, что привело к

закрытию Терекского задугового бассейна, погружению комплексов пассивной окраины на глубины до 100 км и их высокобарическому метаморфизму.

Ранне-среднеордовикский латеральный ряд энсиалической островной дуги включает кенташскую вулканогенно-осадочную толщу, ассоциирующую с плутоническими породами коккиинского комплекса, и кызылкайнарскую туфогенно-терригенную толщу.

Кенташская свита (1000 - 1200 м) представлена вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Возраст толщи устанавливается по конодонтам из горизонтов карбонатных пород, возрасту аксессуарных цирконов из туфов и по интродированию гранитоидами средне-позднеордовикского комплекса. Свита охватывает интервал от верхнего тремадока до низов дарривилия.

Вулканические породы кенташской свиты образуют дифференцированные серии от андезибазальтов через трахиандезибазальты 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 фундамент. С завершающими этапами эволюции ранне-среднеордовикской островной дуги связано становление массивов коккиинского пироксенит-габбро-диоритового комплекса, прорывающего кенташскую свиту, U-Pb возраст которого составляет 462 ± 4 млн. лет.

Кызылкайнарская свита представлена ритмично чередующимися туфогенно-осадочными породами, гранулометрический состав которых варьирует от песчаного до алевритового, редко присутствуют гравелитобрекчии, 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 вперёдним крупным массивом средне-позднеордовикских гранитоидов, формирование которых происходило в тыловой части крупной средне-позднеордовикской островной дуги. Вулканические комплексы этой дуги широко распространены северо-восточнее в Степняк-Бетпакадалинской 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 неавтономом. Отсутствие проявлений магматизма на этом этапе позволяет предполагать прекращение субдукции

Основные черты эволюции палеозойского западного окончания Киргизского хребта в позднем докембрии-раннем палеозое

Анализ распространения структур и комплексов палеозойского 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 Караарчинская вулканическая дуга и Терекский задуговой бассейн. Изменения геодинамического режима на этом этапе характеризуется 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 Караарчинской дуги и закрытие Терекского бассейна и обдукция их фрагментов на пассивную окраину.

Продолжение конвергенции отразилось в раннем-среднем ордовике развитием энсиматической 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 амагматического 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 геологические 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 Бошекульской 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 палеонтологического 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 офиолитов 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 brachiopod-gastropod association from Upper Ordovician 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.* Quartz pseudomorph after coesite in garnet from a garnet-chloritoid-talc schist, Northern 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, Northern 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 РАЗНОВОЗРАСТНЫХ КОМПЛЕКСАХ 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 (deev@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 сейсмиды.

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. м³, достигая 100-200 млн. м³. 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. м³ 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 породить быстрые геологические процессы в случае резкого разрушения плотины. Так, в [2] описан оползень-обвал в долине р. Каракем общим объемом в 150 млн. м³. 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 м³/с до 18×10^6 м³/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.

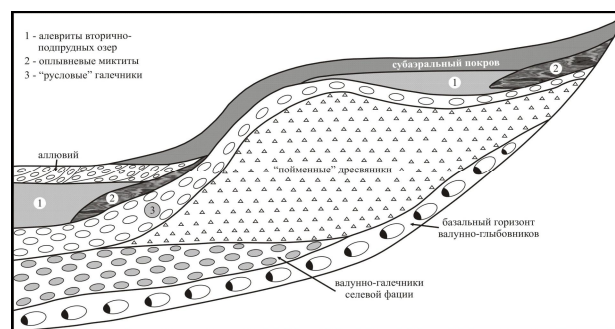


Рис. 1. Соотношение фаций гигантского гляциального паводка

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, эрозийной 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 притальвеговой 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 алевропесчано-дресвяно-щебневые миктиты опльвневой фации, формировавшиеся за счет оплывания переувлажненного материала со склонов после спада паводка. Для фации характерен парагенезис водно-седиментационных и опльвневых текстур. Опльвневые 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 дна долины, преобразованного гигантским потоком, в переуглублениях на площадках террас, в перегороженных долинах притоков. Мощность таких алевритов и алевропесков колеблется от 1 до 6 м.

Сейсмиды в четвертичных отложениях Горного Алтая

В разрезах четвертичных отложений сейсмиды выделены на фоне деформационных текстур иного генезиса (гляциогенных, криогенных, подводно-опльвневых, 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. “Застывшая”, 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 перекачивания внутри грязекаменного потока. В ряде обнажений отмечаются текстуры просадки, которые отражают этап обезвоживания грязекаменной массы и ее осадки по микроползнякам.

Познеплиоценовые 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 натёки 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, В₄, В₃, В₂, В₁, В₀, 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 событиям (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-Уренгойской зоны. 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 ТПУ, 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 (deev@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 Прихубсугуля и частично Восточного Саяна. Его целостность нарушена сетью разломов, среди которых доминируют субширотные 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 морфоструктур 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-Востоносаянского 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 строение Тоджинской котловины, трассируются полями распространения кайнозойских базальтов. Наконец, к востоку от Главного Саянского разлома расположена вытянутая на северо-запад область предороганных 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 телесеismicким и региональным лучам Р-волн, а также отраженным РР-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 (РР-Р 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 Р-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 моделирование 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 $0^\circ \leq \varphi \leq 150^\circ$, $10^\circ \leq \theta \leq 80^\circ$, в пределы которого, помимо Сибирского, входят также крупные Восточно-Европейский, Южно- и Северо-Китайский, Таримский и Индостанский кратоны, $5671 \text{ км} \leq R \leq 6371 \text{ км}$ на равномерных сетках $170 \times 70 \times 35$ и $220 \times 98 \times 53$ 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 мГал) 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 отрицательная аномалия (до -10 мГал).

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°C, Орхон-Селенгинского ареала - 21-22 кбар при температуре около 1200°C.

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 наблюдаемого 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 Хангай 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., Бараиш 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., Гибишер 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. *Мальшев 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.* Structure of the lithosphere of the Mongolian-Siberian mountainous province // J. of Geodynamics, 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)**Дементеев Л.И., Головкин А.В., Попенко Г.С.***ГП «Центральная ГТЭ» 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 (Гаурдак). В то же время, поля развития продуктивных битуминозных известняков занимают обширную площадь Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта, лишённую нефтегазопроявлений. Отсутствие сохранных 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 толще 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 келловой-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 нижнекузбулакской свиты (K_1ok). В меденосных горизонтах постоянно обнаруживается серебро (кераргирит-хлорид серебра, зона окисления).

В толщах гипсангидритовой гаурдакской свиты расположены знаменитые ониковые пещеры Карлюка, в виде глубоко развитых подземных галерей и карстовых камер. Стены галерей покрыты натечными корками медово-желтых полосчатых оников, сопровождаемых также уникальными друзами вторичных гипсов.

В полостях и пещерах, развитых в известняках кугитангской свиты, на стенках и кровле отмечены корочки и натёки 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 золотишки образуют сращения 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 сероводородсодержащих 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. Дементеев Л.И., Головкин А.В., Никулин Т.Н., Диваев Ф.К. Рудные конкреции в нижнемеловых отложениях южной части Яккабагских 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 коллоидно-фрагментально-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 УГЛЕВОДОРОДНЫХ СИСТЕМ 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. Кортаева.

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.

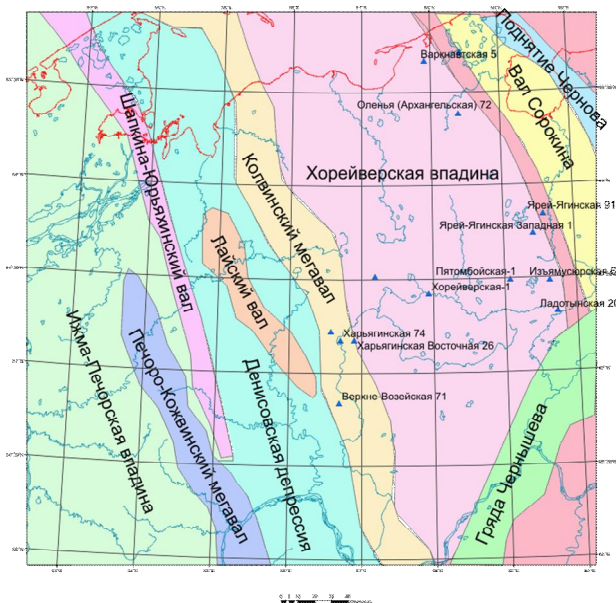


Рис. 1. Схема тектонического районирования Хорейверской впадины и структур обрмления с локациями скважин (по Н. И. Никонов, В. И. Богацкий и др., 2000)

Принципы моделирования с использованием программного пакета SBmG Sedim.

Построение модели с использованием данного продукта включает в себя несколько этапов.

Общая схема программного пакета

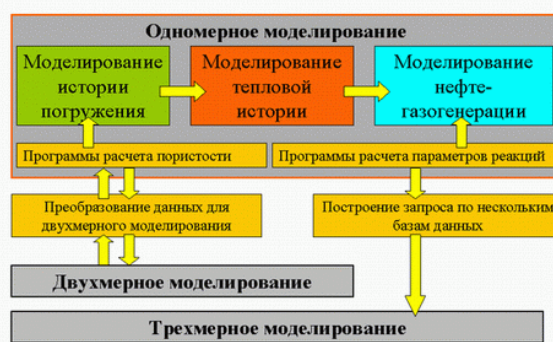


Рис. 2. Принципиальная схема моделирования с использованием пакета SBmG Sedim.

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.

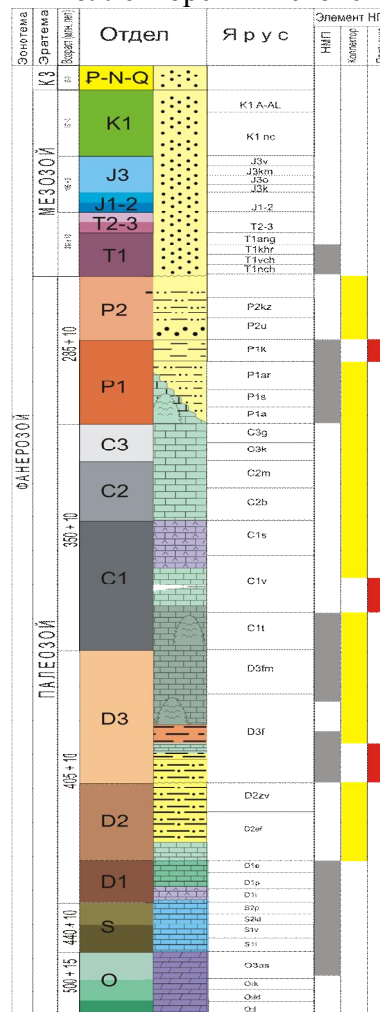
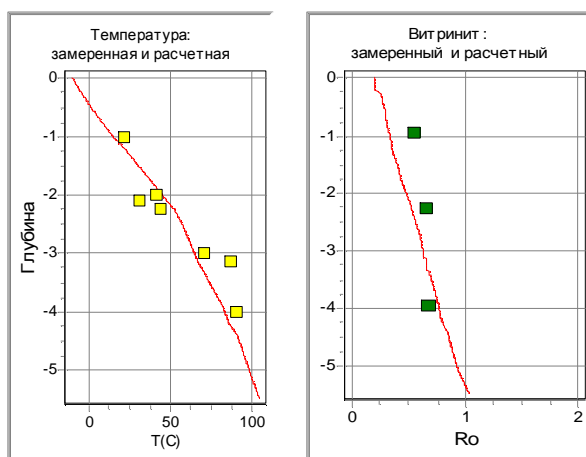


Рис. 3. Стратиграфический разрез отложений Хорейверской впадины (по Н. И. Никонов В. И. Богацкий и др., 2000)

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

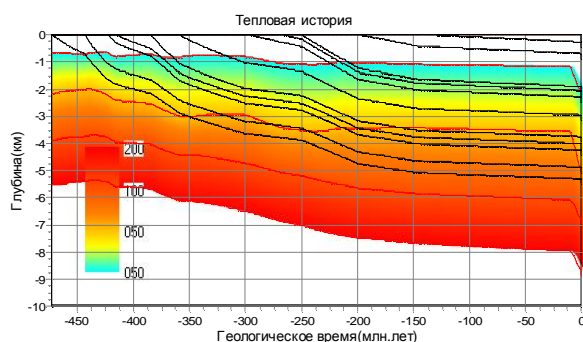


Рис. 4. Результаты одномерного моделирования по скважине Варкнавтская-5

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
- Доманиковые 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 периферии 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 максимальное 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 рассчитанной истории региона.

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>

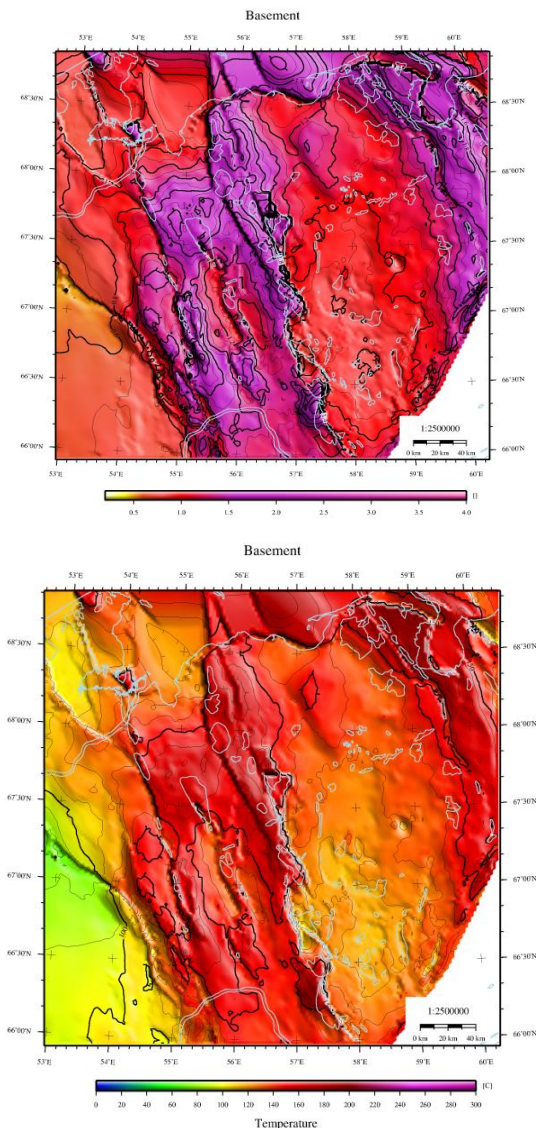


Рис. 4. Карта изменения отражательной способности витринита (сверху) и температуры (снизу) для поверхности фундамента на современный момент времени.

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 (dzublo.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 Сибири 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 является 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 3D.

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 T₄ (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 развитии осадочных пород триаса-палеозоя

Анализ атрибутов сейсмической записи показал, что перспективы нефтегазоносности больше всего связаны с песчано-алевролитовыми телами. Аномальными толщинами отложений характеризуется интервал R₂-R₃, соответствующий пластам Ю₇-Ю₉.

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 Ю₂₋₃ (малышевский комплекс) на глубинах до 3950 м. По данным ГИС отмечено ухудшение ФЕС юрских отложений Харасавэйского месторождения. Наилучшими коллекторскими свойствами обладают пласты Ю₂ и Ю₄, 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 неравномерная 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ В ОДНОМ 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 выносятся 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 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: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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 магнитохроностратиграфическая шкала Э.А. Молоствовского 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.

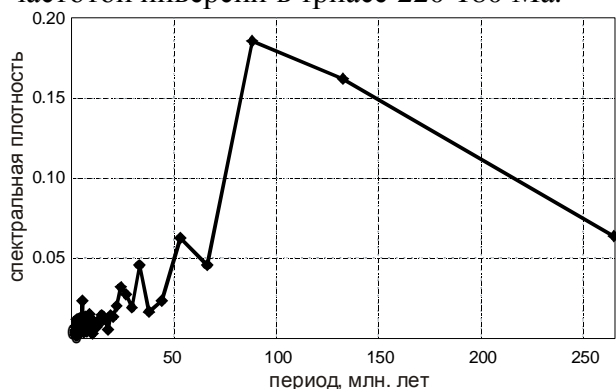


Рис. 1. Спектральная плотность ряда частоты инверсий

Спектральный (рис. 1), вейвлет, автокорреляционный анализы показали наличие в этом временном ряду 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ нескольких значимых ($p=0.05$) 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ лучше проявлены после сглаживания ряда и удаления трендов, тогда как для частоты инверсий квазипериодические колебания отчетливо проявляются уже в исходном ряду.

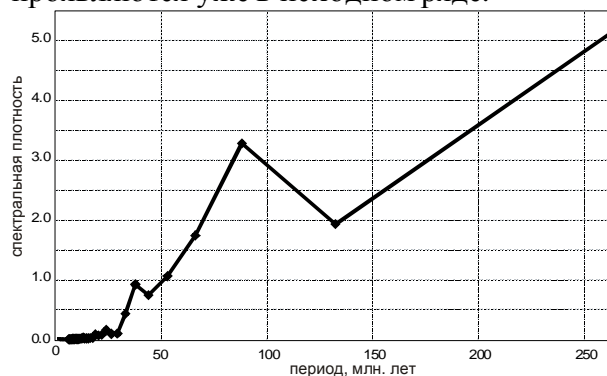


Рис. 2. Спектральная плотность ряда $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 4) реконструированные по второй главной компоненте ряды квазипериодические – период 85-110 Ма.

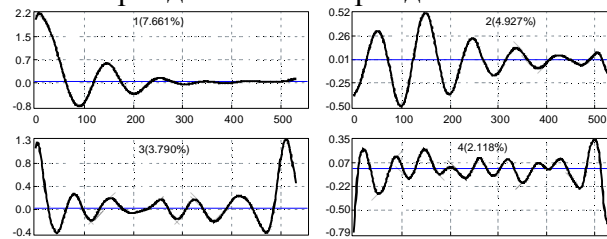


Рис. 3. Реконструированные серии первых 4-х главных компонент ряда частоты инверсий

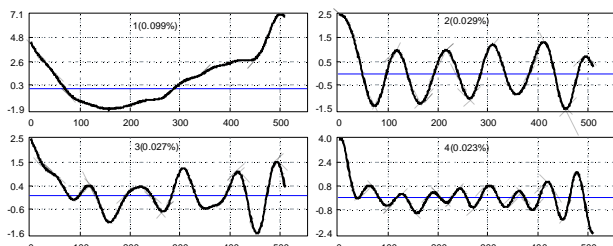


Рис. 4. Реконструированные серии первых 4-х главных компонент ряда $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Анализ двух вышеописанных временных рядов (наблюденных и модельных) показал, что этапы усиления тектономагматического режима на поверхности Земли, вызывающие уменьшение величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по отношению к началу периодов спокойного стояния геомагнитного поля составляет от 10 до 30 Ма. Необходимо отметить, что положения некоторых минимумов на зависимости $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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-И-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. Хаун 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. 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 $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\delta^{34}\text{S}$ database through Earth history // *Earth-Science Reviews* 87 (2008) 113–133
13. *Veizer J., Ala D., Azmy K. et al.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater // *Chemical Geology*. 1999. Vol. 161. P. 59-88.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БИОГЕННЫХ КАРБОНАТОВ И МАТРИЧНОЙ НЕФТИ КАРБОНАТНЫХ ПРОДУКТИВНЫХ ТОЛЩ НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

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 перекрытие (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 карбонатных пород, 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 породобразующее 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).

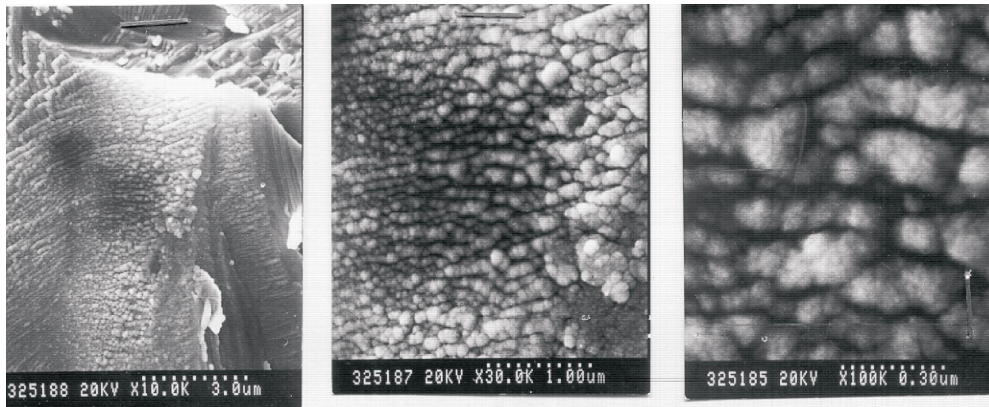


Рис.1. Надмолекулярные глобулярные структуры карбонатного зерна (скол) при увеличениях в РЭМ «Хитачи S-800» слева направо 10, 30, 100 тысяч раз, соответственно ОНГКМ. Скв.2027. С₃. 1699-1706м

На рис.2 при увеличении 300 тыс. раз видны упорядоченные надмолекулярные (глобулярные) микроструктуры карбонатного зерна нанометрового размера, свидетельствующие о полимерном строении карбонатного породобразующего 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

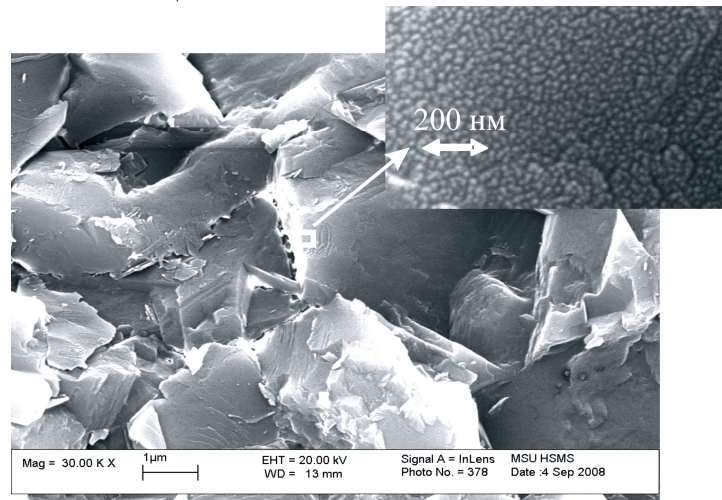


Рис.2. Глобулярная структура карбонатных зерен : в РЭМ«LEO SUPRA 50 VP», увеличение 300 тыс.раз, масштаб 200нм (вверху справа). ОНГКМ. С₃

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 концентрированном 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 и 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 (ПК₁₋₃, МК₁₋₂) 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 их образования. Таким образом, результаты исследований показывают, что матричную нефть следует рассматривать как неперенную 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.

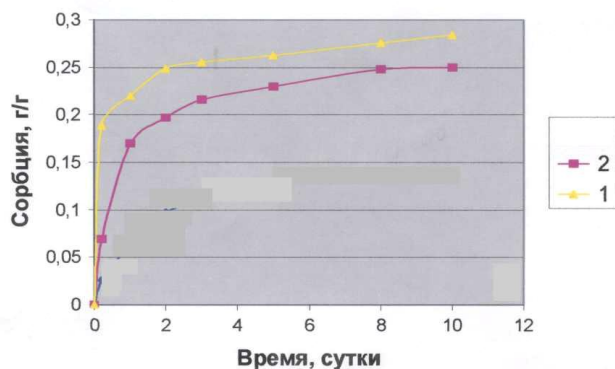


Рис.3. Кривые кинетики сорбции паров гептана двумя образцами асфальтенов : № 1 - из артинских отложений ОНГКМ и № 2 - из отложений среднего карбона, переходная зона ближе к границе ВНК

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

^аГеологический институт РАН, Москва, Россия (dokukina@mail.ru)

^бМосковский 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-коллизонным 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 коллизонные 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.

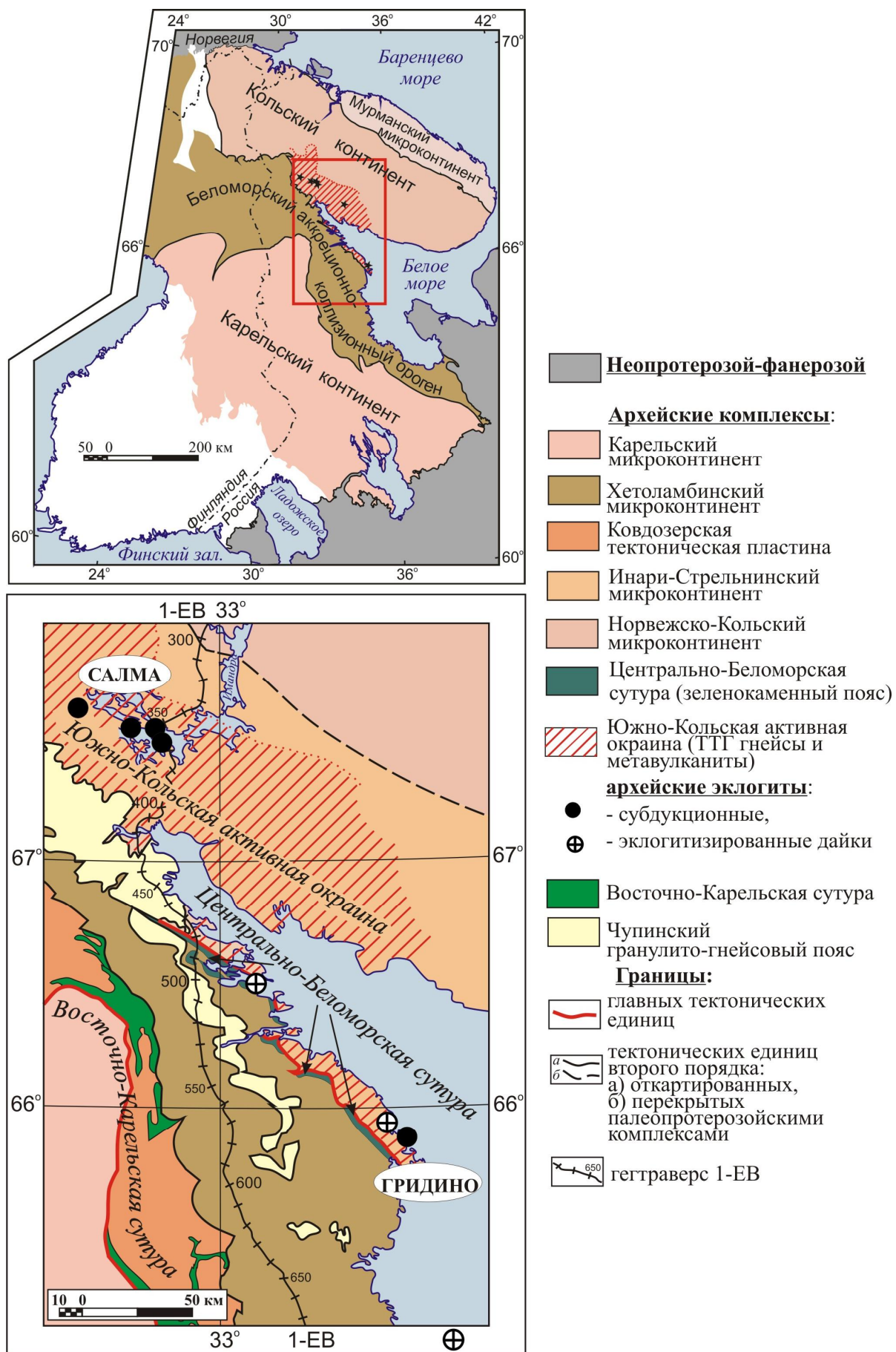


Рис. 1 Беломорская эклогитовая провинция: мезо-неоархейские эклогиты

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].

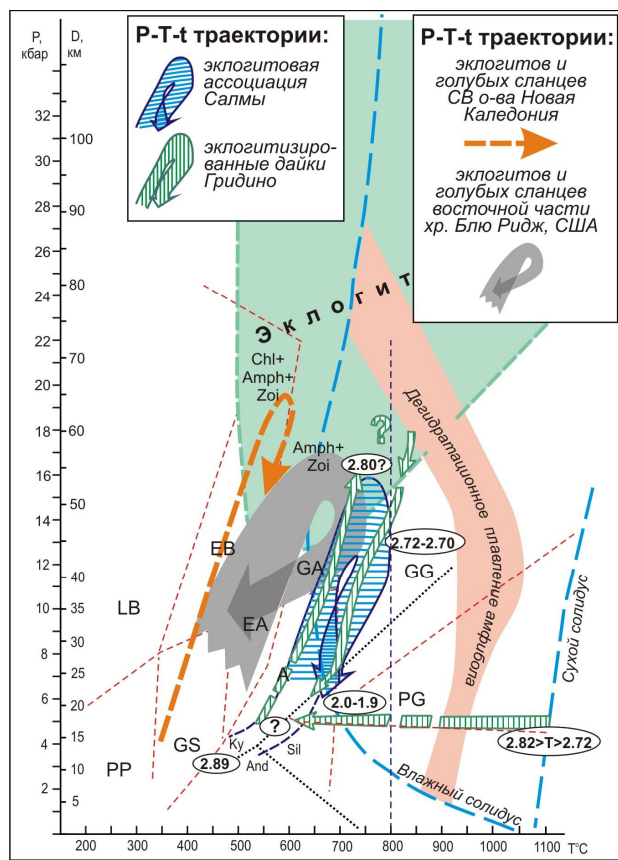


Рис. 2. P-T-t эволюция эклогитов Беломорской эклогитовой провинции

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].

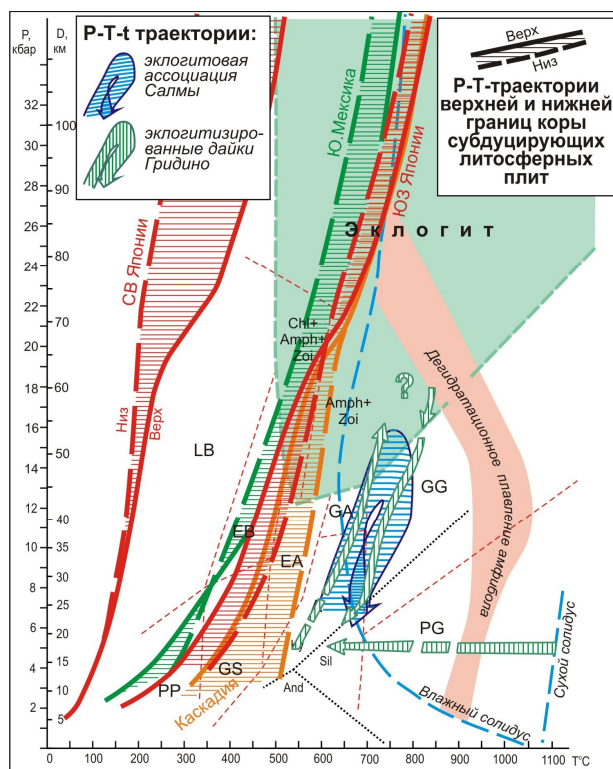


Рис. 3. Сравнение эволюции эклогитов БЭП с современными и молодыми зонами субдукции (пояснения в тексте).

Океаническое происхождение протолитов позволяет рассматривать прогрессивную ветвь эволюции

эклогитовой ассоциации Салмы в качестве Р-Т-t траектории субдуцирующей плиты. Для сравнения на рис. 3 показаны Р-Т-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 больших 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 РТ-параметров фации голубых сланцев и далее – область эклогитовой фации, что соответствует широкому распространению соответствующих метаморфических комплексов в современных и фанерозойских областях конвергенции плит.

РТ-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-спредингового хребта в зону субдукции. Неожиданным развитием последней версии оказалась идея о происхождение мафических даек Гридино – как следствие погружения горячего спредингового 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 Р-Т-t траектория эклогитов Салмы до настоящего времени не имеет природных аналогов - это первый и единственный природный объект, на котором удастся реконструировать погружение «горячей» мафитовой коры, которая достигает области РТ-параметров эклогитовой фации через области амфиболитовой и гранулитовой фаций, «минуя стороной», благодаря высокой температуре, области значений Р-Т, 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. u dr.* 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 постколлизийный магматический пояс. Наибольшим распространением среди постколлизийных 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 коллизийных процессов и последующего постколлизийного растяжения.

Проведенные исследования и анализ опубликованных данных позволили установить, что в пределах Бирюсинского блока Присяянского 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 A-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 коллизийной геодинамической обстановки, возникающей при активном взаимодействии различных блоков консолидированной континентальной коры [18]. Бирюсинский блок Присяянского краевого выступа кратона, располагающийся непосредственно в зоне сочленения с Тунгусским супертеррейном [21, 24], представляет собой часть подобной коллизийной 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 коллизийного 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 Аkitканского складчатого пояса [21, 24] или Аkitканского 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 Присяянского 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 вулканыты [3, 5, 7, 11], чарнокиты татарниковского комплекса [9]. По сравнению с гранитоидами А-типа Присяянского 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 Присяянского 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 коллизия 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 постколлизийного 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., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Раннепротерозойский постколлизийный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // ДАН, 2002, т. 382, № 5, с. 663-667.
2. Донская Т.В., Бибилова 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 постколлизийных 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 Присяянского 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., Бибилова 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-Байкальского 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 тукурингского 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 вулканоплутонический 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 коллизийные и постколлизийные 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., Бибилова 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 вулканоплутонического пояса

- 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 порфиroidных 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 Eoarchean 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 послонного 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 конфирмировано 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 теплопроводность 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 макром мире // 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, Mo и 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 отработываемых 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 геосинклиальная 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-съёмочных, 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-съёмочных работ – глубинного геологического картирования масштаба 1:200000 (ГГК-200), для оценки перспектив территорий, закрытых рыхлых чехлом мезокайнозойских 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 (коллизийную) 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 вулканоплутонических поясов, которые по аналогии с Андийским поясом перспективны на выявление крупных медно-порфировых месторождений (с Mo, Au). Коллизийные 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, контролирующее 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, Васильковское 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 вулканоплутонические 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, Мoredкие 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 флюидопотоков. 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 корях 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 (C₁v₂₋₃) 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 осуществляться на основе современных геологических концепций рудообразования, ведущих рудно-петрологических и минералогических 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 Зкн. Кн. 1. Геологическое строение/Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И. и др. Алматы: «Гылым», 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, 2007. – 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