



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ, ГЕОХИМИИ
И ГОРНЫХ НАУК
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

МОСКВА

2002

ТЕКТОНИКА И ГЕОФИЗИКА ЛИТОСФЕРЫ

Том I



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ, ГЕОХИМИИ И ГОРНЫХ НАУК
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. М.В.ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

ТЕКТНИКА И ГЕОФИЗИКА ЛИТОСФЕРЫ

**Материалы
XXXV Тектонического совещания
Том I**

МОСКВА
ГЕОС
2002

ББК 26.3
Т 31
УДК 549.903.55(1)

**Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. Том I. – М.: ГЕОС, 2002. – 368 с.
ISBN 5-89118-241-6**

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований.

Ответственный редактор
Ю. В. Карякин

На обложке: Остров Сицилия, вулкан Этна, февраль 1999 г. Фото А.А.Разумовского.

ББК 26.3
Т 31
ISBN 5–89118–241–6

© ГИН РАН, 2002
© ГЕОС, 2002

СХЕМА ПРОВЕДЕНИЯ СОВЕЩАНИЯ

29 января

ПЛЕНАРНОЕ ЗАСЕДАНИЕ
аудитория 611

30 января

СТЕНДОВАЯ СЕССИЯ
рекреация аудитории 611

31 января

Секция А
ауд. 830

Секция Б
ауд. 829

Секция В
ауд. 825

Секция Г
ауд. 611

1 февраля

ПЛЕНАРНОЕ ЗАСЕДАНИЕ
аудитория 611

ПРОГРАММА XXXV ТЕКТОНИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОФИЗИКА ЛИТОСФЕРЫ

29 января

ПЛЕНАРНОЕ ЗАСЕДАНИЕ

10⁰⁰ – 13³⁰. Утреннее заседание (аудитория 611)

Соколов Б.А. – вступительное слово

1. *Хаин В.Е.* Глобальная геодинамика: новые успехи, старые и новые проблемы.
2. *Гольдин С.В.* Деструкция литосферы и физическая мезомеханика.
3. *Богданов Н.А., Добрецов Н.Л., Чехович В.Д.* Океанские вулканические плато: их строение и роль в тектонике плит.
4. *Грачев А.Ф.* Underplating, или наращивание мощности литосферы, – геологическая, геофизическая и геохимическая характеристики.
5. *Ломизе М.Г.* Тектонические условия заложения зон субдукции на континентальных окраинах.
6. *Егоркин А.В.* Верхняя мантия России.

14³⁰ – 18⁰⁰. Вечернее заседание (аудитория 611)

1. *Эз В.В.* Математика и физика в современной тектонике.
2. *Миц М.В., Берзин Р.Г., Бабаянц П.С., Заможная Н.Г., Злобин В.Л., Конилов А.Н., Сулейманов А.К.* Палеопротерозойские коллизионные структуры в глубинном строении коры Карельского кратона: синтез результатов сейсмопрофилирования МОГТ, интерпретации потенциальных полей и геологических данных.
3. *Богданова С.В.* Геофизические образы протерозойской аккреционной тектоники в западной части Восточно-Европейского кратона
4. *Соколов В.Б.* Новая концепция межплитной и внутриплитной тектоники (по результатам исследований на геотраверсе ГРАНИТ).
5. *Антонов Ю.В., Жаворонкин В.И., Слюсарев С.В.* О поверхности изостатического равновесия в земной коре.
6. *Адушкин В.В., Ан В.А., Овчинников В.М.* Исследования геодинамических процессов сейсмическими методами.

Обсуждение докладов

31 января

СЕКЦИОННЫЕ ЗАСЕДАНИЯ
Секция А. ОБЩИЕ, МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ

Конвинер: Л.И.Лобковский

10⁰⁰ – 13⁰⁰. Утреннее заседание (аудитория 830)

1. *Губерман Д.М., Смирнов Ю.П., Тюремнов В.А.* О природе релаксации скоростей упругих волн в пространственно-временных координатах пород разреза СГ-3.
2. *Джурик В.И., Дреннов А.Ф., Юшкин В.И.* Влияние структурных неоднородностей литосферы на динамические параметры землетрясений.
3. *Дубровский В.А., Сергеев В.Н.* Законы сохранения и тектоника.
4. *Костюченко В.Н., Кочарян Г.Г.* Исследование деформационных характеристик нарушений сплошности разного иерархического уровня сейсмическими методами.
5. *Лобацкая Р.М.* Связь инфраструктуры разломных зон с характером сейсмичности.
6. *Мишин Н.И., Степина З.А.* Геологические критерии глубинности образования геофизических и тектонических границ в земной коре и верхней мантии.

14³⁰ – 17³⁰. Вечернее заседание (аудитория 830)

1. *Мусатов Ю.Е.* К проблеме орогении и горообразования.
2. *Николаев А.В.* Наведенная сейсмичность как проявление тонкой структуры современной геодинамики.
3. *Ребецкий Ю.Л., Арефьев С.С., Лукк А.А.* Реконструкция фокальных механизмов по данным о поляризации поперечных волн.
4. *Шмонов Г.А.* Ещё раз о магнитных полюсах, палеомагнитных исследованиях и тектонике литосферных плит.
5. *Шубик Б.М., Николаев А.В.* Методы сейсмических исследований, основанные на принципах эмиссионной томографии.
6. *Лобковский Л.И., Котелкин В.Д.* Термохимическая модель конвекции в мантии с учетом эклогитизации коры, дифференциация вещества на границе ядро/мантия и фазовых переходов на глубине 670 км.

Обсуждение докладов

31 января

Секция Б. ЗОНЫ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ-ОКЕАН

Конвинеры: Н.А.Богданов, С.Д.Соколов

10⁰⁰ – 13⁰⁰. Утреннее заседание (аудитория 829)

1. *Ващилов Ю.Я.* Структура и динамика литосферы и полиастено-сферы северо-востока России.
2. *Злобин Т.К., Злобина Л.М.* Строение осадочного чехла земной коры восточной прикамчатской части Охотского моря (по сейсмическим данным).
3. *Константиновская Е.А.* Модель закрытия окраинного моря: пример Южно-Китайского и Филиппинского морей.
4. *Соколов С.Д.* Вертикальная аккреция и формирование активных континентальных окраин.
5. *Уфимцев Г.Ф.* Регулярность в структуре тектонического рельефа переходной зоны от континента к океану в Восточной Азии.
6. *Филатова Н.И.* Связь кайнозойского вулканизма окраинно-континентальных зон растяжения Евразии с тектономагматическими событиями в Тихом океане (петролого-сейсмотомографические данные).

14³⁰ – 17³⁰. Вечернее заседание (аудитория 829)

1. *Кириллова Г.Л., Бормотов В.А.* Геолого-геофизический синтез при изучении осадочных бассейнов Юго-Восточной России.
2. *Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П.* Глубинное строение осадочных впадин окраинных морей зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.
3. *Лимонов А.Ф.* Структура и развитие Кипрской дуги (Восточное Средиземноморье): пример перерастания неогеновой субдукции в коллизию.
4. *Рогожин Е.А., Юнга С.Л., Йогансон Л.И.* Геодинамика и сейсмо-тектоника переходной зоны от Аравийской платформы к складчатой системе Загроса.
5. *Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Пушкарев П.Ю.* Новая геоэлектрическая модель зоны субдукции Хуан де Фука.
6. *Ребецкий Ю.Л., Романюк Т.В.* Тектоника и напряжения Андийской субдукционной зоны вдоль 21° ю.ш.

Обсуждение докладов

31 января

Секция В. ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ, ПЛАТФОРМЫ

Конвинеры: Н.П. Чамов, В.Н. Пучков

10⁰⁰ – 13⁰⁰. Утреннее заседание (аудитория 825)

1. *Ваньян Л.Л., Кузнецов В.А., Любецкая Т.В., Пальшин Н.А.* Земная кора Лапландии в свете магнитотеллурических данных.
2. *Костюченко С.Л., Золотов Е.Е., Егоркин А.В., Удоратин В.В.* Глубинная структура Тимано-Печорской провинции и прилегающей части Русской плиты.
3. *Лобач-Жученко С. Б.* Тектоническая эволюция Карельской провинции в раннем докембрии (3,2–2,4 млрд лет) и ее отражение в геофизических полях.
4. *Манилов Ю.Ф.* Методика изучения коры осадочных бассейнов на примере Среднеамурской депрессии.
5. *Микуленко К.И.* Бассейновая тектоника платформенных областей Сибири.
6. *Пучков В.Н.* Проблема поздневендского суперконтинента.

14³⁰ – 17³⁰. Вечернее заседание (аудитория 825)

1. *Старосельцев В.С., Кузнецов В.Л., Дивина Т.А., Марков В.М., Титаренко В.В.* Строение северо-запада Сибирской платформы с учетом результатов сейсмотомографии.
2. *Трегуб А.И., Великанов А.А.* Разломы в осадочном чехле платформ по геолого-геофизическим данным (на примере Воронежской антеклизы).
3. *Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Андреева Н.К., Воронцов А.К., Каграманян Н.А., Певзнер Л.А., Сычкин Н.И., Коновальцев Ю.Б., Филин С.И.* Новые данные о рифе и нижнем венде в центральной части Восточно-Европейской платформы (результаты комплексных исследований).
4. *Чернышов Н.М., Ненахов В.М.* Структура, эволюция геодинамических режимов и минерагении Воронежского кристаллического массива.
5. *Щукин Ю.К.* Вопросы платформенной сейсмотектоники.

Обсуждение докладов

31 января

Секция Г. УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ПОЯС

Конвинеры: *К.С.Иванов, С.А.Куренков*

10⁰⁰ – 13⁰⁰. Утреннее заседание (аудитория 611)

1. *Егоров А.С., Чистяков Д.Н.* Структура консолидированного фундамента Западно-Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей (по данным геолого-геофизического моделирования профилей ГСЗ и МОВ-ОГТ).
2. *Иванов К.С., Винничук Н.Н., Волченко Ю.А., Ерохин Ю.В., Ауге Т., Гепта А.* Природа Платиноносного пояса Урала: новые геолого-геофизические данные.
3. *Руженцев С.В., Кузнецов Н.Б., Карякин Ю.В., Глушаков Д.А., Дорохов Н.С., Степанова М.М.* «Фациальные» покровы в структуре Южного Урала.
4. *Сегалович В.И., Нахтигаль Г.П.* Тектоническая модель Урала по данным сверхглубокого бурения и геофизического просвечивания
5. *Сегаль Ю.З., Казачихин В.А., Соколова Е.В.* Новые данные о геологическом строении зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала (по данным регионального Михайловского профиля).
6. *Сурков В.С., Смирнов Л.В.* Строение фундамента Западно-Сибирской плиты.

14²⁰ – 17²⁰. Вечернее заседание (аудитория 611)

1. *Харахинов В.В.* Новые данные о структуре доюрского основания Западно-Сибирской плиты в связи с прогнозом его нефтегазоносности.
2. *Шатров В.П.* Тектоническая структура северной части Тагильского прогиба по геологическим и геофизическим данным.
3. *Абдуллаев Р.Н., Джамалов Д.Б., Долимов Т.Н.* История формирования палеоокеанических структур Тянь-Шаня.
4. *Бакиров А.Б.* Модель строения и новейшей геодинамики литосферы Тянь-Шаня.
5. *Эргешев Т.Э., Нуртаев Б.С., Бисенова А.Т.* Опорная сейсмическая граница с близмантийной скоростью в верхней коре Каракуль-Бешкентского прогиба.
6. *Тевелев Ал.В.* Широкие транспрессивные зоны Южного Урала (Восточно-Уральский мегаблок).

Обсуждение докладов

1 февраля

ПЛЕНАРНОЕ ЗАСЕДАНИЕ

10⁰⁰ – 14³⁰. Утреннее заседание (аудитория 611)

1. *Шитлов Э.В.* Геодинамика генераций позднемезозойско-кайнозойского океанообразования Арктики в свете геолого-геофизических данных о строении ее континентальных окраин: новые идеи.
2. *Саньков В.А., Леви К.Г., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Парфеев А.В., Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Девершер Ж., Кале Э., Пети-Мариани К., Амаржаргал С., Дельво Д.* Современная геодинамика Монголо-Сибирского подвижного пояса по данным геолого-структурных и инструментальных исследований.
3. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Тектоника, сейсмичность и глубинное строение Якутии.
4. *Малышев Ю.Ф., Горнов П.Ю., Карсаков Л.П., Лу Цзаосунь, Манилов Ф.И., Подгорный В.Я., Романовский Н.П., Шевченко Б.Ф.* Литосфера области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатых поясов.
5. *Гончаров М.А.* Западная и северная компоненты дрейфа континентов как результат вынужденной конвекции в мантии по «правилу буравчика».
6. *Чамов Н.П., Костылева В.В.* Строение и механизм формирования Среднерусского авлакогена.
7. *Артюшков Е.В., Чехович П.А.* Быстрые изменения глубины моря в эпиконтинентальных осадочных бассейнах как следствие поднятий и погружений земной коры.
8. *Авсюк Ю.Н., Светлосанова З.П.* Привлечение материалов астрометрических измерений к геодинамической реконструкции природных процессов.

О Б Щ А Я Д И С К У С С И Я

История формирования палеоокеанических структур Тянь-Шаня

В структурном отношении современный Тянь-Шань представляет собой сложное покровно-складчатое сооружение, объединяющее каледонские и герцинские аккреционно-коллизийные зоны Северного, Среднего и Южного Тянь-Шаня с многочисленными подразделениями.

История тектонического изучения этого региона начинается с 20-х годов XX столетия. В течение этого времени трудами выдающихся геологов Д.В. Наливкина, В.А. Николаева, В.Н. Попова и многих других были заложены представления о тектоническом строении, закономерностях развития и формировании трех зон Тянь-Шаня. Теоретической основой этих представлений являлась геосинклинальная теория.

Начиная с 70-х годов внимание геологов было обращено на изучение истории развития палеоокеанических структур Тянь-Шаня на научной базе идей тектоники литосферных плит. Этому способствовала статья академика А.В. Пейве «Океаническая кора геологического прошлого», в которой впервые было обращено внимание на сходство строения дна современных океанов и офиолитовых комплексов складчатых систем континентов. Тем самым было подчеркнуто значение офиолитовых комплексов как показателей бывшего существования океанических бассейнов.

Главной особенностью Тянь-Шаньских линейно-вытянутых покровно-складчатых сооружений является однотипность их развития, полностью отвечающая циклу Вильсона. Первая стадия – рифтинг континентальной коры и образование внутриконтинентальных грабенов, заполняющихся вулканогенно-молассоидными образованиями; вторая стадия – раскрытие океанического бассейна и обнажение меланократового фундамента; третья стадия – формирование офиолитового комплекса, сложенного кремнистыми, кремнисто-глинистыми, глинистыми породами, яшмами, дайковым комплексом и толеитовыми базальтами; четвертая стадия – начало сближения континентальных блоков, тектоническая дифференциация, выразившаяся формированием островодужных сооружений, сложенных андезитом-базальтами, андезитами, базальт-липаритами; пятая стадия – континентальная коллизия с образованием орогенных моласс, гранитоидных плутонов и формированием шовных (офиолитовых) сутур по границе континентальных блоков.

Тянь-Шаньские зоны различаются между собой по возрасту офиолитовых комплексов. Основным мотивом истории развития Тянь-Шаня является последовательно смещающийся на юг и омолаживающийся рифтинг континентальной коры и формирование нескольких разновозрастных океанических бассейнов. Палеоокеанические бассейны Тянь-Шаня явля-

ются новообразованными, заложение которых произошло в позднем рифе – венде (Киргизско-Терской); раннем ордовике (Туркестанский); позднем силуре – раннем девоне (Заравшанский) и раннем карбоне (Гиссарский). Смещение рифтогенеза и последующее формирование океанических бассейнов имели одну главную и важную особенность, которая заключалась в том, что постоянно было направлено от активной окраины микроконтинентов к пассивной. Если активная континентальная окраина наращивалась за счет скупивания, субдукции океанической коры и приращения очередного микроконтинента, то пассивная континентальная окраина была подвержена процессам разрушения, дробления благодаря заложению новой более молодой рифтовой зоны что, указывает на смещение микроплит в северном направлении в сторону Северо-Казахстанского микроконтинента.

Таким образом происходила постепенная деструкция южного «Гондванского» континента, отделение и обособление отдельных микроконтинентов, их дрейф в северном направлении, приращение и наращивание Северного континента. Причем открытие каждого южного бассейна сопровождалось одновременным закрытием соседнего северного. Закрытие океанического бассейна заканчивалось коллизией континентальных блоков, складчато-покровными деформациями осадочных образований, накоплением моласс и формированием гранитоидных плутонов. Эта тенденция развития не только не прекратилась к концу палеозоя, а продолжалась в мезозойское и кайнозойское время при формировании океанических бассейнов Тетиса.

Ю.Н. Авсюк, З.П. Светлосанова

Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

Привлечение материалов астрометрических измерений к геодинамической реконструкции природных процессов

При геодинамической реконструкции природных процессов в масштабах геологического времени нельзя игнорировать факт принадлежности Земли системе планета – массивный спутник (масса Луны составляет 1/81 от массы Земли). Даже незначительное изменение параметров осевого вращения и орбитального движения Земли вокруг центра масс Земля–Луна (барицентра) не следует оставлять без обсуждения.

Астрометристами зарегистрированы изменения орбитальной скорости движения Луны n , равные $24\text{--}23''/\text{век}^2$; величина торможения вращения Земли $\dot{\omega}$, равная $5,4\text{--}8,0 \cdot 10^{-22}$ рад·с⁻²; размер орбиты и скорость движения Земли вокруг барицентра. На основании этих численных значений оценивается величина углового момента, перераспределяемая между орбитальным движением Луны и Земли и ее осевым вращением.

Таким образом, исследователи располагают количественными характеристиками для геодинамической реконструкции современного этапа приливной эволюции системы планета–спутник.

В настоящем сообщении детально обсуждаются материалы наблюдений астрометристов, такие, как изменение положения оси вращения в теле Земли (процесс изменения широт), изменение скорости вращения Земли и месячного орбитального движения Земли вокруг барицентра. Наблюдаемые изменения глобальных параметров, характеризующих Землю, коррелируют с современными поверхностными и глубинными процессами, регистрируемыми сейсмологами и магнитологами. Геодинамическая модель развития Земли во времени должна привлекать к обсуждению все доступные наблюдению процессы. Выявленные магнитологами современные вариации поля могут быть сопоставлены с изменениями положения оси вращения в теле Земли, с вариациями скорости вращения и с изменениями климата. Если современный этап изменения геодинамических параметров удастся свести к некоторой обобщающей модели, то это дает основание к экстраполяции развития Земли в масштабах геологического времени.

В первом приближении модель приливной эволюции системы Земля–Луна–Солнце сопоставлена с развитием геологических, климатических процессов на протяжении фанерозойского зона.

В основу доклада положены исследования авторов, опубликованные в статьях и монографии [1, 2, 3].

Литература

1. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 186 с.
2. Авсюк Ю.Н., Светлосанова З.П. Почему экватор Луны совпадает с плоскостью эклиптики? // Электрон. науч.но-информ. журн. Вестн. ОГГТГН РАН. 2000. №5. С. 4–5.
3. Авсюк Ю.Н. Глобальные изменения среды и климата в сопоставлении с моделью приливной эволюции системы Земля–Луна // Геофизика на рубеже веков: Изб. тр. учен. ОИФЗ РАН. М., 1999. С. 93–106.

В.В. Адушкин, В.А. Ан, В.М. Овчинников
Институт динамики геосфер (ИДГ) РАН, Москва, Россия

Исследования геодинамических процессов сейсмическими методами

Геофизические методы исследования внутреннего строения Земли и протекающих в ее геосферах динамических процессов являются важным источником информации для понимания геологической эволюции Земли и, в особенности, для развития геодинамики как науки о глобальных тектонических процессах. Много важных основополагающих результатов в этом направлении было получено сейсмическими методами. В

классической сейсмологии источником сейсмических волн обычно являются землетрясения. Однако более детальный анализ сейсмических данных от землетрясений затрудняется тем, что время и место очага определяются путем решения обратной задачи с использованием некоторых усредненных годографов. В результате получается как бы стационарная картина геологического и структурного строения трасс распространения сейсмических волн.

В данной работе в качестве источника сейсмических волн используются мощные подземные взрывы (ядерные и крупномасштабные химические). Принципиальным для сейсмологии преимуществом такого рода наблюдений является точная исходная информация об источнике сейсмических волн: известны координаты и время взрыва, глубина заложения заряда, геолого-геофизические характеристики среды в очаге. Так, геодезические координаты известны до $0,0003^\circ$ (до 1 угл. с), время в очаге до 0,01–0,001 с, глубина взрыва и высоты поверхности над уровнем моря до 1–10 м, а также опубликованы данные о вмещающих породах. Кроме того, использование взрыва имеет преимущество перед землетрясением из-за более простого механизма сейсмического источника и малой интенсивности поперечных волн.

Во второй половине XX века ядерными державами (США, СССР, Англия, Франция, Китай, Индия, Пакистан) проведено около 2000 подземных взрывов. Они зарегистрированы несколькими тысячами стационарных и временных сейсмических станций на всех континентах Земли. Это огромный экспериментальный материал для геофизических исследований. Появилась возможность сопоставления времени пробега и изменения параметров сейсмических волн на неизменной трассе при длительном наблюдении в различные периоды времени, что дает возможность получать информацию о динамических процессах, происходящих во внутренних геосферах. Разнообразие конфигураций взаимного расположения источников и станций обеспечивает как возможность сейсмического просвечивания Земли, так и достаточно полное покрытие сейсмическими трассами целых материков. В результате этот метод сейсмических исследований с использованием высокоточных данных можно определить как динамическую сейсмологию, отведя ему особое место в геофизических исследованиях. Остановимся на некоторых полученных результатах.

1. Были исследованы особенности неоднородного распределения скоростей сейсмических волн в земной коре и верхней мантии на территории бывшего СССР. Использована база данных, содержащая исходную информацию о подземных взрывах (точные сейсмологические координаты, времена в источнике, магнитуды и т.д.) и временах пробега различных сейсмических фаз в диапазоне расстояний от 0 до 60° , включая примерно 4000 времен пробега волны P_n от 180 взрывов, проведенных на территории страны и зарегистрированных на 120 стационарных сейсмических станциях. По этим данным были построены годографы

волны P_n , а также основных региональных фаз волн P_g , S_n и L_g . По временам пробега было построено двумерное распределение скорости волны P_n под границей M на территории, пересекаемой трассами этой волны. Учитывались все трассы волны P_n , проходящие через выбранный блок. В результате независимо от известного скоростного строения, установленного методом ГСЗ [1], была получена усредненная модель распределения скорости в блоках $1^\circ \times 1^\circ$. Определенная нами скорость на границе M на большей части территории бывшего СССР превышает полученную методом ГСЗ на 0,1–0,4 км/с. Это свидетельствует о росте скорости продольных волн с глубиной на этих территориях, т.е. волна P_n проникает в глубь мантии.

3. Из обработки данных о временах пробега сейсмических волн, возбужденных подземными взрывами на Невадском (США) и Семипалатинском (Восточный Казахстан) полигонах и зарегистрированных цифровой сейсмической станцией «Боровое» (BRVK) в Северном Казахстане за период 1961–1992 гг., установлено:

- на трассе Семипалатинск–Боровое (СИП-BRVK, эпицентральное расстояние $\Delta \approx 6^\circ$) времена пробега волны P_n , основной путь которой проходит в коре и верхах мантии, имеют отрицательный линейный тренд, составляющий – 4,9 мс/год.

- на трассе Невада–Боровое (NTS-BRVK, $\Delta \approx 90^\circ$) времена пробега волны P , проникающей почти до границы мантия–внешнее ядро, имеют положительный линейный тренд, составляющий 6,97 мс/год.

- на трассе СИП-BRVK времена пробега волны $PKiKP$, отраженной от твердого ядра Земли, имеют положительный линейный тренд, составляющий 8,21 мс/год. На линейные тренды этих волн, выявленные на 30-летнем интервале наблюдений, наложены высокочастотные вариации пробега с различными периодами: 4, 6, 7,5 лет и др. [2].

Выявленные линейные тренды изменений времен пробега сейсмических волн позволяют сделать некоторые заключения о динамике напряженного состояния в среде, от которого зависит скорость распространения сейсмических волн. Волна P_n на трассе СИП-BRVK распространяется в литосфере в основном в субгоризонтальном направлении. Отрицательный тренд времени пробега этой волны и наложенные на него более высокочастотные компоненты отражают процесс изменения во времени поля напряжений в среде: сжатия в горизонтальном направлении и последующего периодического, но в меньшей степени, растяжения. Вероятнее всего эти изменения поля напряжения происходят главным образом под действием приливных сил со стороны Луны, Солнца и других планет. Полученный результат согласуется с известным фактом, что возникающие в литосфере изыточные тектонические напряжения являются сжимающими и ориентированы в субгоризонтальном направлении [3].

Что касается распространения волны P на трассе NTS-BRVK и волны $PKiKP$ на трассе СИП-BRVK, то направление распространения этих волн в основном перпендикулярно поверхности Земли, и они отражают

характер динамических процессов в вертикальном направлении. Положительный тренд и наложенные на него высокочастотные вариации свидетельствуют об изменении поля напряжений в виде растяжения вещества внутри Земли с последующим, но в меньшей мере, его сжатием.

Принимая во внимание, что в земной коре все три рассмотренных типа волн распространяются субвертикально, можно сделать вывод, что влияние коры на времена пробега должно быть примерно одинаковым. Однако тренд для волны P_n имеет противоположный знак тренду волн P и $PkiKP$. Поэтому из числа факторов, обуславливающих изменение времени пробега, земную кору можно исключить.

Таким образом, тренды времен пробега сейсмических волн выявляют особенности поведения вещества в мантии Земли и на основании анализа 30-летнего материала наблюдений свидетельствуют о доминирующих геодинамических процессах сжатия вещества в горизонтальном направлении и растяжения в вертикальном.

3. Проведено изучение динамических процессов в ядре Земли с помощью сейсмических волн, прошедших через твердое и жидкое ядро. С этой целью использованы времена пробега сейсмических волн РКР от подземных ядерных взрывов на Новой Земле, зарегистрированных сейсмической станцией Новолазаревская (NVL) в Антарктиде (эпицентральное расстояние $\Delta=146,5^\circ$) за период 1966–1990 гг. Из анализа этого 25-летнего ряда измерений было установлено, что разность времен пробега волн, прошедших через жидкое ядро, и волн, прошедших через твердое ядро, изменяется во времени [4].

Показано, что отмеченное изменение разности времен пробега волн объясняется дифференциальным вращением твердого ядра относительно Земли в целом со скоростью $1,3\pm 0,5^\circ/\text{год}$. Важность этого результата связана с проблемой происхождения земного магнитного поля, генерируемого токовыми системами в жидком ядре.

4. Дана интерпретация данным о параметрах волн $PkiKP$, впервые зарегистрированным нами на малом расстоянии от источника $\Delta=6^\circ$ (ранее были известны только немногочисленные данные о волнах $PkiKP$, в диапазоне расстояний $20^\circ < \Delta < 40^\circ$). Среднее время пробега этих волн составляет 17 мин, периоды лежат в пределах 0,42–0,62, а двойное пиковое значение амплитуды составляет 4,5÷12,2 нм. Полученные времена пробега и амплитудные значения указывают на возможность существования в основании жидкого ядра высокоскоростного слоя толщиной около 3 км с плотностью 12,1 г/см³ скоростью продольных волн 12,0 км/с и скачком плотности 0,6 г/см³ [5]. Возможно, что происхождение этого слоя связано с установившейся выше более высокой скоростью вращения твердого ядра, чем Земля в целом.

Надежное обнаружение и измерение параметров волн $PkiKP$ и РКР предоставляет еще одну возможность для независимого изучения эффектов, связанных с дифференциальным вращением внутреннего твердого ядра Земли.

Литература

1. Ермаков В.Б. и др. Атлас карт глубинного строения земной коры и верхней мантии территории СССР / Под ред. В.Ю. Зайченко, В.А. Ерхова. М.: ВНИИГеофизика, 1989, 84 с.
2. Адушкин В.В., Ан В.А., Овчинников В.М. Структурные особенности внутреннего строения Земли по результатам сейсмических наблюдений за подземными ядерными взрывами // Физика Земли. 2000. №12. С.–26.
3. Суворов А.И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналий. М.: Недра, 1973. 214 с.
4. Овчинников В.М., Адушкин В.В., Ан В.А. О скорости относительного вращения внутреннего ядра Земли // ДАН. 1998. Т. 362, №5. С. 683–686.
5. Адушкин В.В., Ан В.А., Овчинников В.М. О скачке плотности на внутренней границе земного ядра по наблюдениям волн РККР на расстояниях около 6° // ДАН. 1997. Т. 354, №3. С. 382–385.

А.П. Акимов¹, А.С. Балувев², Е.Н. Терехов²

Геолого-геодинамическое положение инъекционных конгломератов (новый тип алмазоносных пород) в прибортовых частях Онежско-Кандалакшского палеорифта

В настоящее время разные типы алмазов установлены в заметных количествах более чем в полутора десятках генетических источников и во многих из них в промышленных концентрациях [1]. Это кимберлиты, лампроиты, импактиты, карбонатиты, филлиты, щелочные базаниты, лампрофиры и целая группа пород так называемых флюидизатов, которые одновременно обладают чертами осадочных, магматических и метасоматических пород: псевдоконгломераты, туффзиты, вишериты.

До недавнего времени кимберлиты считались единственными коренными источниками алмазов, затем была установлена высокая алмазоносность и для лампроитов. Эти породы, как правило, слагают эксплозивные аппараты – трубки взрыва. В последнее время среди кимберлитовых тел Архангельской, Якутской и Африканской алмазоносных провинций, имеющих форму «бокала шампанского», выделяются туффзитовые фации, расположенные по периферии трубок [2]. Однако в ряде случаев отмечаются многочисленные находки туффзитов вне их видимой связи с кимберлитовыми или лампроитовыми телами, образующие многоуровневые силлы, дайки и также содержащие алмазы [3].

Филлиты Бразилии и Либерийского щита – своеобразные слюдистокварцевые образования – долгие годы рассматривались как «метаморфизованные кимберлиты», хотя, в свете современных взглядов, последние не имеют с ними ничего общего. Уникальные по типу и содержанию алмазов месторождения в «глиняных дайках» и «карстовых трубках» отмечены в Африке и на Алдане. Это псевдоконгломератовые образова-

¹ Гемологический центр Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия.

² Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ РАН), Москва, Россия.

ния, выполненные каолиновыми нодулями и местами содержащие до 1000 карат алмазов на кубический метр породы. Они традиционно интерпретируются как измененные в докембрийских корах выветривания лампрофиры или переотложенные в карстовых полостях кимберлиты [4]. Наконец, мелкие алмазы, в громадных количествах обнаруженные в кварцитах, эклогитах, друзитах, филлитах Кокчетавского массива, также многими исследователями связываются с карбонатитовыми флюидизатами небольших глубин [5], а не с мантийным метаморфизмом, как считалось ранее.

Поэтому проблема алмазности своеобразных пород – флюидизатов или туффизитов буквально «носится в воздухе», а сдерживают ее развитие два аспекта. Во-первых, бытует во многом необоснованное мнение об исключительной приуроченности богатых алмазных месторождений к кимберлитовым и лампроитовым трубкам взрыва, которое поддерживается алмазными компаниями, а во-вторых, в большинстве случаев остается неясной геологическая и геодинамическая позиция туффизитов, что, естественно, тормозит разработку модели их образования.

В связи с вышесказанным хотелось бы обратить внимание исследователей на факт существования необычных конгломератов, развитых по берегам Белого моря, а в структурном аспекте приуроченных к бортам Кандалакшско-Онежского палеорифта [6]. Всего в этом регионе известно более десяти проявлений конгломератоподобных пород. Часть из них описана в работе [7]. Происхождение этих пород дискуссионно, но в местах, где они ассоциируются с проявлениями девонского магматизма, их эндогенная природа сейчас признается большинством исследователей. В южной части Белого моря проявления девонского магматизма (Нёнокское и Зимнебережное поля – Архангельская область) расположены в стороне от псевдоконгломератов и последние рассматриваются как осадочные образования [8].

Нами детально изучались псевдоконгломераты расположенные в районе устья р. Онега. Здесь гранито-гнейсы с прослоями будинированных амфиболитов имеют северо-западное простирание (320–340°) и ориентированы параллельно главному граничному сбросу Онежского палеорифта. Пологие субгоризонтальные и слабонаклонные к северо-востоку трещины образуют отдельности вдоль простирания пород лежащего крыла относительно главного сместителя, контролирующего формирование рифта. Некоторые из этих раскрытых трещин заполнены цементированными окатанными и полуокатанными обломками различных пород, формируя плитообразные тела с северо-западным простиранием и мощностью до 0,5–0,8 м. При отсутствии верхних блоков пород фундамента конгломератоподобные породы выглядят как нашлепки на поверхности. Породы фундамента в местах распространения «конгломератов» секутся также крутопадающими трещинами, заполненными цементированным мелкогалечным материалом. При выклинивании этих трещин выполняющая их порода становится настолько тонкозерни-

стой, что заполняет самые тонкие нитевидные трещины. Иногда вертикальные и горизонтальные трещины, соединяясь между собой, отделяют крупные глыбы пород фундамента размером в несколько метров. Обращает на себя внимание высокая компетентность конгломератоподобных пород по отношению к вмещающим их гранито-гнейсам и амфиболитам.

Изучение цемента этих конгломератов показало, что он изначально являлся вулканическим стеклом основного–среднего состава. Остывание стекловатой массы, насыщенной мелко- и тонкообломочным материалом, а, возможно, и кристаллитами плагиоклаза и пироксена, происходило дифференцированно. Первоначально остывали части с формированием базально-порового и порового типов цемента, сложенного основным стеклом, позже остывали части с формированием базального цемента, обогащенного Na_2O , K_2O и, соответственно, более кислого. Специфика процесса остывания стекловатой массы обусловлена ее карбонатизацией на регрессивной стадии при активном выделении насыщенных H_2O и CO_2 флюидов. При этом зональная карбонатизация сопровождалась выделением манганокальцита, верхний предел кристаллизации которого составляет 550°C . Карбонатизация в пределах базального типа цемента при температурах ниже 450°C происходила с предшествующим образованием анальцимовой минерализации.

Эти материалы, а также геологические наблюдения позволяют рассматривать данные образования как своеобразные породы – инъекционные конгломераты. Важнейшей причиной их образования являлись горячие флюиды, которые концентрировались в трещинах – разломах, расположенных в лежачем крыле разлома, контролирующего формирование Кандалакшско-Онежского палеорифта [6].

В последние годы появились принципиально новые модели строения континентальных рифтовых зон [9]. В отличие от старых моделей, в которых предполагалось преобладание крутопадающих разломов и «клавишное» строение рифтовых зон, в новых моделях упор делается на факт наличия пологих сбросов. При их эволюции всяческие борта опускаются и благодаря этому на поверхности формируются асимметричные впадины, а лежащие борта испытывают шоковую декомпрессию. В зависимости от глубины, в породах лежачего крыла сброса происходят явления гранитизации, частичного плавления основных пород, метасоматическая переработка, а также спонтанные выбросы флюидов и формирование псевдонадвиговых структур (эффект «цунами») и т.п. Подобные модели удачно объясняют строение многих современных рифтовых структур и, в частности, их топографическую, геологическую и геофизическую асимметрию. Для палеорифтовых систем эти модели объясняют парадокс щелочно-ультраосновного магматизма, выражающийся в том, что большинство проявлений этого типа магматизма приурочено к региональным структурам растяжения, но каждое конкретное тело – дайка, трубка взрыва, кольцевой массив или силл – приурочено к структурам горизонтального сжатия. С эволюцией пологих сбросов и особен-

но с явлением спонтанного выброса газов при шоковой декомпрессии хорошо увязывается проблема формирования пород типа туффзитов, инъекционных конгломератов, вообще, и алмазной минерализации в таких «экзотических» породах, в частности.

Таким образом, на примере конгломератоподобных пород, развитых в обрамлении Кандалакшско-Онежской рифтовой зоны, можно реконструировать палеогеодинамические закономерности формирования особого типа пород (флюидизатов), которые могут явиться принципиально новым источником алмазов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-05-64492).

Литература

1. *Акимов А.П.* Карта алмазоносности мира. М.: МГУ, 2001.
2. *Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия)* / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Изд-во МГУ. 1999, 524 с.
3. *Махлаев Л.В., Голубева И.И.* Флюидизаты и их положение в систематике горных пород // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIII геол. съезда Республики Коми. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми НЦ РАН, 1999. С. 165–167.
4. *Прокопчук Б.И., Левин В.И., Метелкина М.П., Шофман И.Л., Береза В.П.* Древний рудоносный карст. М.: Недра, 1988. 222 с.
5. *Лаврова Л.Д., Печников В.А., Плеваков А.М., Надеждина Е.Д., Шуколиков Ю.А.* Новый генетический тип алмазных месторождений. М.: Научный мир, 1999. 228 с.
6. *Балуев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30–43.
7. *Шуркин К.А., Румянцева Т.А.* Эксплозивные брекчии кандалакшского комплекса щелочных лампрофиров // Петрологические и минералогические особенности пород и технических камней. М.: Наука, 1979. С. 131–145.
8. *Воинов А.С., Полеховский Ю.С.* Некоторые вопросы геологии и метаморфизма беломорид Кийостровского архипелага (Юго-Восточное Беломорье) // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1971. № 24. С. 48–56.
9. *Казьмин В.Г., Бяков А.Ф.* Континентальные рифты: Структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника. 1997. № 1. С. 20–31.

Ю.В. Антонов, В.И. Жаворонкин, С.В. Слюсарев
Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

О поверхности изостатического равновесия в земной коре

В XIX веке на основе выявленных невязок в определении астрономических широт в Индии были разработаны общеизвестные гипотезы изостазии Пратта и Эри. Обе гипотезы исходили из того, что отдельные части земной коры находятся в состоянии равновесия и как бы плавают на подстилающей их пластической массе, повинуясь законам гидростатики. В гипотезе Пратта блоки пониженной плотности, поднимаются

над общим уровнем и формируют горные сооружения; более тяжелые и плотные фрагменты поднимаются меньше и представляют собой более низкие части земной поверхности. В гипотезе Эри принято, что плотность земной коры одинакова, при этом отдельные ее глыбы плавают на магме, погружаясь в нее тем глубже, чем выше поднимается соответствующий участок суши. В XX веке гипотезе изостазии уделялось много внимания. Отметим, что с обнаружением границы Мохо подавляющее большинство исследователей более правдоподобной признали гипотезу Эри.

Авторы данной публикации на основании результатов истолкования собственных многолетних наблюдений вертикального градиента [1, 2] в комплексе с данными о поле силы тяжести пришли к выводу, что пространственное распределение V_{zz} далеко не всегда укладывается в рамки гипотез Эри и Пратта. Эти выводы базируются на результатах профильных и площадных съемок в горных сооружениях Средней Азии, на Кавказе, а также на Русской и Сибирской платформах. В качестве иллюстрации ниже приведены результаты наблюдений по трем протяженным профилям, пересекающим региональные структуры земной коры.

Южный Тянь-Шань. Профиль проходит от р. Пяндж по Афгано-Таджикской депрессии, пересекает горные сооружения Южного Тянь-Шаня и выходит на равнинную часть Голодной степи. Над Афгано-Таджикской депрессией и Голодной степью значения вертикального градиента соответствуют нормальным с локальными отклонениями, которые обусловлены неоднородностями осадочной толщи. Над Южным Тянь-Шанем наблюдается крупная отрицательная аномалия вертикального градиента силы тяжести. Аномалию градиента над горными хребтами нельзя объяснить строением верхней части геологического разреза. Дело в том, что Афгано-Таджикская депрессия выполнена мощной толщей осадочных пород (до 15 км), а горные сооружения Южного Тянь-Шаня представлены кристаллическими и метаморфическими породами с большей плотностью. Тем не менее, над депрессией значения вертикального градиента близки к нормальным, а над кристаллическими породами наблюдается отрицательная аномалия.

Ранее вдоль профиля проведены комплексные геофизические исследования с целью глубинного изучения региона [3]. Геологический разрез построен с использованием всех данных. В частности, подобранный разрез согласован с аномалиями силы тяжести в редукции Буге. Для того, что бы пояснить соотношение аномалий Δg и V_{zz} , авторы статьи объяснили отрицательную аномалию градиента разуплотнением между поверхностью Мохо и Конрада порядка $0,3 \text{ г/см}^3$. Учитывая реологические свойства земной коры, вряд ли возможно объяснить поднятие гор только за счет латерального подтока масс. Следовательно, вынос масс на поверхность должен был создавать дефицит плотности на глубине. Если принять, что воздымание гор равно 5 км, т.е. около 10% от мощности земной коры, то это соответствует тому же процентному изменению плотности, порядка $0,3 \text{ г/см}^3$.

Предложенной модели разуплотнения не противоречат результаты сейсмических работ, проведенных в Средней Азии. Земная кора в Памиро-Тяньшанском регионе характеризуется невысокими значениями средней сейсмической скорости $V = 6,2-6,4$ км/с, причем в направлении от Тянь-Шаня к Памиру отмечается ее повышение. Обнаружены мощные зоны инверсии в средней части земной коры на глубинах от 12 до 50 км. На наш взгляд, источником поступления материала служат очаги разогрева в «базальтовом» слое. В результате разогрева и выноса материала из него образуется прогиб на границе М и формируются горные сооружения. Возможно, при этом и мантия в целом испытала разуплотнение, но, с учетом соответствующих ей РТ-условий, в гораздо меньшей степени, чем кора.

Казалось бы, полученное распределение вертикального градиента силы тяжести над горными хребтами Южного Тянь-Шаня укладывается в представление гипотезы Эри-Хейсканена. Отрицательную аномалию вертикального градиента силы тяжести можно было бы объяснить прогибом поверхности Мохо. Но авторы считают, что модель разуплотнения, более реальна, так как при расчетах градиента поля силы тяжести с использованием всех современных геологических схем прогиб поверхности Мохо никак не может создать аномалию, сравнимую по амплитуде с наблюдаемой, если даже принять перепад избыточной плотности на поверхности Мохо $0,5$ г/см³.

Совпадение отрицательных аномалий силы тяжести и ее градиента можно трактовать двояко.

Памир. Чтобы разрешить возникшую неоднозначность, были проведены измерения вертикального градиента на Памире, где существует отрицательная аномалия силы тяжести, превышающая 450 мГал. Профиль, проходит от оз. Зоркуль через Ак-Байтальский перевал до г. Оша и пересекает две крупные тектонические структуры – Памир и Северный Тянь-Шань. В результате установлено, что значения V_{zz} на Памире оказались, наоборот, выше стандартных значений. Чтобы объяснить подобное соотношение силы тяжести и ее вертикального градиента нами предложена следующая модель.

Горные сооружения формируются в основном не за счет подтока масс со стороны, а за счет разуплотнения земной коры. Если подток геоматериала принять ограниченным, то масса воздымающихся горных сооружений остается постоянной и, следовательно, неразумно ждать прогиба поверхности Мохо. Возникает вопрос, а что же представляет собой граница Мохо, которая фиксируется, например, по данным ГСЗ? Не исключено, что зона разуплотнения при горообразовательных процессах частично захватывает границу Мохо, и тогда по физическим параметрам частичное изменение физических свойств верхней мантии фиксируется в сейсмических данных.

Памирская аномалия силы тяжести, на наш взгляд, обусловлена разуплотнением земной коры, но зона разуплотнения гораздо больше, чем на Тянь-Шане и, вероятно, достигает глубины 250 км. Поскольку мощ-

ность зоны разуплотнения очень велика, то даже незначительное разуплотнение способно создать очень интенсивную аномалию силы тяжести. Может ли разуплотнение затронуть горизонты нижней мантии? Ответ на этот вопрос скорее утвердительный. Очаги многих памиро-гиндукушских землетрясений находятся на глубинах от 150 до 250 км.

Положительная аномалия вертикального градиента видимо вызвана тем, что верхняя часть земной коры на Памире имеет повышенную плотность, о чем свидетельствуют увеличенные скорости упругих волн относительно Средней Азии. Кроме того, следует отметить еще два обстоятельства. В начале 60-х годов Н.К. Булин по результатам МОВЗ показал, что поверхность Мохо на Памире опускается не ниже 50 км. Большинство исследователей в последующем стали считать, что глубина до границы Мохо на Памире составляет около 80 км. Это предельная глубина, которая укладывается в рамки гипотезы Эри, но и она не может объяснить Памирскую аномалию силы тяжести. Поэтому некоторые исследователи стали искать разуплотнение на Памире ниже границы Мохо, невольно отвергая гипотезу Эри и углубляя границу компенсации. И второе обстоятельство – значения градиента уменьшаются при переходе с Памира на Северный Тянь-Шань.

Русская платформа (профиль Симферополь – Харьков – Воронеж). Результаты анализа поля вертикального градиента в платформенных условиях приводят к аналогичным выводам.

Так, Скифская плита и Украинский щит (УЩ) в поле V_{zz} выделяются минимумом. В поле же силы тяжести Скифская плита и УЩ отмечаются положительными аномалиями. Воронежский кристаллический массив, наоборот, характеризуется повышенными значениями поля V_{zz} . Таким образом, в платформенных условиях можно полагать, что изменение вертикального градиента в региональном плане также может быть обусловлено разуплотнением верхней мантии.

Итак, следует признать следующие факты. Гипотеза Эри не может объяснить полностью наличие отрицательных аномалий силы тяжести только рельефом поверхности Мохо. Тем более, исходя из нее, нельзя объяснить многие положительные аномалии над горными системами (в качестве примера может служить тот же Крым). Гипотеза Пратта также не укладывается в рамки приведенных сочетаний аномалий силы тяжести и ее вертикального градиента. Граница разуплотнения земной коры на примере Памира может достигать более 200 км и создавать очень крупные отрицательные аномалии силы тяжести.

На наш взгляд, нижняя граница разуплотнения непостоянна и изменяется в довольно широких пределах. Поверхность изостатического равновесия имеет более сложную конфигурацию и не приурочена строго к каким-то определенным границам. Поэтому определение изостатической уравниваемости Земли наверное следует проводить путем решения обратной задачи определения плотностных неоднородностей в верхних частях Земли.

Литература

1. Антонов Ю.В., Зубченко Е.А., Слюсарев С.В. Природа аномалий вертикального градиента силы тяжести над горными сооружениями Южного Тянь-Шаня // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 7. С. 129–133.
2. Антонов Ю.В., Слюсарев С.В. Региональные изменения вертикального градиента силы тяжести в Средней Азии // Изв. вузов. Геология и разведка. 1994. №5. С.129–133.
3. Геофизическая модель земной коры и верхней мантии Южного Тянь-Шаня // Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. 210 с.

Е.В. Артюшков, П.А. Чехович

Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия.

Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, Москва, Россия.

Быстрые изменения глубины моря в эпиконтинентальных осадочных бассейнах как следствие поднятий и погружений земной коры

Большой объем геологических и геофизических данных показывает, что в геологическом прошлом глубина моря в осадочных бассейнах сильно изменялась во времени [1, 2]. В связи с важными приложениями для поиска нефти и газа, особое внимание привлекают циклы третьего порядка с амплитудами ~ 20–100 м и продолжительностью 1–3 млн лет [3]. Большинство исследователей объясняют флуктуации глубины моря третьего порядка эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, синхронными в глобальном масштабе [1, 4]. На основе данного предположения, такие флуктуации, которые часто называют эвстатическими событиями, широко используются в целях геологической корреляции (например, [5]). Единственным механизмом, который может обеспечить короткопериодные эвстатические флуктуации третьего порядка, являющиеся осцилляциями обширных ледяных щитов. В фанерозое крупные оледенения наступали трижды [6 и др.] и в общей сложности занимают менее трети его общей продолжительности, в то время как эвстатические события выделяют на всем его протяжении, в том числе в эпохи, когда оледенений заведомо не было (например, в мелу и палеоцене). Поэтому рядом исследователей предполагался существенный вклад тектонических движений в быстрые изменения глубины моря, однако разделить роль эвстатического и тектонического фактора не удавалось.

В силуре в Восточной Сибири существовал обширный осадочный бассейн площадью ~ 2 млн км² [7, 8]. Для многих его районов имеются непрерывные стратиграфические разрезы, построенные с высокой степенью детальности. Разрезы коррелированы по синхронным временным

интервалам с очень короткой средней продолжительностью ~0,5 млн лет. В ряде районов в течение 10–20 млн лет осадконакопление продолжалось на отмели и в заотмельной лагуне с глубиной воды от 0 до ~10 м. Математический анализ, использующий характерные особенности стратиграфических разрезов для таких областей, показывает, что в течение всего силура эвстатические флуктуации различной возможной формы с продолжительностью 1–3 млн лет не превышали 6–20 м. Для описания возможных эвстатических флуктуаций широко используются графики аккомодации, описывающие изменение во времени мощности отложений, накопившихся в осадочных бассейнах в разные эпохи. Анализ такого типа, проведенный для Восточной Сибири в силуре для эвстатических флуктуаций продолжительностью 1–15 млн лет, приводит к еще более низким значениям их амплитуды порядка ± 5 м.

В силуре в ряде платформенных областей Северной Америки, Европы, Китая и Австралии происходили значительные изменения глубины моря [9]. Их амплитуда составляла ~30–130 м. В разных областях изменения глубины моря были асинхронными, что ставит под сомнение их эвстатическую природу. С помощью усреднения кривых глубины моря в указанных областях в работе [9] была, однако, построена эвстатическая кривая для силура, включающая восемь крупных событий. Как показывают данные по Восточной Сибири, уровень океана в это время оставался почти постоянным. Поэтому изменения глубины моря в областях, рассмотренных в [9], были в действительности обусловлены быстрыми поднятиями и погружениями коры амплитудой от нескольких десятков до ~100 м. В начале силура быстрое погружение коры имело место и в Восточной Сибири. В это время в ее средней и северной частях, после субаэрального перерыва, за короткое время (~1–2 млн. лет) сформировался морской бассейн глубиной более 100 м. На окраинах бассейна осадконакопление продолжалось с низкой скоростью в условиях крайнего мелководья. Отсюда следует, что образование пелагического бассейна в его средней и северных частях было обусловлено не подъемом уровня океана, а быстрым погружением коры.

Отсутствие быстрых эвстатических флуктуаций, превышающих 10–20 м, было ранее доказано для кембрия и начала ордовика [10]. В данную эпоху Восточная Прибалтика была залита морем с глубиной воды ≤ 10 м, причем скорость осадконакопления была крайне низкой, а временами эта область располагалась на небольшой высоте (≤ 10 м) над уровнем моря. В других платформенных областях, например, в Литве, Южной Швеции, Австралии и Северной Америке, в ту же эпоху, при почти стабильном уровне океана неоднократно проявлялись относительные изменения уровня моря амплитудой ~50–100 м. Они указывают на быстрые вертикальные смещения коры. Кратковременные поднятия и погружения коры амплитудой ≥ 100 м имели место на платформах и в другие эпохи [11]. Это новый тип тектонических движений во внутри-плитных областях, которые обычно считаются относительно стабильными.

Быстрые вертикальные смещения коры на платформах могут быть обусловлены несколькими различными механизмами. Слабые кратковременные поднятия могут быть связаны с подходом к подошве литосферы небольших мантийных плюмов [11]. Последующие быстрые погружения могут быть вызваны метаморфизмом в нижней коре с уплотнением пород основного состава, катализированным поступлением из мантийных плюмов малых объемов водосодержащего флюида. Смещения коры до ~ 100 м в областях размером до нескольких сотен километров могут быть обусловлены изменениями сил, действующих вдоль литосферного слоя с мощностью, переменной по площади [12]. Такие же смещения могут возникать на расстоянии до ~ 1000 км от зон субдукции при быстрой перестройке их расположения, а также при изменении скорости погружения и (или) угла наклона субдуцированных плит [13]. Для определения причины быстрых поднятий или погружений коры в каждом отдельном случае требуется анализ конкретных данных.

Восточная Сибирь в силуре и Восточная Прибалтика в кембрии – начале ордовика были выбраны для анализа просто в связи с хорошим доступом к высококачественным данным. Поэтому весьма вероятно, что быстрые крупные флюктуации уровня океана не происходили и в большинстве других эпох фанерозоя. В таком случае эвстатические события, предложенные для таких эпох ранее, будут отражать не колебания уровня океана, а изменения глубины моря, обусловленные региональными тектоническими движениями.

В эпохи быстрых регрессий на обнажившемся шельфе во врезх речных долин отлагается аллювий, в береговой зоне формируются пески, а на прилегающем мелководье возникают песчаные бары. Эти отложения представляют собой хорошие коллекторы для нефти и газа. В эпохи регрессий они часто перекрываются флюидоупорными глинами. С такими неструктурными (стратиграфическими) ловушками связано множество залежей углеводородов [3]. Эвстатические колебания уровня океана имеют одну и ту же величину по всему миру. Обусловленные ими смещения береговых линий и наиболее вероятное расположение коллекторов, сформировавшихся во время падения уровня океана, могут быть легко определены по углу наклона палеосклона бассейна. Для изменений глубины моря, обусловленных тектоническим фактором, ситуация существенно изменяется. В этом случае для определения возможного расположения стратиграфических ловушек надо установить распределение вертикальных движений коры по площади в каждом конкретном регионе, что является гораздо более сложной задачей. Поэтому для надежного поиска нефти и газа в таких ловушках необходимо изучение основных закономерностей быстрых вертикальных движений земной коры на платформах и их физических механизмов. Такие исследования важны также для сейсмического районирования, поскольку быстрые кратковременные поднятия и погружения коры на платформах могут время от времени сопровождаться сильными землетрясениями.

Литература

1. *Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science*. 1987. Vol. 235. P. 1156–1167.
2. *Miall A.D.* The geology of stratigraphic sequences. Berlin: Springer, 1997, 433 p.
3. *Posamentier H.W., Allen G.P.* Siliciclastic sequence stratigraphy – concepts and applications. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology 7, SEPM, 2000. 216 p.
4. *de Graciansky P.C., Hardenbol J., Jaquin T., Vail P.R.*, eds. Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. SEPM Special Publication Series 60, 1998, Tulsa. 786 p.
5. *Cooper A., Nowlan G.S.*, eds. Proposed global stratigraphic section and point for base of the Ordovician system: International working group on the Cambrian-Ordovician boundary, Circular March 1999, Calgary. 78 p.
6. *Чумаков Н.М.* Периодичность главных ледниковых событий и их корреляция с эндогенной активностью Земли // *ДАН*. 2001. Т. 378, № 5. С. 656–659.
7. *Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г.* Стратиграфия силура Восточной Сибири // *Геология и геофизика*. 1998. Т. 39, № 10. С. 1335–1356.
8. *Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Лопушинская Т.В.* и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири: Силур Сибирской платформы. Новосибирск: СО РАН; филиал ГЕО, 2000. 403 с.
9. *Johnson M.E.* Stable cratonic sequences and a standard for Silurian eustasy // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 1996. Vol. 306. P. 202–211.
10. *Artyushkov E.V., Lindström M., Popov L.E.* Relative sea-level changes in Baltoscandia in the Cambrian and early Ordovician: The predominance of tectonic factor and the absence of large-scale eustatic fluctuations // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 320. P. 375–407.
11. *Артошков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 458 с.
12. *Cloetingh S., McQueen H., Lambeck K.* On a tectonic mechanism for regional sea level variations // *Earth Planet. Sci. Lett*. 1985. Vol. 51. P. 139–162.
13. *Burgess P.M., Moresi L.N.* Modeling rates and distribution of subsidence due to dynamic topography over subducting slabs: Is it possible to identify dynamic topography from ancient strata // *Basin Research*. 1999. Vol. 11. P. 305–314.

В.В. Архангельская

*Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья
(ВИМС) МПР РФ, Москва, Россия*

Планетарные линеаменты России, их геолого-геофизическая характеристика

Понятие «линеамент» в геологическую литературу ввел В. Хоббс в 1904 г. Позднее его употребляли Р.Штилле, Д.И.Мушкетов, Р.А.Зондер и другие геологи для крупных линейных тектонических структур земной поверхности, представляющих собой широкие (до первых сотен километров) и протяженные (в тысячи километров) зоны кулисно подстилающих друг друга региональных разломов и сформированных ими тектонических структур. На территории России подобные структуры («линия Шатского», «транссибирский геораздел» Д.П.Резвого, «транссибирская дислокация 61–62° с. ш.» В.И.Драгунова и др.) были выделены уже сравнительно давно.

Существование планетарных линеаментов стало очевидным после появления информации по визуальному дистанционному зондированию Земли из космоса и дешифрированию космических снимков. Было обнаружено, что эти структуры образуют на ее поверхности ортогонально-диагональную сеть, и составлены карты их размещения для разных регионов мира [2, 4, 5, 8 и др.].

Мелкомасштабные карты линеаментов России у разных исследователей практически одинаковы, а их детальность определяется масштабом работ. При масштабе 1:10 000 000 дешифрируются только планетарные линеаменты (Азово-Кольский, Уральский, Енисейский, Анабарско-Северо-Байкальский,

Устьяно-Нижнеамурский, Среднеуральско-Шелиховский, Костомукшско-Орский, Киевско-Бакинский, Рижско-Астраханский, Екатеринбургско-Иркутский и др. [4], а в масштабе 1: 2 500 000 и крупнее, кроме них, – сквозьконтинентальные линеаменты, а также сквозьструктурные разломы [2, 5].

В своем настоящем выражении линеаменты представляют собой современные структуры, поскольку дешифрируются главным образом по морфологическим признакам: цепочкам депрессий и линейных аномалий фоновых высот, линейным участкам гидросети, границам резкой перестройки морфоструктур рельефа и др.

Установлено [3, 5, 6], что ортогонально-диагональная планетарная линеаментная сеть образует заложенный еще в архее глобальный каркас мобильных зон высокой, местами скрытой трещиноватости коры Земли, а ее составляющие уходят глубже астеносферы в верхнюю мантию и дискретно магма- и флюидопроницаемы. Установлено также [1, 5, 6, 8], что в линеаменты вписывается большинство континентальных палеорифтовых и современных рифтовых систем, их гомологов в фанерозое (зоны тектономагматической активизации) и в глубоком докембрии (авлакогены, зеленокаменные пояса); различные магматогенные, так называемые очаговые структуры; приуроченные к тем и другим специфические магматические породы (коматииты, щелочные ультрамафиты, нефелиновые и щелочные сиениты, щелочные граниты, их вулканические аналоги) и связанные с ними месторождения черных и редких металлов, нефти, газа и другие, в том числе крупные и уникальные. Последние локализируются в узлах сопряжения и пересечения линеаментов. Таким образом, линеаменты являются рудоконцентрирующими структурами, что привлекает к ним особое внимание [1, 3–6, 8].

Пространственная связь высокой эндогенной активности с планетарной трещиноватостью доказывается наблюдениями и прямыми сопоставлениями. В частности, в магматических породах линеаментов выявлены повышенные против кларковых содержания мантийных Cl, B, F, K, обязанные, по-видимому, дегазации мантии и подъему ее летучих в верхние этажи земной коры, а также REE, U, Th, Nb, Zr, некоторых других мантийных элементов [3]. В геофизических полях линеаменты ото-

бражаются линейными региональными и относительно небольшими по площади овоидальными локальными (обусловленными приуроченными к ним массивами ультрамафитов, щелочных пород среднего и кислого состава) положительными магнитными и плотностными аномалиями; в ряде случаев сравнительно высокой сейсмичностью, а также высоким стоянием поверхности Мохо; высоким тепловым потоком; наличием в верхней мантии или на границе кора–мантия слоя (слоев) с пониженными скоростями распространения продольных сейсмических волн и существованием под отдельными их отрезками и главным образом под узлами их пересечений и сопряжений коромантийных смесей или различных по величине и длительности развития мантийных плюмов. Некоторые исследователи [7] предполагают наличие под такими узлами подконтинентальной мантийной конвекции.

Приведем несколько примеров.

Таймыро-Малазийский линеамент («транссибирский геораздел» Д.П.Резвого) согласно [2, 5] занимает полосу 95–112° в.д., состоит из ветвей 95–100, 105–107 и 111–112° в.д. и протягивается из Северного Ледовитого океана в Индийский, пересекая Сибирскую платформу, Монголо-Охотский складчатый пояс, Монголию и Юго-Восточную Азию. В Ледовитом океане он выражен хребтом Геккеля, на Сибирской платформе прослеживается по системе горстов и грабенов и повышенной трещиноватости осадочного чехла, в Монголо-Охотском поясе к западу от него простираются региональные структур устойчивые северо-западные, к востоку – северо-восточные. На платформе, в Саянах и Предсаянье, в линеаменте локализованы железорудные месторождения Ангарского района, в Зиминской ветви докембрийского Урикско-Тагульского рифта – массивы ультрамафитов-карбонатитов с ниобиевым оруденением, южнее – массивы щелочных гранитов с их редкометальными месторождениями (Зашихинским в палеозойском Колбино-Удинском грабене-рифте и другие), а также четвертичные плато- и долинные базальты [1]. Крупные месторождения (Белая Зима, Большая Тагна, Зашихинское) находятся в узлах пересечения рифтов с линеаментом. Геофизически он отображается валообразным поднятием поверхности Мохо, дискретными линейными региональными и овоидальными локальными положительными магнитными и гравиметрическими аномалиями, повышенным тепловым потоком [5, 6].

Линеамент Карское море – Индийский океан в Карском море раскрывается в котловину Нансена, на континенте протягивается в виде нескольких параллельных ветвей по Западной Сибири, где они сопрягаются с линеаментами диагональной сети, и уходит в Казахстан и Среднюю Азию. В линеаментах вписываются грабены и горсты погребенной триасовой рифтовой системы. Протяженность грабенов до 2000 км, ширина до 100 км. В магнитных и гравиметрических полях над грабенами наблюдаются положительные аномалии, поверхность Мохо под ними приподнята на 2–3 км. и находится на глубине 34–39 км, тепловой поток

повышен, скорость сейсмических волн по поверхности мантии уменьшенная (7,9 км/с). С горстами и грабенами и с надрифтовыми поднятиями и «желобами» в мезозойско-кайнозойском чехле связаны крупные месторождения нефти и газа.

Литература

1. *Архангельская В.В.* Линеаментная минерагения СССР. М.: Недра, 1990, 160 с. *Космогеологическая карта СССР*, м-б 1:2 500 000 / Под ред. В.Н.Броханова, Н.В.Межеловского. М.: Недра, 1984.
2. *Митчелл А., Гарсон Л.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 495 с.
3. *Перцев А.В., Гальперов Г.В., Антипов В.С.* и др. Космический образ России: Уникальная минерагения крупнейших линеаментов // *Отечественная геология*. 2000. № 6. С. 29–32.
4. *Фаворская М.А., Волчанская И.К., Сапожникова Е.Н.* Тектоника, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений. М.: Недра, 1985. 166 с.
5. *Фролов А.А., Белов С.В.* Комплексные карбонатитовые месторождения Зиминского рудного района (Восточный Саян, Россия) // *Геология руд месторождений*. 1999. Т. 41, № 2. С. 109–130.
6. *Хаш В.Е., Кравченко С.М.* Структура подконтинентальной мантийной конвекции как основа прогнозирования гигантских месторождений томторского (REE-Nb-P) и норильского (Cu-Ni-Pt) типов // *Вест. МГУ. Сер. 4. Геология*. 1999. № 6. С. 3–9.
7. *Kutina J.* Regularities in the distribution of hypogene mineralization along rift structures // 24-th IGC. 1972. P. 134–139.

А. Б. Бакиров

Институт геологии (ИГ) Национальной АН КР, Бишкек, Каразстан.

Модель строения и новейшей геодинамики литосферы Тянь-Шаня

Горные сооружения Тянь-Шаня возникла на месте эпигерцинской платформы. Зарождение горных систем началось с конца эоцена, и основное их формирование произошло в олигоцен-голоценовое время. Оно сопровождалось отложением грубообломочных моласс. Мощность земной коры в пределах Тянь-Шаня колеблется от 45–50 км на севере и до 75 км на юге. По сравнению с равнинными соседними регионами здесь мощность коры повышена. В Казахском шите она не превышает 30–40 км, в Таримском массиве в центре – 38, по краям возрастает до 40–45 км. Если предположить, что в доорогеническое время на территории Тянь-Шаня кора обладала мощностью около 30 км, то за время орогенеза произошло приращение ее примерно на 20–45 км, что свидетельствует о господстве в ней обстановки тангенциального сжатия.

Имеются данные по сейсмической томографии верхней мантии Тянь-Шаня и смежных регионов до глубин 300 км [Bakirov et al., 1997]. Под Сыр-Дарьинским (Туранским), Центрально-казахстанским и Ферганским блоками верхняя мантия сложена массами с высокой скоростью прохождения продольных сейсмических волн (8,3–8,7 км/сек). На глу-

бине они соединяются между собой узкими перешейками и их можно объединить в одно семейство. Такими же высокоскоростными массами сложено основание Таримского блока. По-видимому, совместно с Афганским блоком он образует южное семейство блоков. Все эти блоки разделены друг от друга относительно узкими «клиньями» или, если смотреть в плане, зонами, в которых скорости продольных сейсмических волн относительно низкие (7,7–8,2 км/сек).

Тела верхней мантии с высокой скоростью прохождения сейсмических волн, по-видимому, сложены наиболее плотным относительно холодным веществом и представляют собой обломки литосферных плит. Разделяющие их участки с более низкой скоростью прохождения сейсмических волн сложены менее плотным веществом. Гравитационное поле, рассчитанное с учетом «снятия» влияние земной коры, указывает на дефицит массы, что хорошо согласуется с представлением о разуплотненном состоянии этого вещества. По-видимому, оно более нагрето и обладает относительно меньшей прочностью. По физическим свойствам оно сходно с веществом астеносферы. На глубине низкоскоростные «клинья» сливаются со слоем Гутенберга, природа которого объясняется частичным плавлением вещества. Таким образом, в пределах Тянь-Шаня и прилегающих регионов нет сплошной единой литосферной плиты. Евразийская плита здесь разбита на ряд блоков.

Горные сооружения и межгорные впадины Тянь-Шаня расположены как раз над высокоскоростными, разуплотненными, более нагретыми, менее прочными зонами («клиньями») верхней мантии и вытянуты согласно их простиранию.

В строении земной коры Тянь-Шаня сейсмотомографическими исследованиями установлены тела с разной скоростью прохождения сейсмических волн [Roeker et al., 1993; Сабитова, 1996; Бакиров и др., 1996]. В пределах Тянь-Шаня выделяются три типа строения земной коры [Sabitova et al., 1998], которые по районам их развития можно назвать ферганским, чуйским и кыргызско-терскойским.

Ферганский тип коры характеризуется классическим строением: постепенным возрастанием плотности вещества сверху вниз. Здесь нет волноводов. Поверхность М приподнята по отношению к соседним районам на 5 км.

В соответствии с современными представлениями здесь выделяются верхняя (до поверхности с V_p 6,1 км/сек) мощностью 18–20 км, средняя (с V_p 6,1–6,4 км/сек) – 5 км и мощная нижняя (с V_p 6,4–7,4 км/сек) кора до 30 км. Под Ферганской впадиной верхняя часть нижней коры сокращена в мощности, но по мере перехода в соседние районы ее мощность резко возрастает, а нижняя более плотная часть исчезает совсем.

Чуйский тип коры отличается сложным строением. В основании коры, на глубинах 35–50 км имеется слой волновода, который в пределах Кыргызстана встречается почти водами всеми горными сооружениями, охватывая около 75 % площади всей территории. Выше лежит высокоско-

ростной (V_p 6,4–6,8 км/сек) слой мощностью до 20 км. Выше лежит слой с линзовидными телами как пониженных (волноводов), так и повышенных скоростей сейсмических волн. Волноводы обладают мощностью от 5 до 10 км, и встречаются от одного до трех раз на глубинах 10–20 и 20–35 км. Местами встречаются волноводы наклонной или вертикальной (дай-кообразной) формы мощностью 10–20 км.

Кыргызско-терской тип коры встречается под одноименными хребтами в других местах и отличается отсутствием слоев с высокой скоростью прохождения сейсмических волн. V_p здесь до самого основания коры не превышает значения 6,4 км/сек или даже 6,1 км/сек. Здесь волновод как бы отсутствует, но кора полностью сложена более «рыхлыми» податливыми к пластическим деформациям образованиями.

Таким образом, строение земной коры в пределах Тянь-Шаня обладает определенным разнообразием. Анализ геологического строения, геотермии, термальных источников, электропроводности слоев коры региона показал, что сейсмические волноводы, особенно нижние, представляют собой высоконагретые тела и сложены мигмами – частично расплавленными массами [Бакиров и др., 1996]. При общей обстановке тангенциального сжатия литосферы высокоскоростные плотные жесткие вязкие массы являются носителями напряжений и передачи тектонических сил. Главным концентратором деформаций являются менее плотные, более податливые и мягкие пластические массы, которые обладают относительно низкими скоростями прохождения сейсмических волн. В названных типах строения коры эти слои по-разному сочетаются между собой и, следовательно, при прочих равных условиях они играют различную геодинамическую роль.

В чуйском типе строения коры жесткий слой, покоящийся на хорошо развитом слое мигмы, ведет себя как микроплита, и они, по-видимому, двигаются от краев орогена к центру. Ферганский тип коры, отличающийся отсутствием волноводов и наличием мощных жестких масс в нижней части прочно связано с верхней мантией. Кора не может быть подтверждена автономной, в отрыве от мантии, деформации и служит упором и оказывает противодействие при тангенциальных давлениях со стороны микроплит коры чуйского типа. Как в тисках между ними или между блоками чуйского типа оказывается кыргызско-терской тип коры, отличающийся отсутствием жестких масс и полностью сложенный низкоскоростными мягкими податливыми массами. По-видимому, этот тип коры образует структуры наподобие диапира.

Основной каркас структуры Тянь-Шаня определяются следующими особенностями. В целом она находится в обстановке тангенциального сжатия, которая обусловлена встречными движениями Казахстанского семейства блоков с севера и Афгано-Таримского семейства с юга. В западной части в тело орогена вклинивается Ферганский блок, а еще западнее более крупный – Сырдарьинский (Туранский) блок. Особенности геологических структур горного обрамления Ферганы свидетельствуют,

что одноименный блок испытывает вращательное движение против часовой стрелки.

Интересна геодинамическая обстановка внутри горных сооружений Тянь-Шаня. Утолщена земная кора (50–74 км против 30–40 км в соседних регионах), следовательно, погруженная состояние поверхности М указывает на отсутствие подъема вещества верхней мантии и основания для возникновения тангенциальных растягивающих усилий в земной коре. Дефицит масс верхней мантии под орогеном, по-видимому, связан с разогревом ее вещества, воздействие которого на земную кору выражено в повышении теплового потока региона, что вызвало частичное плавление вещества коры.

По-видимому, при встречных движениях вышеназванных литосферных блоков вещество коры между ними испытывают скупивание и нагромождение, что вызывает увеличение мощности коры. При этом края блоков как бы ныряют вниз под тяжестью нагромождающихся масс. Последнее расслаиваются образуя микроплиты, которые разбиваются еще на более мелкие блоки и испытывают торошение (чуйский тип коры), Выдавливание вниз края литосферных блоков выталкивает край соседнего микроблока жесткой массы коры. Противоположный край этого блока вдавливается, выталкивая край следующего слока и т.д. («эффект домино»). По-видимому, таким образом, создана серия ассиметричных долин и хребтов горных сооружений Тянь-Шаня.

Литература

- Бакиров А.Б., Лесик О.М., Лобанченко А.Н., Сабитова Т.М. Признаки современного глубинного магматизма в Тянь-Шане // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. №12. С. 42-53.
- Bakirov A.B., Lesik O.M., Lobanchenko A.N., Sabitova T.M. and Saipbekova A.V. Deep structure and recent geodynamics of Nien Shan // Turkish speaking countries 3rd Earth Sciences and Mining conference. Presentations. Izmir, 1997. P. 225-236.
- Сабитова Т.М. Глубинное строение земной коры Тянь-Шаня и выделение зон возможных очагов землетрясений. Автореф. докт. дисс. Бишкек, 1996. 62 с.
- Sabitova T.M., Lesik O.M., Adamova A.A. Velocity and density heterogenetities of the Tien Shan lithosphere // Pure appl. geophys. 151(1998). P. 539-548.
- Roeker S.H., Sabitova T.M., Vinnik L.P. et al. Three-dimensional elastic wave structure of the western and central Tien Shan // J.Geophys. Res., 1993. V. 98. P. 115779-15795.

А.С. Балувев, В.М. Моралев, Е.Н. Терехов

Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ РАН), Москва, Россия

Тектоническое строение и эволюция литосферы рифтовых систем Белого и Баренцева морей на основе синтеза геологических и геофизических данных

Формирование и эволюция пассивных континентальных окраин определяются, как правило, процессами континентального рифтогенеза,

которым свойственна геодинамическая обстановка растяжения литосферы. Поэтому главным структурным элементом пассивных окраин континентов, часто представляющих собой шельф окраинных и внутренних морей (как, например, российский сектор Арктики), являются рифтовые системы, с которыми нередко связывают перспективы на нефтегазоносность. Их продолжения на сухопутные части континентов определяют ареалы проявления рифтогенного (внутриплитного) магматизма преимущественно щелочного и щелочно-ультраосновного состава, в том числе и кимберлитового. Такая обстановка сформировалась на северной окраине Восточно-Европейской платформы (ВЕП), где существуют две крупные системы рифейских палеорифтов: Беломорская, пересекающая своим северо-западным концом восточную часть Балтийского щита, и Баренцевоморская, обрамляющая последний с севера и северо-востока и отделяющая его от Баренцевоморской плиты. Изучение этих структур земной коры сопряжено с определенными трудностями, связанными с тем, что они погружаются в юго-восточном направлении под чехол Мезенской синеклизы, где их фундамент испытывает максимальное опускание (до 4,5 км), а северо-западные части рифтовых систем покрыты водами Белого и Баренцева морей. Однако в последние годы появился целый ряд тектонических моделей глубинного строения земной коры ВЕП, основанных на результатах ГСЗ-МОВЗ и ГСЗ-МОВ, что в комплексе с данными глубокого бурения позволило более детально охарактеризовать структуры чехла и фундамента платформы. Эти материалы с достаточной убедительностью свидетельствуют о значительной, видимо, ведущей роли процессов рифтогенеза на пассивных окраинах континента.

Структуры Беломорской и Баренцевоморской рифтовых систем формировались в основном в течение среднего и позднего рифея, а затем претерпели активизацию в среднем палеозое, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и в конце кайнозоя, когда образовались современные бассейны Белого моря и шельфовая часть Баренцева моря. Рифтовая система Белого моря включает в себя Онежско-Кандалакшский палеорифт, разделенный на три вытянутых в линию северо-западного простирания грабена, и Керецко-Лешуконский палеорифт, состоящий из субпараллельных грабенов. Как показали исследования последних лет [1], в строении Онежско-Кандалакшского палеорифта отмечаются некоторые особенности, присущие современным (кайнозойским) континентальным рифтам: наличие сегментов, каждый из которых представляет собой полуграбен с переменной полярностью, разделенных междувадинными перемычками, игравшими в свое время роль зон аккомодации; асимметричное положение выступа мантии и др.

Корреляция событий внутриплитного тектогенеза и магматизма с движениями литосферной плиты ВЕП и ее взаимодействием с другими плитами, основанная на результатах палеомагнитных исследований и данных абсолютной геохронологии, позволяет заключить, что Беломорская и Баренцевоморская рифтовые системы заложены в результате

возникновения напряжений горизонтального растяжения литосферы при повороте плиты против часовой стрелки в ходе резкого изменения направления дрейфа. Рифтогенез в этих условиях мог развиваться по модели «простого сдвига», т.е. «пассивного» рифтинга. Рифтогенный вулканизм в это время проявился лишь в Онежском грабене, под юго-восточной частью которого отмечена область пониженных скоростей (7,7–7,8 км/с) сейсмических волн в верхней мантии. Предполагается также [2], что Мезенский гравитационный максимум обусловлен телом базитов мощностью 5–7 км, внедрившимся во время рифейского рифтогенеза в верхнюю часть коры в месте сочленения Беломорской системы рифтов (Лешуконский грабен) с Баренцевоморской (Мезенский грабен). Под этой областью методом ГСЗ тоже фиксируется выступ разуплотненной мантии. Магматизм (980–1000 млн лет), проявленный в Мурманском блоке, сосредоточивается вблизи осевой зоны Баренцевоморского палеорифта в виде даек и силлов долеритов, принадлежащих по геохимическим параметрам к нормальной толеит-базальтовой серии и связанных по времени образования со зрелой стадией рифтогенеза.

К началу палеозоя горизонтальное растяжение северо-восточного сегмента ВЕП сменилось на сжатие, в результате чего процессы рифтогенеза в пределах Беломорской и Баренцевоморской рифтовых систем угасли, а вся территория испытала воздымание. Причиной тому послужили коллизионные события, произошедшие вдоль северо-восточной (в современных румбах) окраины кратона, в результате приращения к ней в позднем венде–раннем кембрии Тимано-Печорского террейна [3]. Результаты морского регионального сейсмического профилирования МОВ ОГТ (данные треста «Севморнефтегеофизика» ПО «Союзморгео», 1988–1990 гг.) [4] прекрасно иллюстрируют надвиговый характер дислокаций в зоне пересечения краевого шва Тимано-Варангерской системы байкалид. Таким образом, синрифтовые отложения кильдинской и волоковой серий, выполняющие грабен Баренцевоморского рифта и залегающие непосредственно на архейском кристаллическом фундаменте, существенно дислоцированы вследствие горизонтальных напряжений сжатия, направленных в сторону Балтийского щита.

Регенерация рифейских рифтов Беломорской системы в среднем палеозое связана с процессом локального растяжения в тылу области горизонтального сжатия литосферной плиты ВЕП после столкновения последней с Северо-Американской плитой и проходила в режиме трансформации (сдвига с растяжением). Среднепалеозойская активизация палеорифтовых структур выразилась, в основном, во внутриплитном магматизме, проявления которого представлены роями даек и трубок взрыва щелочных пород, в том числе и кимберлитового состава, а также сложными кольцевыми массивами щелочно-ультраосновной и щелочной формаций, располагающимися в зонах динамического влияния рифтов Беломорской системы. В данном случае проявления девонского магматизма являются едва ли не единственным признаком среднепалеозой-

ской активизации рифейских рифтов. Внутриплитный магматизм контролировался разрывными дислокациями, возникшими в зонах динамического влияния рифтовых структур Беломорской системы как крупнейших сдвига-раздвигов. Эти зоны включали в себя линейные деструктивные поля, к которым приурочены щелочные дайки и трубки взрыва, и области концентрических деформаций вокруг окончания рифтов, с которыми связано формирование сложных массивов щелочно-ультраосновной формации.

Средний палеозой – это эпоха мощного проявления процессов рифтогенеза в пределах уже консолидированной континентальной коры Баренцева моря (Свальбардская плита). Методами ГСЗ выявлено, что центральная часть плиты рассечена субмеридиональным Восточно-Баренцевским трогом с субокеанической корой на глубине 18–20 км. Проявления магматической активности, которая является одним из характерных признаков наличия рифтогенных этапов в истории развития трога, связываются с так называемыми «аномальными сейсмическими горизонтами», которые установлены в отложениях Восточно-Баренцевского трога сейсмическими методами [3]. Процесс раскрытия этой рифтовой структуры сыграл важную роль в эволюции региона. Осевая линия этого трога трансформируется через Кольский полуостров в виде Хибино-Контозерской системы разломов. В пределах этой зоны имеются признаки растяжения коры в виде осадочно-вулканогенной толщи Контозерского грабена и одновозрастных ей (девон–карбон) образований кровли Ловозерского массива. В этой зоне, в отличие от других мест Кольской щелочной провинции, в составе массивов щелочных пород встречаются породы среднего и кислого состава, свидетельствующие об обстановке растяжения. Поэтому Хибино-Контозерская тектоническая зона в данной геодинамической модели могла играть роль линии пропагации Восточно-Баренцеморского трога в пределы щита, а поперечные к ней системы разломов Онежско-Кандалакшской и Керецко-Лешуконской рифтовых зон в этом случае могли являться трансформными разломами, в которых преобладали сдвиговые подвижки и, соответственно, локальная обстановка сжатия, характерная для образования трубок взрыва и массивов щелочно-ультраосновной формации Кольского полуострова.

Дальнейшая (последевонская) история северной окраины ВЕП характеризуется достаточно спокойным плитным режимом без каких-либо проявлений деструкционных тектонических событий и внутриплитного магматизма. Становление современного бассейна Белого моря в среднем голоцене было предопределено всей рифейско-палеозойской эволюцией литосферы Беломорской рифтовой системы. В формировании платформенных структур Баренцево-моровской шельфовой плиты ведущую роль играли континентальный рифтогенез и глыбовые подвижки литосферных блоков, о чем свидетельствуют отсутствие в течение всего фанерозоя на шельфе каких-либо коллизионных процессов и складчатости в сочетании с сохранением направленности вертикальных тектонических

движений [4]. Таким образом, синтез геологических и геофизических данных, среди которых важнейшую роль играют материалы ГСЗ, позволяет представить на современном уровне строение и эволюцию литосферы Беломорской и Баренцевоморской палеорифтовых систем.

Работа проведена при поддержке РФФИ (проекты №№ 00-05-64492 и 01-05-64190).

Литература

1. Балувев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника, 2000. № 5. С. 30–43.
2. Костюченко С.Л., Романюк Т.В. О природе Мезенского гравитационного максимума // Физика Земли. 1997. № 12. С. 3–22.
3. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России м-ба 1:2 500 000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Ханна. М.: И-т литосферы РАН, 1996. 94 с.
4. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы. Ч. 1: Баренц регион / Под ред. Ф.П. Митрофанова, Н.В. Шарова. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 190 с.

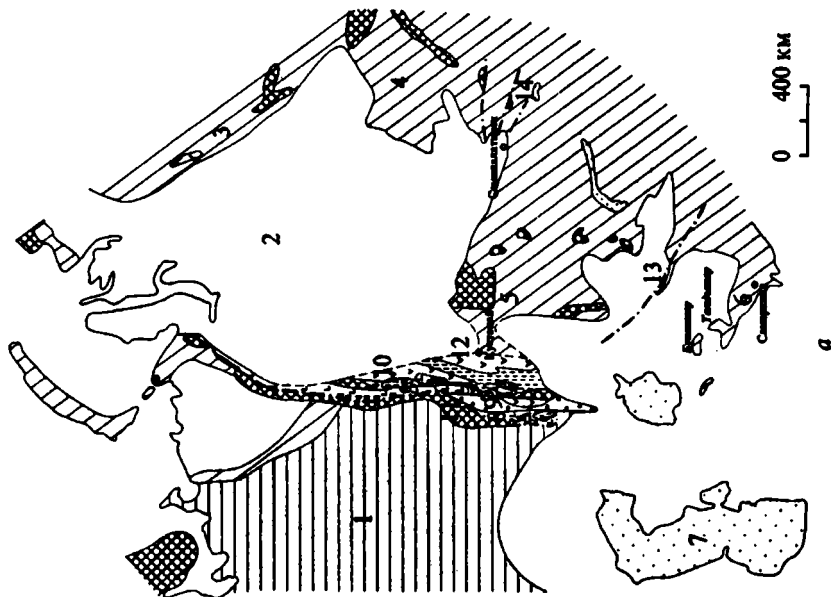
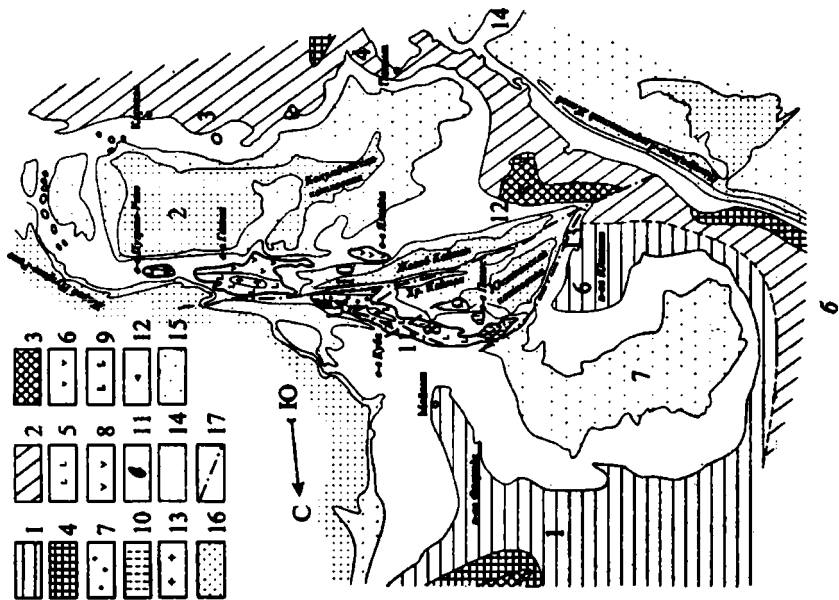
А.Н. Барышев

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ) МПР РФ, Москва, Россия

Тектонические ансамбли над зонами впадин ядра Земли

Сейсмической томографией установлено, что поверхность ядра Земли имеет выпуклости под океанами. Зоны впадин проецируются на активные окраины океанов, складчатые пояса, восток Африки [2]. Этим двум обстоятельствам, очевидно, отвечают разные условия зарождения и поведения астеносферы. В первом случае (под океанами) мощность астеносферы составляет около 150 км, гравитационная неустойчивость которой отвечает первому критическому числу Рэлея, обуславливая развитие лишь линейных поднятий и связанных с ними рифтогеналей, спрединговых и внутриплитных хребтов. Во втором случае астеносфера образует линзы мощностью до 300 км, гравитационная неустойчивость которых соответствует второму критическому числу Рэлея, формированию ячеистых морей или овальных сводово-глыбовых провинций, соседствующих с линейными «квазиокеанами» [1]. Взаимодействие ячеистых (овальных) и линейных поднятий астеносферы приводит к развитию структур, выделяемых в качестве эвгеосинклиналей, островных дуг, краевых вулканоплутонических поясов.

Так как формы адвекции (поднятия с частичным растеканием) разуплотненной астеносферы определяются в первую очередь ее вязкостью и мощностью, то в литосфере формируются ансамбли закономерно распо-



← **Рисунок.** Сходные тектонические ансамбли и позиция в них Урала (а) и Больших Антил (б)

1 – континентальные платформы и их пассивные окраины; 2–4 – антиклинорно-синклинорные складчатые и складчато-глыбовые области; 2 – сложенные породами палеозоя в Евразии и мезозоя в Центральной Америке без расчленения на зоны, 3 – докембрийские и кембрийские массивы, 4 – палеозойские массивы среди альпийских складчатых областей Центральной Америки; 5 – рифтогенные и океанические комплексы первых (раннепалеозойских – на Урале, мезозойских – в Антилах) тектономагматических циклов, превращенные во внешне островные дуги; 6–7 – комплексы вторых (среднепалеозойских на Урале, палеогеновых в Антилах) циклов; 6 – внутренних магматических дуг: окраинно-континентальной Урала, островной Больших Антил, 7 – междуговых бассейнов; 8 – комплексы эпиконтинентального краевого вулканоплутонического пояса; 9 – поднятые в антиформах (эдуцированные) ранее субдуцированные, регионально-метаморфизованные вулканогенные комплексы (раннепалеозойские на Урале, мезозойские в Антилах); 10 – поднятые в антиформах терригенные рифтогенные комплексы; 11–13 – тела дунит-гарцибургитовой (11), дунит-клинопироксенит-габбровой (12) формаций, гранитоидов без расчленения (13); 14 – современные акватории Центральной Америки с глубинами 0–2 км и койлогенные области с мезозойско-кайнозойскими осадками в Евразии; 15 – современные акватории с глубинами 2–4 км в Центральной Америке и 0–2 км в Евразии; 16 – акватории с глубинами > 4 км; 17 – тектонические разломы

ложенных тектонических элементов и структур. Примером могут служить ансамбли на сочленении Европы и Азии, Северной и Южной Америки. На рисунке, где для удобства сравнения второй ансамбль повернут, цифрами обозначены их сопоставимые геологические структурные элементы: 1 – Русская и Багамская платформы и их пассивные окраины; 2 – койлогенные (наиболее опущенные) области: Обская (Западно-Сибирская) и Венесульская котловина Карибского моря; 3 – антиклинорно-синклинорные зоны обрамлений Сибирской и Бразильской платформ; 4 – Алтае-Саянская складчатая область и Панамская часть Андийской системы; 5 – Кокчетавский, Улутавский массивы и Никарагуанское поднятие, 6 – шельфовая зона, превращенная в северо-западное погружение Южно-Тянь-Шаньского складчатого пояса (горы Букантау, Тамдытау), и Юкатан; 7 – Каспийское море и Мексиканский залив, ограниченный по изобате 2000 м; 8 – внешние островные дуги: Западно-Магнитогорская и Кубинская; 9 – междуговые бассейны: Магнитогорско-Мугоджарский и Байамо-Юкатанский; 10 – внутренние магматические дуги: Приосевая Восточного Урала и Сьерра Маэстра-Кайманская; 11 – Главный Уральский и Главный Кубинский разломы; 12 – Валерьяновский вулканоплутонический пояс и северо-восточный подводный склон Никарагуанского поднятия; 13 – Таласо-Ферганский и Юкатанский разломы; 14 – рифтогенные зоны Чарская и хребта Кокос.

Литература

1. Барышев А.Н. Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. М.: ЦНИГРИ, 1999. 263 с.
2. Morelli A., Dziewonski A.M. Topography of the core-mantle boundary and lateral homogeneity of the liquid core. // Nature. 1987. Vol. 325. P. 678–683.

Аккреционно-надвиговые комплексы и фанерозойские базальты Сихотэ-Алиня

В Сихотэ-Алиньской складчатой области широко распространены позднепалеозойские и раннемезозойские геосинклинальные кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения с телами спилитов, вариолитов и диабазов. Конседиментационно-надвиговые процессы в поздней юре и раннемеловом времени, последующие складчатость и шарьяирование привели к тому, что на современном срезе эти толщи представлены скоплениями разновозрастных чешуй, их раздробленными фрагментами. В юрских и раннемеловых олистодромах заключены глыбы триасовых известняков и юрских кремнисто-терригенных отложений с покровами, силлами и дайками «спилитов», меймечитов и пикритов.

Не существует единой точки зрения ни об обстановке накопления вовлеченных в шарьяжи геосинклинальных отложений, ни о расстояниях перемещения по надвигам. Большинство авторов рассматривают кремнисто-терригенно-вулканогенные комплексы как глубоководные, отложенные в эпиконтинентальных бассейнах, на новообразованной океанической коре над магмоподводящими разломами, называя эти комплексы «рифтогенными офиолитами» [1,2] или начальными отложениями рифто-грабенов [3]. Приводятся аргументы и в пользу прибрежно-мелководной приразломной обстановки накопления кремнисто-терригенных толщ и рифовых известняков с базитами [4].

Горизонтальное перемещение чешуй оценивается от сотен километров (в ходе формирования конседиментационных оползневых надвигов [4,5], до десятков километров – в модели ретадукции или разрастания аккреционных призм в стороны от оси рифто-грабена и скупивания их у тектонических упоров – аккреционных горстов [3]. Высказано также предположение (Ханчук), что аккреционные меланжи связаны с субдукцией океанической плиты и смещены затем на многие сотни километров от мест их первоначального залегания.

Цель предлагаемого сообщения – рассмотреть, в какой мере в решении вопроса о масштабах раннемезозойских надвиговых перемещений может быть использован анализ пространственного размещения, состава и возраста базальтов, ассоциированных с геосинклинальными отложениями. В шарьяжных пластинах, сложенных однотипными по составу и возрасту кремнисто-вулканогенными образованиями, базальты присутствуют далеко не всегда, и объем их сильно варьирует. Региональные данные о пространственном размещении этих базальтов пока не имеются. В Центральной зоне Сихотэ-Алиньской складчатой области южнее 46° с.ш, где выходы домеловых геосинклинальных толщ занимают ты-

сячи квадратных километров, описано лишь несколько фрагментов палеозойских и мезозойских разрезов с участием спилитов, щелочных базитов и пикритов. Эти участки сосредоточены в узкой, не более 40 км в поперечнике, СВ полосе (в осевой части Центральной зоны, между реками Извилилкой на юге и Ореховой на севере), близ шоссейной дороги вдоль долин рек Усури и Журавлевки [4, 5, 6]. Результатов изотопного датирования предположительно сингенетичных спилитов и диабазов в описанных разрезах, или секущих щелочных тел эти исследователи не приводят; равно автору не известны публикации с современными геохимическими данными об этих базитах. В литературе указывают на широкое распространение высокотитанистых калиевых разностей, аналогов пород континентальных рифтов среди разновозрастных «спилитов» и диабазов. В юрских разрезах, по сравнению с более древними, доля пикритов, и щелочных базитов с керсутитом увеличивается [1].

Важно отметить, что проявления сходного по составу щелочнобазальтового магматизма продолжают в тех же локальных ареалах после завершения складчатости и надвиговых перемещений. Так, близ села Кокшаровка ансамбль пластин, сложенных черносланцевыми микститами, норийскими кремнями, среднетриасовыми вулканогенно-терригенно-кремнистыми отложениями прорван интрузивом щелочно-ультраосновных пород. Внедрившийся, судя по датировкам биотитов и нефелинов на границе юры и мела (145–135 м.л.) трещинный массив сложен пироксенитами, тешенитами, фойяитами и сопровождается редкоземельной и редкометальной минерализацией. Незначительно отстоящий по времени от накопления кремнисто-вулканогенной толщи, этот постнадвиговый магматизм как бы завершает линию эволюции щелочнобазитового очага и может интерпретироваться как указание на незначительное смещение шарьяжных пластин от долгоживущего магмопроводящего разлома.

Более отчетливо подобные соотношения наблюдались нами в Прибрежной зоне [7], где блоки раннемеловых олистостром, с включениями кремнистых пород и известняков триаса и юры, переслаивающихся и/или интродуцированных базальтами, спилитами, диабазами обнажаются в виде узкого СВ пояса из-под надвинутых или отлагавшихся позже осадочных толщ и вулканитов. В Дальнегорском районе часть таких базитовых тел отнесена к геосинклинальным и имеет К-Ач датировки 240 – 140 м.л., часть выделена в комплекс раннеорогенных, так называемых горбушинских вулканитов, возраст которых 140–90 м.л. Среди них описаны керсутитсодержащие калиевые щелочные разности, хотя датировки этих конкретных тел не приведены. [8].

В той же системе разломов, на продолжении поясовых скоплений «геосинклинальных» и «раннеорогенных» базитов, в тех же кремнисто-терригенных и известняковых олистоплаках, также в форме пластовых тел и даек спилитов, вариолитов, диабазов имеются выходы позднемеловых калиевых щелочных базитов, на первый взгляд неотличимых от

более древних аналогов. Их К–Ач возраст 74–72 м.л., они распространены в центре Дальнегорского района (135 35' в.д. 44 35' с.ш.) в ареале поперечником 15 км. По соотношениям Ti, Zr, Y, Hf, Ta, Th породы соответствуют внутриплитным. Спектр REE сильно дифференцированный, с высокими концентрациями LREE (La норм. 500–700, La/Lu 22–80), «лампрофировый». Содержания Rb (180–400 г/т), Sr (500–970), Ba (1000–1400), Nb (80–140) и их отношения указывают на существенный метасоматоз субстрата плавления. В палеоцене (66–63 м.л.) там же образовались аналогичные щелочнобазитовые тела, но с несколько иными содержаниями крупноионных примесей (Rb 230–500, Sr 250–330, Ba 400–800) и Nb (40–60).

Мы полагаем, что специфический базитовый магматизм, повторяющийся в локальных ареалах в ходе отложения геосинклинальных толщ, их шарьяжирования, и после завершения этих процессов есть свидетельство незначительного смещения тектонических пластин. Такое заключение обосновано, но не бесспорно. Геофизические данные указывают на наличие в регионе густой сети магмоподводящих, часто скрытых разломов. Так, на аэромагнитных картах Приморья, масштаба 1:500000 и 1:200000 обнаружена сеть линейных аномалий, главным образом широтных и меридиональных, до Т 10000 и более нтл, интерпретируемых [9] как скрытые линейные массы базальтов, как отражение сети мезозойских рифтов, частью активизированных в кайнозое. Такая же сеть более протяженных гравитационных и магнитных аномалий выявлена в Китае [10]. Наиболее насыщена разнонаправленными нарушениями сквозная широтная Кавалерово-Дальнегорская структура, где и локализована главная масса всех описанных сейчас для юга Приморья ареалов геосинклинальных и более поздних щелочных базитов, включая кокшаровский и дальнегорский постскладчатые комплексы.

Показано, [11], что меловые, палеогеновые и неогеновые базальты Южного Приморья представлены близкими по условиям залегания, геохимическим и минералогическим чертам субщелочными и щелочными внутриплитными комплексами. В то же время значительная часть домеловых базальтов, ассоциированных с кремнисто-терригенными образованиями и известняками, судя по составу связана с активностью континентальных рифтов. На этом основании предполагается, что главная масса позднемезозойских-кайнозойских базитов юга Сихотэ-Алиня связана с плавлением длительно существующего мантийного астенолита. В отдельных частях диапира, в корнях сквозных структур, под воздействием метасоматизирующих глубинных флюидов, возникали обособленные плюмы – источник плавления калиевых щелочных базальтов. В такой ситуации тектоническая пластина при любых перемещениях может оказаться над разломом – проводником внутриплитных базальтов.

Для решения поставленных вопросов необходим гораздо больший объем детальных данных о геологической позиции, последовательности, возрасте, составе, изотопно-геохимических особенностях конкретных ба-

зальтовых тел и их локальных скоплений в разрезах геосинклинальных толщ, в чешуйчато-надвиговых комплексах и их тектонизированных фрагментах по всему региону.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 01-05-64626

Литература

1. *Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения.* М.: Наука, 1984. С. 504.
2. *Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм.* М.: Наука, 1991. С. 263.
3. *Уткин В.П.* Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов // Тихоокеан. Геология. 1999. Т. 18. № 6. С.35-59.
4. *Мазарович О.А.* Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и нижнем мезозое. М.: Наука. 1985. С. 103.
5. *Голозубов В. В., Мельников Н. Г.* Тектоника геосинклинальных комплексов Сихотэ_Алиня. 1986. Владивосток. С. 125.
6. *Афанасьева В.М.* Роль стратифицированных вулканитов в разрезах позднего палеозоя – мезозоя Южного Сихотэ-Алиня // Новые данные по стратиграфии Дальнего Востока и Тихого океана. Владивосток. 1990. С. 21-31.
7. *Баскина В.А., Николаева Т.П.* Позднемеловые калиевые базиты Дальнегорского рудного района Приморья. // ДАН. 1996, Т. 349. № 2. С. 221-224.
8. *Говоров И. Н.* Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука. 1976. С. 252.
9. *Копылов М.И., Захаров В.А.* Особенности тектонического строения Сихотэ-Алиня // Структура и эволюция восточной Азии. 1999. Хабаровск. С. 86-96.
10. *Jiang Mei, Ma Kaiyi.* The magnetic lineament map of China and adjacent sea areas // *Global Tectonics and Metallogeny.* 1991. V. 3. n 4. P. 193-204.
11. *Баскина В.А.* Меловые-палеогеновые внутриплитные базальты в Сихотэ-Алине (к тектонике Япономорского региона) // 7 Международная конференция им Зоненшайна по тектонике плит. Тез. Докл. М. 2001.

А.Д. Басов, А.Ф. Дреннов, С.П. Серебrenников
Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

Сейсмотектонические и инженерно-сейсмологические условия Байкальского тоннеля БАМ

Байкальский тоннель имеет длину 6720 м и пересекает Байкальский хребет на участке перевала Даван в субширотном направлении. Байкальский хребет имеет сложное геолого-тектоническое строение, высокую 9-10-балльную сейсмичность, уточненную по новой карте сейсмического районирования России ОСР-97 [1], развитые разнообразные склоновые процессы. Перевал Даван расположен на водоразделе рек Кунерма и Гоуджекит с высотными отметками 800–1200 м.

Горный массив, включающий тоннель, сложен преимущественно изверженными породами ирельского комплекса субщелочных гранитоидов среднего протерозоя. В основном это граносиениты, диорит-сиениты и гранито-гнейсы с порфиривидной и гнейсованной текстурой. Массив скальных пород разбит трещинами тектонического происхождения и вы-

ветривания. По геоморфологическим признакам и геологии участок тоннеля подразделяется на три части: западную, центральную и восточную.

На основе изучения особенностей горно-геологических условий в районе Байкальского тоннеля, при оценках сейсмической опасности наиболее неблагоприятным в сейсмическом отношении по последствиям при сильных землетрясениях был признан участок западного портала. Здесь вероятны обвалы, смещения и обрушения значительных объемов грубообломочного материала [2].

Согласно РСМ [3], увеличение сейсмической интенсивности на склонах крутизной свыше 15° , может составить более 1 балла. Землетрясение может спровоцировать сползание рыхлого материала со склонов на железнодорожное полотно у западного портала. Опасная ситуация на западном и восточном портале может сложиться при сильном и ощутимом землетрясении в период оттаивания сезонно-промерзающего слоя крупнообломочных грунтов, когда могут происходить их смещения и обрушения. Кроме того, в зимнее время у обоих порталов возможен сход снежных лавин, так как для района характерен мощный снежный покров.

Изучение сеймотектоники и решение проблем инженерной сейсмологии имеют четкую практическую направленность, так как для тоннеля при землетрясении известна опасность подвижек блоков пород по тектонически ослабленным зонам трещиноватости и контактам, разделяющим разнотипные породы. Опасность представляют также последствия землетрясений в виде разрушения обделки, гидроизоляции, системы водопропускных лотков и смещения (деформации) контура тоннеля и рельсов.

Институтом земной коры СО РАН были выполнены исследования сейсмических условий на Байкальском тоннеле. Проводились сейсморазведочные работы по изучению сейсмического разреза по трассе тоннеля и определениям основных параметров сейсмических волн (продольных и поперечных). Электроразведочные работы методами ВЭЗ и СЭЗ (сплошные электрические зондирования, выполненные комплексной геофизической экспедицией МГУ) ставились с целью изучения строения геологического разреза, выявления зон тектонических нарушений до глубин заложения тоннеля. Амплитудно-частотные характеристики пород по тоннелю и условия распространения, затухания сейсмических колебаний изучали с помощью регистрации на временных инженерно-сейсмологических станциях взрывов в воде.

Основной цикл исследований проведен на припортальных и центральном участках. Работы велись комплексно всеми перечисленными методами. Для исследования степени влияния глубин заложения тоннеля на оценку его сейсмической опасности полевые сейсмостанции размещали на земной поверхности по трассе тоннеля и по тоннелю. Со стороны западного портала сейсмостанции устанавливались на удалении до 75 м от портала, а со стороны восточного – до 600 м. По результатам этих работ сделаны следующие выводы.

1. Инженерно-геологические и геофизические сведения использова-

лись для обоснования выбора пунктов регистрации сейсмических колебаний от взрывов.

2. По данным электроразведочных работ методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) оценивалось изменение электрических сопротивлений от состояния грунтов; проведена сравнительная характеристика трещиноватости грунтов на восточном и западном участках тоннеля.

3. По данным сплошного электрического зондирования (СЭЗ) был построен геолого-геофизический разрез по трассе Байкальского тоннеля до глубин в 3–4 раза превышающих глубины заложения самого тоннеля. На этом разрезе по данным СЭЗ было выделено два типа разломов: древние, имеющие восточное падение, с которыми связана милонитизация, и молодые субвертикальные, хорошо картируемые в разрезе и часто выраженные в современном рельефе.

4. С помощью сейсморазведочных измерений получены данные о распределении скоростей сейсмических волн на участке строительства тоннеля по глубине и площади. По данным измерений скоростей продольных и поперечных волн построена экспериментальная зависимость $V_p = f(V_s)$ для изучаемого участка и оценено изменение динамических модулей упругости для скальных грунтов с разной трещиноватостью.

5. Проведены лабораторные исследования объемного и удельного веса, общей пористости, коэффициента анизотропии и скоростей распространения сейсмических волн (по образцам), которые позволили обоснованно выбирать эталонные значения скоростей сейсмических волн и составлять модели среды для расчетов спектральных характеристик.

6. Записи колебаний грунтов на поверхности и в тоннеле от взрывов в воде и в забоях тоннеля показали, что амплитуды колебаний уменьшаются с глубиной тоннеля. Получена зависимость изменения амплитуд колебаний с глубиной, что позволяет оценить изменение сейсмической опасности тоннеля в зависимости от глубины его заложения.

7. Проведен расчет экспериментальных и теоретических спектральных характеристик для наиболее ответственных участков строительства тоннеля, по которым можно судить о преобладающих периодах колебаний грунтов при землетрясениях. На периодах 0,05 с можно ожидать максимальную интенсивность колебаний при сильных землетрясениях.

Исследования, проведенные Институтом земной коры, показали, что изменять исходную сейсмичность района оснований нет. Это положение изложено в записке к Карте сейсмотектоники района Байкальского тоннеля.

Исходная сейсмичность относится к средним грунтовым условиям района, за которые принимаются необводненные песчаные и гравийногалечные грунты (РСМ-73). В нашем случае за эталон выбраны скальные грунты, сейсмическая опасность которых на один балл меньше исходной и равна 8 баллам. Исходя из вышесказанного, сейсмическую опасность участков строительства Байкальского тоннеля распределим следующим образом.

Западный портал. Приращение сейсмической балльности грунтов основания западной припортальной выемки оценена по двум методам (косвенному и прямому) и равно $0 \pm 0,4$ балла. Таким образом, расчетная сейсмичность достигает 8,4 балла, сейсмичность участка оценивается в 8 баллов. Преобладающий период колебаний для сильного землетрясения равен по расчетам 0,05 с.

Восточный портал. Приращение сейсмической балльности равно $-0,1$ балла, сейсмичность восточной припортальной выемки оценивается в 8 баллов. Резонансный период колебаний для сильного землетрясения на частотах от 0 до 12 Гц не выделяется.

Центральная часть. При глубине заложения тоннеля на 100 м от поверхности и более, по данным измерений, сейсмическая опасность уменьшается на 1 балл. Поэтому на центральном участке тоннеля между отметками, расположенными на расстоянии 500 м от восточного портала и 300 м от западного портала, сейсмическая опасность оценивается в 6 баллов.

Уточнение сейсмической опасности в зонах тектонического дробления скального массива и смены петрофизического состава пород с использованием обычных прямых методов инженерной сейсмологии с записями сейсмических колебаний от взрывов и землетрясений в 1978 г. при исследованиях возможно было путем изучения сейсмических характеристик в этих зонах только после проходки этих зон. По окончании проходки и пуска тоннеля в эксплуатацию таких работ не проводилось, и окончательного подтверждения выводов о детализированной оценке сейсмической опасности по тоннелю пока сделать нельзя.

Результаты оценки сейсмической опасности относительно дневной поверхности для трех участков на Байкальском тоннеле следующие:

1. Участок протяженностью 300 м от западного портала тоннеля по трассе тоннеля по методу сейсмических жесткостей оценивается в 8,9 балла, по амплитудно-частотному методу – в 9,5 балла. Расчетная сейсмичность участка равна 9 баллам. Преобладающий период колебаний грунтов здесь для сильного землетрясения равен 0,08 с.

2. Участок протяженностью 300 м от восточного портала по трассе тоннеля оценивается по двум методам соответственно в 8,5 и 9 баллов. Расчетная сейсмичность участка 9 баллов. Преобладающий период колебаний на частотах от 0 до 12 Гц не выделяется.

3. Центральный участок, расположенный в районе шахтного ствола, имеет приращение 0,7 балла и его сейсмичность оценивается в 9 баллов. Преобладающий период меняется от 0,14 до 0,2 с.

Литература

1. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСП-97. Масштаб 1:8 000 000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М.: ОИФЗ РАН, 1999. 57 с.
2. Солоненко В.П., Николаев В.В., Семенов Р.М. и др. Геология и сейсмичность зоны БАМ: Сейсмогеология и сейсмическое районирование. Новосибирск: Наука, 1985. 192 с.
3. Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию. М.: Стройиздат, 1974. 65 с.

Современное грабенообразование и геодинамика северо-западной части Аравийской платформы (Центральная Сирия)

1. На северо-западе Аравийской платформы в центральной части Сирии в северо-восточном направлении вытянуты горы Пальмириды, простирающиеся от хребта Антиливан – на юго-западе до долины р. Евфрат – на северо-востоке. В современном рельефе горы выражены системой невысоких гряд, сконцентрированных в обособленные массивы. Центральным из них является массив Тадмор, характеризующийся субширотным простираем. По протяженности он не превышает 150 км, его абсолютные высоты варьируют от 700 до 1300 м. Характерной чертой массива является его расчленение системой узких грабенообразных долин (вади) поперечного ССВ простираения. На поверхности днища одной из них, имеющей название вади Реал Хауа, нами при проведении сейсмотектонических исследований обнаружена сеть зияющих трещин крипового генезиса. Наряду с автором, в их изучении принимали участие А.А. Аслизаян и Т.П. Арутюнян.

Вади Реал Хауа сформирована в слоистых известняках позднемелового возраста. Ее длина составляет 10–12 км, ширина на уровне днища равна примерно 700 м, максимальная ширина достигает 1 км. Глубина вади на всем ее протяжении практически постоянна, не выходя за пределы 180–200 м. Вади обладает корытообразным поперечным профилем с крутыми (70–80°) не террасированными бортами. Ее плоское днище с поверхности сложено верхнеплейстоцен-голоценовыми глинистыми осадками аллювиально-пролювиального и озерного генезиса.

Система зияющих трещин на поверхности днища вади простирается в продольном направлении более чем на 5 км. В распределении трещин вдоль вади имеется определенная закономерность. Наиболее широко и четко они развиты в рельефе днища ее южной части. При перемещении вдоль оси вади с юга на север на плоской, практически лишенной растительности и неровностей поверхности неожиданно появляется прямолинейная осевая рытвина глубиной 0,3–0,5 м и шириной 0,5–0,7 м. Через 30–40 м глубина последней увеличивается до 5–6 м. Ширина рытвины также увеличивается, составляя в верхней части 3–5 м и уменьшаясь с глубиной до 0,4–0,6 м. Борта осевой трещины в верхней части повсеместно крутые, по их краям периодически происходит отседание грунта. Осыпающийся грунт в одних местах свободно уходит вниз, не заполняя трещину, в других – временно ее засыпает. Вследствие этого по простираению трещины ее дно состоит из «слепых» зияющих участков, разделенных между собой перемычками. Соответственно и глубина вдоль нее варьирует от 4–6 до 1–2 м. На продолжении трещины на поверхности

днища вадии повсеместно развиты зияющие поноры и расщелины. Параллельно осевой трещине в 3–5 м от нее располагается более старая трещина в виде канавы, почти полностью заполненной песчано-глинистым материалом. Она имеет сглаженные борта, глубина ее 0,3–0,5 м. Молодая трещина местами смыкается со старой или располагается рядом.

Общая протяженность системы трещин, развитых на поверхности южной части вадии Реал Хауа, превышает 2 км. Максимальная ширина осевой трещины составляет в верхней части 3–5 м. Видимая глубина ее проникновения в отдельных местах достигает 8–10 м. Осевая трещина на протяжении более 1 км обладает четкими прямолинейными очертаниями. При приближении к центральной части она приобретает более сложный коленообразный рисунок в плане. К бортам вадии от нее отходят многочисленные поперечные, более мелкие, трещины, которые весьма существенно деформируют днище вадии. Ширина этих трещин варьирует от 1–2 до 10–30 см. Их рисунок в плане весьма близок к полигональному, возникающему под воздействием морозобойного растрескивания на земной поверхности арктических областей Земли. Вместе с тем, имеется и существенное отличие. Оно заключается в том, что на фоне мелких трещин по-прежнему четко выделяется осевая трещина. По своей выраженности в рельефе и размерам она преобладает над трещинами более мелких порядков.

Система трещин северной части вадии Реал Хауа по длине превышает 2 км. По морфологическим признакам трещины здесь имеют много общего с трещинами южного участка вадии. На ее земной поверхности, так же как и на юге, наиболее четко выделяется прямолинейная осевая трещина. Вблизи от центрального участка к бортам вадии от осевой трещины отходят поперечные трещины более мелких порядков.

В вопросе о времени появления зияющих трещин вадии Реал Хауа не все ясно. В этом районе Сирии нет поселков, так как населяют его в основном кочующие племена бедуинов. При их опросе установлено, что в пределах центральной части вадии ранее существовало бессточное озеро, заполнявшееся водой в периоды дождей. Где-то в 1950–1955 гг. это озеро исчезло, а на поверхности его дна постепенно проявились современные трещины. По словам других кочевников, трещины на днище вадии возникли во время двух сильных землетрясений в 1950 и 1970 гг.

2. В субмеридиональном направлении от Пальмирид Центральной Сирии – на юге до Загроса Южной Турции – на севере протягивается Расафинская поперечная разрывная зона. Она активно развивается с конца неогена по современное время включительно. Разрывная зона четко фиксируется геофизическими методами на глубине. Ее южный фланг начинается непосредственно к северу от массива Тадмор, располагаясь на продолжении грабенообразной вадии Реал Хауа. В современном рельефе раннеплейстоценовой равнины, простирающейся к северу от Пальмирид до долины Евфрата, разрывная зона выражена в виде системы кулисообразных субмеридиональных уступов. Они возвышаются

над равниной на 15–20 м, ограничивая с востока односторонний приразломный грабен.

Примерно в 20 км к югу от Евфрата на разрывной зоне расположен древний город-крепость Расафе (Rasafeh), построенный около 1 тыс. лет до н. э. Предполагается, что он был разрушен сильнейшим землетрясением, возникновение которого обусловлено современной тектонической активностью Расафинской разрывной зоны. Следы динамического воздействия сейсмического толчка на крепостные стены и другие каменные постройки сохранились до сих пор. Подтверждением сеймотектонической активности разрывной зоны является и наличие вдоль нее системы многочисленных палеодислокаций рельефа. Наиболее грандиозны они в районе Раккского дизъюнктивного узла, где происходит пересечение субмеридиональной Расафинской зоны с субширотной зоной Евфратского глубинного разлома. Палеодислокации располагаются к востоку от узла, протягиваясь более чем на 20 км вдоль правого борта долины Евфрата. Они деформируют субгоризонтальные слои миоценовой толщи. Ширина полосы палеодислокаций достигает 1 км. Представлены они цирками и мощными блоками отседания. По длине отдельные цирки превышают 4–5 км. По соотношению с террасами р. Евфрат нами выявлены две стадии их развития, приходящиеся на поздний плейстоцен и голоцен. Более молодые образования зачастую формируются по более древним формам, местами разрывая уже «залеченные» трещины. Палеодислокации являются сейсмогенными образованиями гравитационно-сеймотектонического типа.

Русло Евфрата при пересечении Расафинской разрывной зоны испытывает резкий коленообразный изгиб на север. Четвертичные отложения и поверхности молодых террас в этом месте претерпевают сложные деформации. Нами здесь выявлены сбросовые смещения аллювиальных галечников с амплитудами до 1 м. Практически у всех разрывных нарушений их западные крылья относительно опущены. Вдоль некоторых разрывных нарушений сформировались кластические дайки. Все это свидетельствует о современной активности разрывной зоны и проявлении в ее пределах растяжения, ось которого ориентирована субширотно. Об этом же говорит и расположение по левому берегу Евфрата примерно в 40 км к востоку позднплейстоценового вулкана.

К северу от Евфрата Расафинская разрывная зона выражена менее четко. На этом участке, как и на юге, вдоль нее с раннего плейстоцена развивается односторонний грабен. В его пределах в толще верхнеплейстоценовых отложений нами обнаружены примерно такие же тектонические деформации, что и в районе русла Евфрата. Наряду с ними, здесь нами изучены данные, характеризующие проявление, как и в пределах вадии Реал Хауа, современного крипового трещинообразования. В 6 км к северу от русла Евфрата на его левом берегу находится небольшой поселок. Он практически полностью размещается на Расафинской разрывной зоне, выраженной системой субмеридиональных уступов. Жилые

постройки поселка, вытянутые вдоль уступов, претерпевают долговременное воздействие современного трещинообразования и не поддаются ремонту. Стены домов рассечены однотипными диагональными трещинами растяжения. В здании местной школы бетонные стены разошлись более чем на 0,2–0,3 м. Тектонофизические исследования позволили установить, что ось растяжения здесь, так же как в районах долины Евфрата и вадии Реал Хауа, ориентирована в субширотном направлении. Трещины возникли в 1983 г. во время небольшого землетрясения. Данные, свидетельствующие о развитии в этих районах карстовых процессов, не выявлены. Такой же процесс постоянного деформирования жилых построек был изучен нами ранее в районе пос. Тамды Центральных Кызылкумов, где узбекскими учеными выявлено несколько мест развития зияющих криповых трещин (Т.К. Каржаув, В.И. Уломов, 1966; Г.А. Мавлянов, Г.Ф. Тетюхин, 1966; и др.).

Дешифрирование аэрофотоснимков показало, что в рельефе Южной Турции на продолжении Расафинской разрывной зоны выражена субмеридиональная грабенообразная долина. На поверхности ее днища просматривается продольная линейная полосчатость, однотипная изученной нами в пределах вадии Реал Хауа Центральных Пальмирид. Все эти данные свидетельствуют об активном протекании вдоль Расафинской разрывной зоны тектонических процессов, вызывающих на протяжении почти 200 км интенсивное современное трещино- и грабенообразование.

И.А. Бергман

Всероссийский институт минерального сырья (ВИМС) МПР, Москва, Россия.

Генезис железисто-кремнистых формаций и тектоника раннего докембрия

В раннем докембрии в качестве главных тектонических структур принято выделять гранулитогнейсовые и гранит-зеленокаменные области. В первых ключевым объектом являются серые гнейсы (ассоциация тоналитов-трондjemитов-гранодиоритов), во вторых – зеленокаменные пояса, а в последних – кремнисто-железородные серии и их фрагменты. Несмотря на многочисленные попытки выяснения дометаморфической природы перечисленных выше ключевых объектов, они продолжают оставаться «вещью в себе». Причина – отсутствие соответствующих древних природных эталонов и корректных методов реконструкции, и, в их отсутствие, продолжающиеся на протяжении многих десятков лет упорные попытки восстановления геодинамики раннего докембрия на основе применения принципа актуализма. При этом исследователи никак не хотят смириться или понять бесперспективность безэталонного применения к древним объектам геологических, петрохимических

ческих, изотопно-геохимических методов, традиционной элементной геохимии, и др. с целью выявления аналогов более поздних эпох. И дело здесь не только в том, что, руководствуясь этим принципом, нельзя восстановить исчезнувшие к фанерозою объекты, но и в том, что, оперируя внешними признаками метаморфизованных геологических объектов (а других признаков по существу не предложено), нельзя при отсутствии эталонов прийти к объективным представлениям по многим причинам. В их числе сходство тех или иных признаков разновозрастных геологических объектов различной природы, вариации признаков, свойственных одним и тем же объектам, в том числе исчезновение одних признаков и появление других, неоднозначность интерпретации признаков различными исследователями, тенденциозность в подборе признаков, и т.д. Следствием такого подхода и стремлением свести неизвестное к известному является близкая аналогия раннего докембрия с фанерозоем.

Цель настоящего сообщения – привлечь внимание геологов-тектонистов, занимающихся разработкой геодинамических моделей раннего докембрия, к материалам корректной реконструкции докембрийских железисто-кремнистых формаций. Дело в том, что тектонические и геофизические границы, тектонические структуры и геофизические поля приобретают геологический смысл только тогда, когда они сочетаются с их вещественным наполнением. А вот решение последней задачи оказалось весьма непростым делом. И исследователи вместо того, чтобы сосредоточить внимание на разработке корректных методов реконструкции объектов раннего докембрия, что требует несомненно больших и скорее всего длительных усилий с неясными перспективами, с целью получения быстрых результатов предпочитают идти по более простому, но в своей основе некорректному пути использования непригодных для указанной выше цели перечисленных выше методов. Их непригодность в игнорировании геологического времени (антиисторизме), в неоднозначности используемых признаков, в сложности распознавания многих признаков (пример – принятие диагональных тектонических дислокаций в магматических породах за косую слоистость, и др.). Так, например, один и тот же или близкий петрохимический состав могут иметь метаморфизованные песчаники и граниты, метаморфизованные магнезиты и офиолиты, карбонаты хемогенные, диагенетические и гидротермальные, кальцит и араонит, графит и алмаз, и т.д. Изотопное фракционирование серы совершенно не обязательно связано с биогенной сульфатредукцией, а может иметь место в процессах неорганического окисления-восстановления при метаморфизме. Изотопный состав кислорода минералов зависит от многих причин – изотопного состава кислорода водного флюида и его эволюции в процессе метаморфизма, длительности взаимодействия флюида с породой, температуры, термодинамического изотопного эффекта (например, кварц концентрирует тяжелый изотоп кислорода, тогда как магнетит и гематит, наоборот, легкий), явлений перекристаллизации, и т.п. В частности, как показывает

выполненная автором реконструкция докембрийских железисто-кремнистых формаций, близкий к нулю изотопный состав кислорода части магнетита и гематита является следствием термодинамического изотопного эффекта, а не тем, что они образовались при метаморфизме гипотетических гидроксидов железа, как это считают Я.Н.Белевцев, И.П.Луговая, Ю.П.Мельник [1969] и др.

Кроме того, геологи-докембристы нередко оперируют признаками изучаемых ими объектов, которые не несут ожидаемой от них информации. К числу таких признаков относятся, в частности, пространственное сонахождение пород в разрезе как критерий общности их генетической связи, занимаемой геотектонической позиции, и т.д. На протяжении десятков лет исследователи создают ложное впечатление, будто им известна или может быть расшифрована природа всех объектов раннего докембрия, и неизвестна только природа докембрийских железисто-кремнистых формаций. В значительной степени следствием именно такого некорректного подхода к анализу объектов раннего докембрия явилось широко распространенное представление о генетической связи железистых кварцитов с вулканизмом [Goodwin, 1972; Gross, 1972; и др.], причем в последние десятилетия геологи-тектонисты все настойчивее смещают вулканогенный источник железа в океаны [Rosing et al., 1996; и др.] к гидротермальным источникам, сопряженным со спрединговыми хребтами [Хаин, 2000].

Имея в виду вышесказанное автором в качестве альтернативы принципу актуализма на материалах изучения докембрийских железисто-кремнистых формаций разработан совершенно новый подход к реконструкции этих «необычных» по составу и геохимии объектов раннего докембрия. Его суть в реализации следующих основополагающих идей: признаки, используемые для приоритетной реконструкции, не должны зависеть от геологического времени, одновременно по своему достоинству должны относиться к категории внутренних (существенных), и, наконец, эти признаки должны быть достаточно устойчивы к метаморфизму; в этом случае отпадает необходимость в еще не созданных соответствующих природных эталонах. Поскольку главным в проблеме генезиса докембрийских железисто-кремнистых формаций является разбавка природы рудного вещества на карбонатную и гидроксидную (и гидросиликатную) формы, для решения этой задачи предложены следующие элементно-геохимические критерии – величина сорбционной емкости и величина литий-магниевого отношения I . Применение этих критериев к докембрийским железисто-кремнистым формациям раннего протерозоя и позднего архея (Криворожский, КМА, Костомукшский и Приимандровский железорудные районы) показало, что к моменту метаморфизма рудное вещество этих формаций находилось исключительно в карбонатной форме, что фациальный ряд протоосадков железисто-кремнистых формаций отвечает второй, более глубоководной половине идеального фациального профиля, осадки которого формируются за

счет сноса вещества с континентов и что, следовательно, выявленные на стадии реконструкции дометаморфической природы железистые карбонаты являются хемогенными со всеми вытекающими из этого следствиями.

Перечисленные выше железисто-кремнистые формации вместе с геофизическими данными, данными структурного бурения и др. трассируют позднеархейские-раннепротерозойские зеленокаменные структуры, представляющие собой реликты некогда протяженных и мощных ориентированных в субмеридиональном направлении железорудных осадочных серий, фациальный профиль которых свидетельствует об их формировании в бассейнах седиментации морского типа, обязанных своим происхождением рифтоподобным прогибам субмеридионального заложения. Выдержанный характер пород нижней части разреза железорудных серий, высокая степень сортированности материала, олигомиктовый кварцевый состав гальки в основании этих серий, значительная мощность и однородность кремнисто-железистокарбонатных флишевых толщ, превращенных в результате метаморфизма в железистые кварциты, свидетельствуют о длительном и достаточно стабильном характере прогибания в первой (трансгрессивной) половине осадочного цикла. Состав седиментировавших осадков, отсутствие вулканогенных пород в разрезе, специфика пород фундамента свидетельствуют о заложении прогибов на континентальном основании. Вторая половина осадочного цикла носила менее стабильный характер, сопровождалась периодическими поднятиями территории и ее денудацией, а завершилась метаморфизмом с последующим внедрением гранитоидов, сжатием и общим поднятием территории. Несмотря на приуроченность докембрийских железорудных серий к прогибам и сопровождающим их глубинным разломам, габброиды не получили сколько-нибудь широкого распространения в этих структурах, что свидетельствует о довольно большой мощности сформировавшейся к этому времени коры.

Близкая аналогия минерального состава, сложения и нетрадиционной элементной геохимии железистых формаций, распространенных в кристаллическом основании Восточно-Европейской платформы, с железистой формацией Исуа в Зап. Гренландии свидетельствуют о формировании последней в континентальной, а не океанической обстановке вне какой-либо прямой связи с базальтоидным, а, тем более, офиолитовым магматизмом.

Литература

1. Бергман И.А. Особенности химизма атмосферы и осадочного минералообразования на Земле в докембрии // Минеральное сырье. 1997. N 1. С. 34-49.

Новая геоэлектрическая модель зоны субдукции Хуан-де-Фука

В 1985–1987 гг. на западном побережье Северной Америки были выполнены магнитотеллурические (МТ) и магнитовариационные (МВ) исследования в рамках интернационального проекта EMSLAB [1]. Целью проекта было изучение геоэлектрического строения тектоносферы в области погружения океанической плиты Хуан-де-Фука под Северо-Американскую плиту. Точки наблюдения располагались как на дне океана, так и на континентальном субширотном профиле, пересекающем зону субдукции, Береговой хребет, осадочный бассейн Вилламет и Каскадные горы. Этот профиль получил название линии Линкольн.

Проект EMSLAB вызвал большой интерес во всем мире. Было проведено несколько попыток интерпретации полученных данных, например [2, 3]. Однако построенные модели оказались уязвимы для критики. Так, в работе [2] фактически использовалась только ТМ-мода электромагнитного поля, имеющая пониженную чувствительность к глубинным структурам, а интерпретационная модель, выбранная в работе [3], не была согласована с современными представлениями о строении региона. По этой причине была выполнена переинтерпретация данных, основным результатам которой посвящен настоящий доклад.

Интерпретация состояла из нескольких этапов. На первом этапе была создана двумерная (2 D) интерпретационная модель региона, отражающая современные геодинамические концепции. С ее помощью была исследована чувствительность МТ- и МВ-данных к основным структурным элементам этой модели, а также выполнен ряд пробных инверсий, характеризующих информативность различных мод электромагнитного поля. В частности, было показано, что ТЕ-мода (Е-поляризация) обладает большей чувствительностью по отношению к коровым проводящим зонам и низкоомной астеносфере, однако ТМ-мода (Н-поляризация) позволяет лучше определить соотношение между океаническими и континентальными структурами.

На втором этапе был проведен анализ МТ- и МВ- данных, полученных по линии Линкольн. Этот анализ показал преимущественно двумерный характер среды, а также позволил выделить области трехмерных (3) искажений наблюдаемых данных на низких частотах.

Содержанием последнего этапа была инверсия МТ- и МВ-данных. Для грубых оценок глубинного строения была использована программа [4], позволяющая построить сглаженный геоэлектрический разрез. Была построена модель, основными элементами которой являлись океаниче-

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия.

² Институт океанологии (ИО) РАН, Москва, Россия.

ская астеносфера, начинающаяся с глубин порядка 40 км, и обширная проводящая зона в континентальной коре и мантии, приуроченная к вулканической провинции Каскадных гор и относящаяся к интервалу глубин примерно от 30 до 100–150 км. Строение верхних горизонтов (до глубины 3 км) было определено с помощью одномерной интерпретации высокочастотных континентальных данных. Полученные результаты были введены в стартовую модель для 2D интерпретации низкочастотных данных. Полная интерпретационная модель была сконструирована с учетом геотермических, сейсмических и гравиметрических данных.

Далее инверсия данных выполнялась с помощью программы [5]. Наибольшее внимание при этом уделялось низкочастотным данным, полученным на континентальном сегменте профиля. Инверсия выполнялась в рамках фиксированной геометрии в режиме проверки гипотез. При этом гипотезы о наличии или отсутствии какого-либо элемента модели сводились к тому, низким или высоким сопротивлением обладает соответствующий блок или совокупность блоков. Инверсия была разбита на большое количество подэтапов, на каждом из которых использовались разные компоненты данных и разные начальные приближения. Основной результат был получен по МВ-данным, позволившим построить базовую геоэлектрическую модель региона, выявив глубинные проводящие зоны. Этот результат был уточнен при инверсии данных ТМ-моды, позволивших определить характер взаимодействия основных структур друг с другом.

Основным результатом работы стала обобщенная геоэлектрическая 2D модель региона. Она была получена путем схематизации результатов последовательной инверсии МВ-данных и данных ТМ-моды с учетом всех имеющихся представлений о геолого-геофизическом строении литосферы на рассматриваемом участке. Обобщенная модель хорошо согласуется с наблюдаемыми данными и описывает геоэлектрическую структуру региона до глубин свыше 200 км. От предыдущих построений других авторов модель принципиально отличается в своей глубинной континентальной части, а именно: наша модель характеризуется наличием высокоомной верхней континентальной коры и трех взаимосвязанных проводящих структур флюидной природы в коре и верхней мантии континента, включающих коровый слой, астеносферный слой и соединяющую их широкую субвертикальную проводящую зону.

Литература

1. Wannamaker P.E. et al. Magnetotelluric observations across the Juan de Fuca subduction system in the EMSLAB project // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94, № 10.
2. Wannamaker P.E. et al. Resistivity cross section through the Juan de Fuca subduction system and its tectonic implications // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94, № 10.
3. Варенцов И.М. и др. Исследование глубинной геоэлектрической структуры вдоль линии Линкольн (эксперимент ЭМСЛАБ) // *Физика Земли.* 1996. № 4.
4. Siripunvaraporn W., Egbert G. REBOCC: An efficient data-subspace inversion for two-dimensional magnetotelluric data // Submitted to *Geophysics.* January 15, 1999.
5. Golubev N.G., Varentsov I.M.. Robust nonlinear MT data inversion code in 1D and 2D conducting media with discrete parameterization // *Xth Workshop on electromagnetic induction in the Earth and Moon (Abstracts).* Ensenada, Mexico, 1990.

Тектонофизическая модель геотраверса «Уралсейс-95» по геофизическим и геологическим данным

На территориях основных минерально-сырьевых провинций России в рамках Федеральной программы с 1995 года по настоящее время «Спецгеофизикой» отрабатывается государственная сеть опорных геофизических профилей как основы для привязки последующих работ. Геофизические исследования выполняются с целью изучения особенностей земной коры и верхней мантии.

В рамках Федеральной программы и программы EVROPROBE в 1995 г. комплексом сейсмических методов МОГТ-ВСМ, МОГТ со взрывами и ГСЗ с применением новейшей аппаратуры отработан профиль «Уралсейс-95» протяженностью 500 км [1, 2]. Геотраверс пересекает Южный Урал в широтном направлении: Николаевка–Магнитогорск–Стерлитамак. Обработка сейсмических данных осуществлялась на ВЦ «Спецгеофизики» и других организаций с применением как стандартного графа, так и специальных программ, включающих новейшие технологии. Для привязки сейсмических данных использовалась геологическая карта, составленная А.А. Савельевым (отчетная), и две глубокие скважины.

На профиле МОГТ-ВСМ (вибро) наибольшей информативностью обладают верхняя и средняя части разреза, на профиле МОГТ со взрывами – более глубокие слои и верхняя часть мантии. На основе сейсмических временных и глубинных разрезов со взрывами, вибрационными источниками и материалов обработки по МДС нами был составлен сводный глубинный разрез (рис. 1).

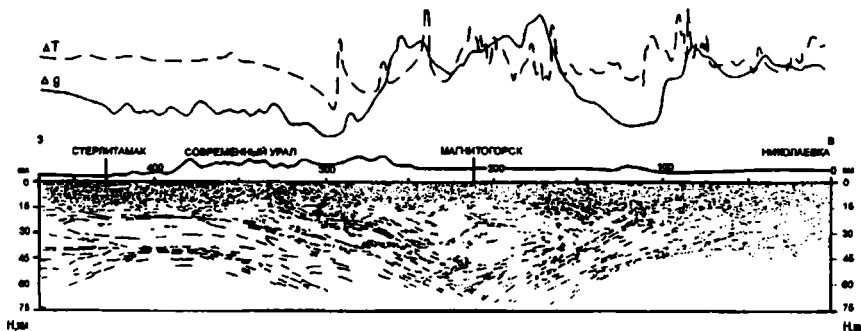


Рис. 1. Сводный геофизический разрез по международному профилю «Уралсейс-95» по данным сейсмических методов (МОГТ-ВСМ, МОГТ со взрывами, МДС) и потенциальных полей (ΔT , Δg).

В общем плане картина сейсмических отражений говорит о субпараллельно-наклонно-слоистой структуре коры. По характеру отражений и их насыщенности сейсмический разрез можно разделить на четыре слоя: первый (верхний) наиболее насыщен отражениями (палеозой, рифей), второй – сейсмически прозрачный (протерозой), третий – еще более сейсмически прозрачный (архей) и нижний, наблюдающийся в восточной и западной частях профиля (верхняя часть мантии). В центральной части (Магнитогорская зона) наблюдаются крутые и наклонные контакты, граница Мохо здесь не прослеживается.

На разрезе по характеру насыщенности отражающими площадками, их геометрии четко прослеживается так называемая граница Форша (Ферча). На модели гетерогенности литосферы видно, что эта граница почти совпадает с положением в разрезе поверхности протерозойских образований и наблюдается на глубинах 7–12 км в западной части профиля и на глубинах 5–8 км в восточной части. В ее пределах наблюдаются градиентные зоны скоростей распространения упругих волн (отражающих и преломляющих), плотностей пород, кромки магнитовозмущающих масс, зоны аномальной электропроводимости. Контрастно выраженная в геофизических полях граница Форша, вероятнее всего, является физической границей, отвечающей геохимическому, механическому и тектоническому состоянию различных геологических объектов земной коры.

Зоны пологих контактов, учитывая хрупкие деформации в условиях двухстороннего сжатия, мы рассматриваем как области глубинных дислокаций и скальвающих напряжений [3]. Поэтому нашу модель мы назвали тектонофизической (рис. 2). В результате комплексной интерпретации сейсмических данных потенциальных полей, с учетом научных разработок исследователей Урала нами составлена геолого-геофизическая модель строения земной коры геотраверса «Уралсейс-95». Согласно модели, земная кора делится на блоки системой тектонических нарушений, погружающихся почти симметрично к югу (Авзянский, ГУР и Карталинский разломы), по которым в результате действующих сжимающих усилий происходят срывы крупных слоев и погружение их в «мягкую» мантию в зоне наибольших напряжений (центральная часть Магнитогорской зоны).

Для комплексной интерпретации использовались гармонические преобразования гравитационного поля – вычисление нормированных градиентов γ_g , которое осуществлялось по пакету программ ТРАНС-ФОРМ, входящих в систему ПАНГЕЯ. В поле нормированного градиента γ_g в интервале глубин 0–80 км достаточно четко проявляется слоистоблоковая структура разреза земной коры. Для реконструкции среды на базе наших представлений для плотностной модели использовались графики аномалии силы тяжести в редукции Буге, сведения о плотностях по району работ и результаты пересчета скоростей в плотности. Работа проводилась по программе REGULAR. Модель первого приближения трансформировалась до наилучшего совпадения расчетной кривой

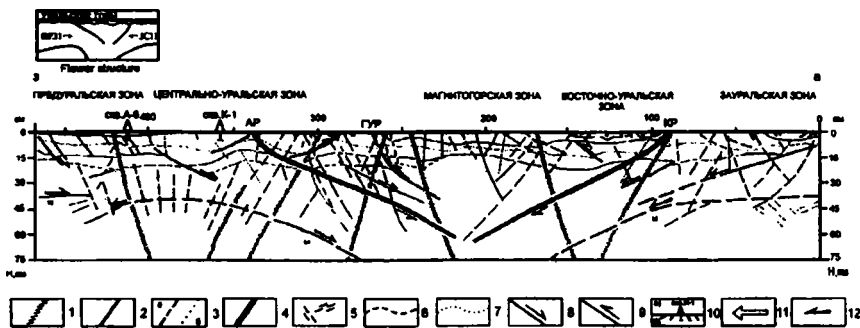


Рис. 2. Принципиальная тектонофизическая модель земной коры Южного Урала по профилю «Уралсейс-95»

1 – корово-мантийные посторогенные разломы; 2 – структурные швы; 3 – разломы по данным: а – сейсмических методов, б – потенциальных полей; 4 – зона субдукции (АР – Авзянский разлом, КР – Карталинский разлом, ГУР – Главный Уральский разлом); 5 – зона палеосубдукции; 6 – поверхность базальтового слоя; 7 – поверхность протерозойских отложений; 8 – разрывные нарушения сбросового типа; 9 – разрывные нарушения всбросового типа (надвиги); 10 – глубокие скважины (а), разломы установленные геологическим картированием (б); 11 – направления действия главных тектонических движений; 12 – направления перемещения литосферных плит по поверхности мантии в зонах субдукции; ВЕП – Восточно-Европейская платформа, ЗСП – Западно-Сибирская платформа

аномального поля Δg Буге с $\delta = 2,67 \text{ г/см}^3$ исходной. Так как в основу легла наша тектонофизическая модель, то хорошо узнаваемая на плотностной модели горизонтальная расслоенность среды и совокупность всех остальных границ, разломов, контактов создают ансамбль плотностных неоднородностей среды.

Поскольку наша задача – приблизить геофизические исследования к конкретным геологическим объектам, мы попытались с использованием новых технологий создать геолого-геофизический образ некоторых из них в более крупном масштабе (1:200 000, 1:100 000). При этом использовалась геологическая карта А.А. Савельева, составлялся геологический разрез (м-б 1:200 000). Для перехода от него к глубоким сейсмическим горизонтам использовались результаты сканирования граничных скоростей по МПВ-ОГП верхней части разреза (до 600 мкс). Таким образом, составлена геолого-геофизическая модель массива Джабык и Карталинского разлома. Подтверждаются геологические представления о неглубоком залегании массива. Интересная деталь – складчатый вид массива. В его центральной части наблюдается плотное, высокоскоростное тело, по-видимому, основного состава.

Геолого-геофизическая модель массива Крака построена в масштабе 1:100 000. На разрезе видно, что массив Крака представлен неглубоким телом ультраосновного состава, имеющим подводящий канал в зоне разлома. Предпринята попытка выйти на платформу, где имеется глубокая скважина в районе Предуральского прогиба. На представленной мо-

дели с учетом особенностей волнового поля, плотностных характеристик и буровых данных выполнен прогноз вещественного состава различных слоев, слагающих разрез. Построена геолого-геофизическая модель Башкирской краевой призмы скучивания и Авзянского разлома. С учетом данных бурения (скв. К-1 Кулгунинская) и геологической съемки выполнен прогноз вещественного состава пород разреза.

Предложенные нами построения следует рассматривать как рабочую модель земной коры, которые необходимо редактировать и дополнять геологическими материалами. Выполненные исследования имеют практическое значение и открывают новые возможности для обсуждения общей картины строения земной коры Южного Урала в полосе профиля. Часть работы вошла в сборник «Современные данные по изучению строения Южного Урала», который будет опубликован в конце года. От успешных результатов исследований на выполненных геотраверсах зависит успех реализации государственной сети опорных геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин.

Литература

1. Сулейманов А.К., Берзин Р.Г. и др. Глубинная информативность геофизических данных и результаты проекта «Уралсейс-95»: Материалы рабочего совещания. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 25, 26.
2. Литилин А.В., Аккуратов О.С., Келлер М.Б., Щукин Ю.К. Государственная сеть опорных геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин: Материалы рабочего совещания. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С.11–14.
3. Щукин Ю.К., Ерхов В.А. Проблемы глубинной геологии: Материалы рабочего совещания, СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 40, 41.

**Р.Г. Берзин¹, А.К. Сулейманов¹, Ю.Н. Андрющенко¹,
Н.Г. Заможня¹, А.С.Егоров², Ю.Б.Богданов², В.П. Кириков², И.Б.
Мовчан², В.Н. Мухин², Д.Н. Чистяков², Ю.П. Горячев³, М.В. Милиц⁴**

**Глубинное строение земной коры севера Восточно-
Европейской платформы и южной части Балтийского щита
вдоль фрагмента опорного профиля МОВ-ОГТ «1-ЕВ»
(Кемь – Лодейное Поле – Переславль-Залесский)**

Одним из приоритетных направлений региональных исследований российской геологической службы является создание каркаса опорных континентально-океанических разрезов литосферы. Вдоль этих профи-

¹ ФГУ ГНПП «Спецгеофизика» МПР РФ, Поваровка Московская область, Россия.

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), С-Пб., Россия.

³ Всероссийский институт разведочной геофизики (ВИРГ-Рудгеофизика), С-Пб., Россия.

⁴ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

лей выполняются съемки методами глубинного МОВ-ОГТ, ГСЗ, МТЗ, систематизируются и обрабатываются материалы геологических, гравиметрических, магнитометрических и геотермических съемок.

Результаты комплексных исследований вдоль профиля «1-ЕВ» Кемь – Лодейное Поле – Переславль-Залесский оформлены в форме комплекта, в состав которого включены: геологическая карта, карты гравитационного и аномального магнитного полей, тектонические схемы строения платформенного чехла и консолидированного фундамента, сейсмические (МОВ-ОГТ, ГСЗ), геоэлектрический и интерпретационный геолого-геофизический разрезы литосферы.

Выполненные исследования позволили значительно уточнить строение платформенного чехла и консолидированной коры южной части Балтийского щита и северной части Московской синеклизы. Установлено, что основной объем земной коры региона сформирован большим числом палеоплит с древней архейской сейсмически расслоенной корой. Разделяющие их раннепротерозойские сутурные зоны сходны по своему глубинному строению с аналогичными коллизионными структурами фанерозойских складчатых областей. Полученные материалы дают основание считать, что в пределах Восточно-Европейской платформы в полной мере проявился специфический геодинамический режим раннепротерозойской эволюции, получивший название «тектоника микроплит» [2].

Северный фланг составленного разреза пересекает южную окраину Беломорского складчатого пояса. Его тектоническая граница с Карельским мегаблоком маркируется раннепротерозойской Восточно-Карельской сутурой, которая полого погружается в северо-восточном направлении. Наблюдаемая здесь картина пространственного распределения физических неоднородностей земной коры, с нашей точки зрения, находит объяснение с использованием модели тектонического расклинивания древнего корового субстрата Беломорской палеоплиты в геодинамической обстановке ее раннепротерозойского столкновения с окраинной Карельского кратона. Эти процессы привели к заложению в низах коры погружавшейся Беломорской палеоплиты субгоризонтальной зоны деструкции, относительно смещению верхне-нижнекоровой части плиты относительно ее нижнекорового-верхнемантийного корня, воздыманию ее окраины, примыкающей к Карельскому кратону, и формированию характерной для коллизионных орогенов «уральского типа» структуры тектонических дислокаций [1].

В пределах Карельского мегаблока выделяются Западно- и Восточно-Карельский блоки (палеоплиты) и разделяющая их Онежско-Сегозерская сутурная зона. Для блоков характерна «нормально расслоенная» кора, в разрезе которой уверенно прослеживаются нижне-, средне- и верхнекоровая высокоотражающие пакки.

Освое положение в структуре раннедокембрийской коры Карелии занимает Онежско-Сегозерская зона. Для понимания геодинамической природы рассматриваемой структуры весьма полезным оказалось сопос-

тавление ее сейсмического разреза МОВ-ОГТ и других геофизических разрезов с аналогичными данными по профилю URSEIS, пересекающему в широтном направлении Уральские складчатые сооружения. Визуальное сопоставление этих материалов показало сходство сейсмических образов раннепротерозойской Онежско-Сегозерской зоны и позднепалеозойских складчатых образований южной части Уральского складчатого пояса. Как и в разрезе Восточного Урала, в фундаменте Онежско-Сегозерской структуры залегает древняя континентальная палеоплита, тектоническими границами которой являются две сутурные зоны. Крайне сложная картина распределения физических неоднородностей земной коры и верхней мантии этой структуры по данным различных методов исследований находит, с нашей точки зрения, объяснение с использованием модели «расклинивания и расщепления» погружающейся континентальной плиты на «легкую» верхнюю верхне-среднекоровую и «тяжелую» литосферную части в условиях ее раннепротерозойской коллизии с окраиной перекрывающей плиты. Сходство структурных образов разрезов земной коры этой зоны и Уральской складчатой области позволяет говорить об элементах подобия раннепротерозойских и фанерозойских тектонических процессов и использовать актуалистический подход при выполнении глубинного геолого-геофизического и геодинамического моделирования раннедокембрийской коры Восточно-Европейской платформы.

Вдоль юго-западной границы Карельского мегаблока расположена Свекофеннская складчатая область, которая сформирована в ходе наращивания континентальной коры за счет раннепротерозойских образований или реликтовых фрагментов архейской коры [3]. Результаты моделирования юго-восточного фланга Свекофеннской складчатой области свидетельствуют о преимущественно надвиговой кинематике ее тектонической границы с Карельским мегаблоком. Свекофеннская складчатая область в рассматриваемом сечении имеет конусообразную морфологию. В составе ее глубинного разреза моделируется система тектонических пластин, ступенчатообразно воздымающихся к поверхности.

Результаты геологической интерпретации геофизических данных свидетельствуют о более поздней тектонической активности Свекофенид по отношению к структурам Среднерусского складчатого пояса. Последний моделируется по геофизическим данным в фундаменте Московской синеклизы. Качественный анализ трансформаций потенциальных геофизических полей свидетельствует о продольной зональности аномальных гравитирующих и магнитных источников в пределах мощного (шириной до 350 км) пояса, сходной со структурой полей фанерозойских линейных коллизионных орогенов. В пределах пояса моделируется сложное сочетание линейных и дугообразных линейментов, что может свидетельствовать о наличии сдвиговой компоненты в условиях раннепротерозойской аккреции континентальных плит. Нами предполагается, что консолидированный фундамент рассматриваемого раннепро-

терозойского складчатого пояса неоднороден по своему составу и его консолидированная кора включает серию блоков (микроплит) с древней континентальной корой и межплитных шовных зон.

Литература

- Егоров А.С.* Модель глубинного строения коллизийного орогена уральского типа // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 171–175 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
- Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1994. 190 с.
- Gorbatshev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. Vol. 64. P. 3–21.
- Monger J.W.H.* The Global Geoscience Transects Project // Episodes. 1986. Vol. 9. P. 217–222.

А.Ю. Блинов

Институт геологии нефти и газа (ИГНГ) СО РАН, Новосибирск, Россия.

Структурные предпосылки нефтегазоносности мезозойской части осадочного чехла Западно-Сибирской плиты в южной части п-ова Ямал (по сейсмическим данным)

Северная депрессия Западно-Сибирской плиты (ЗСП), где расположен район исследования, является богатейшим регионом по ресурсам и запасам свободного газа [Конторович, 1997].

За время исследования ЗСП (более 40 лет) накоплен огромный объем геолого-геофизических данных. На их основе в разное время различными авторами создано большое количество региональных моделей внутренней структуры ЗСП: структурные карты отражающих поверхностей в осадочном чехле и тектонические карты.

Появившиеся сравнительно недавно новые компьютерные технологии, новые методы исследований позволяют создавать такие модели на качественно новом уровне. Для анализа привлекались структурные построения, выполненные коллективом сотрудников Института геологии нефти и газа СО РАН по подошве мезозойско-кайнозойских осадочных отложений, по кровле юрского комплекса и по кровле альбеноманского комплекса, которые были дополнены структурной картой по кровле берриас-аптского комплекса, построенной автором. В ходе работы был проведен критический анализ фактического материала, с целью удаления артефактов. Обработано свыше 30 листов структурных карт, построенных сейсмическими партиями в 1962–1986 гг. Затем было произведено создание единой цифровой базы данных и построение сеточной модели. Построение сеточной модели было осуществлено стандартными методами графического пакета SURFER 7.0. Полученная модель хорошо соответствует первичным геологическим материалам, отклонения в зонах наличия достоверной информации составляют не бо-

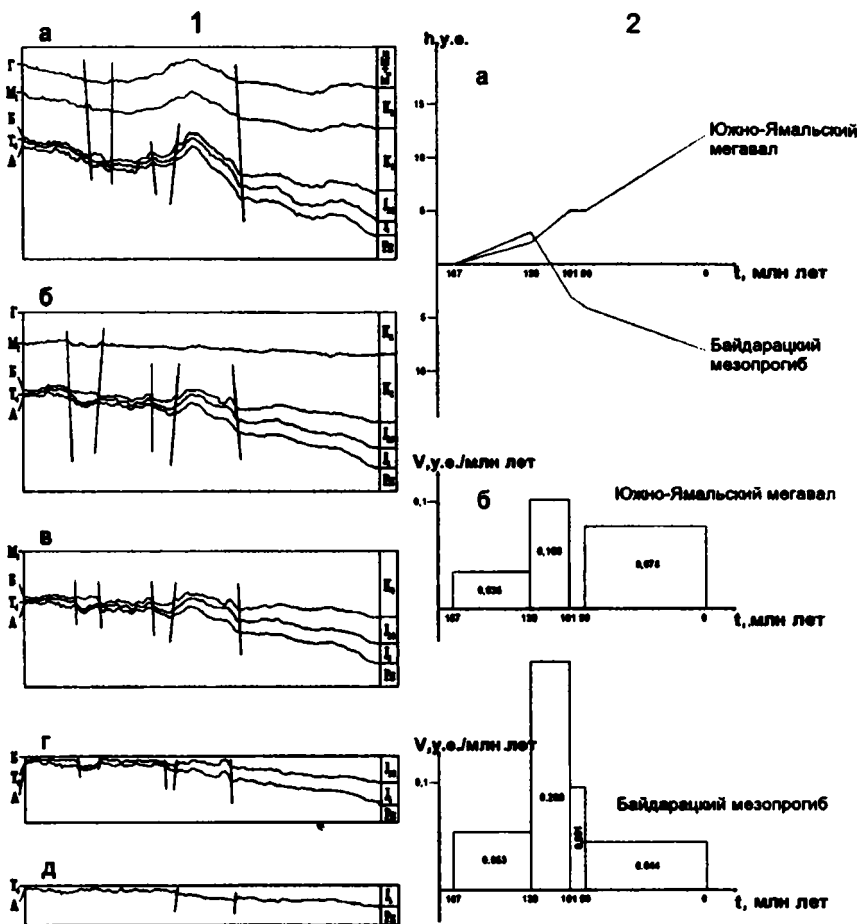


Рис. 2. История формирования структур

1: а – сейсмогеологический профиль по региональному сейсмическому временному разрезу СХVII; б-д – палеоструктурные профили (горизонтальный масштаб 1:2 000 000) с поверхностью выравнивания: б – по горизонту Г (K_2c); в – по горизонту M^1 (K_1art); г – по горизонту Б (J_3v); д – по горизонту Т₄ (J_1t). 2: а – график изменения амплитуд структур во времени; б – гистограммы скорости роста структур на отдельных этапах их развития

детальности тектонических карт по сравнению с приведенными в: [Конторович и др., 2000], например, выделены структуры IV порядка. Перечисленные структурные и тектонические карты позволяют более детально описать пликативную тектонику региона по ряду срезов, миграцию границ структур и изменение их морфологии в разрезе осадочного чехла. В качестве основных выводов можно привести следующее: 1) вверх по разрезу амплитуды структур уменьшаются; 2) в том же направлении уменьшается расчлененность рельефа структурных поверхностей; 3) вверх по разрезу площади замкнутых структур высоких порядков увеличиваются; 4) в разрезе отмечается смена знака некоторых структур. Вероятно, это объясняется инверсионными тектоническими движениями.

Приведенная модель современной структуры осадочного чехла позволяет проанализировать историю его формирования. К анализу, помимо литературных данных, привлекался весь имеющийся геологический материал. На основе региональных временных сейсмических разрезов (РВСР) по методике, описанной в: [Ершов и др., 2000], были построены серии палеопрофилей, одна из которых (по РВСР № 117) представлена на рис. 2-1. Поверхностями выравнивания послужили горизонты: Г – туронские аргиллиты, М¹ – кровля танопчинской свиты, Б – баженовская свита, Т₄ – тоарские аргиллиты:

Анализ палеопрофилей позволил определить время заложения и главные этапы роста основных структур осадочного чехла территории. Выяснилось, что основной рост всех пликативных структур осадочного чехла на юге п-ова Ямал происходил в послетуронское время (см. рис. 2-2) и, следовательно, в это же время происходило заложение структурных ловушек углеводородов.

Анализ структуры и истории формирования осадочного чехла позволяет определить основные закономерности размещения залежей углеводородов по площади и в вертикальном разрезе. Проведенная работа позволяет прогнозировать нефтегазоперспективные в структурном отношении зоны, что важно при малом числе разведочных скважин на территории, а также их неравномерное распределение по площади. В зонах выклинивания триасовых отложений тампейской серии можно прогнозировать ловушки углеводородов со стратиграфическим, литологическим и (или) тектоническим экранированием, где экранами служат многочисленные разломные системы, а также глинистые отложения тампейской серии или морские глинистые породы нижнеюрских горизонтов. В раннем мелу, в условиях бассейна некомпенсированного прогибания, на восточных склонах Южно-Ямальского мегавала могли формироваться клиноформные образования, которые, как известно, являются наиболее перспективными объектами для дальнейших исследований на нефть и газ в более южных районах.

О возможности импактного сопроисхождения древнейших алмазоносных эклогитов, серогнейсовых и базальт-коматиитовых комплексов

Общим для алмазоносных эклогитов, серогнейсовых – тоналит-трондьемит-гранитоидных (ТТГ) и базальт-коматиитовых комплексов гранитоидно-зеленокаменных областей (ГЗО) является их пространственная совмещенность и близкоодновременное становление в интервале 3,5–2,5 млрд лет, что позволяет предполагать и их петрогенетическую общность. «Ключом» к пониманию их генетических взаимоотношений являются сингенетические включения в алмазах разновозрастных кимберлитов и, особо, недавно обнаруженные совместно с эклогитовыми гипербарические включения. Характеристике внутреннего строения алмазов и сингенетических включений в них посвящены публикации В.С., Н.В. и В.Н. Соболевых, Г.П.Булановой, В.К.Гаранина, А.С.Марфунина, З.Специуса и многих других отечественных исследователей, а так же Р. Мура, Дж. Гарни, Л. Тейлора, Г.Снайдерса, С.Хаггерти, Т.Гаспарика, Т.Стачела, В. Есвига, У.Гриффина и других зарубежных исследователей.

Наряду с детальной характеристикой минералов-включений эклогитового парагенеза в алмазах, особо следует отметить сведения о наличии во включениях в алмазах гипербарических минеральных ассоциаций: стишовита, вюститита, натриевого и калиевого голландита, ферропериклаза, перовскита, титанита, ларнита, вальстромита. Одновременно с присутствием минералов-включений гипербарических фаз в алмазах отмечаются: а) неоднородность состава и структуры включений в одном зерне, б) присутствие во включениях минералов – фаз распада твердого раствора (гранат в клинопироксене и др.) – свидетельства резкой декомпресси при образовании алмазов и содержащихся в них гипербарических включений, становление которых происходило в условиях давлений 20–50 ГПа и температур до 2000°C.

Практически одновременно с появлением работ (1999–2000 гг.) о присутствии гипербарических включений в алмазах появились работы о наличии таких же гипербарических минеральных ассоциаций в метеоритах и, в частности, в шерготтитах, подвергшихся импактному воздействию – шоковому метаморфизму. В расплавных стеклах импактного происхождения в метеорите-шерготтите Загами Ф.Лангенхорстом и Ж.П.Порье (2000 г.) обнаружены минералы эклогитового парагенезиса, наряду со стишовитом, голландитом, перовскитом, вюститом, акимотонитом (высокобарическим энстатитом), армалколитом и кальциево-силикатным титанитом – минеральными ассоциациями, обнаруженными во включениях в алмазах.

Одновременно отмечено, что кристаллизация импактных стекол происходит последовательно от центра жилок импактного расплава, где образуются наиболее высокобарические (более 23 ГПа) «полевошпатовые» – голландитовые фазы, к их периферии, где кристаллизуются относительно менее высокобарический (около 10 ГПа) пироксен. Так же как и во включениях, в алмазе в минералах импактных стекол отмечается появление фаз распада твердого раствора (ламелли граната в клинопироксене), свидетельствующих о резкой декомпрессии после образования гипербарических минеральных фаз. Эта же особенность – появление минеральных фаз распада твердых растворов – характерна для алмазоносных эклогитов (гранат в клинопироксене, клинопироксен с «губчатой» структурой – диопсид + плагиоклаз), а в ряде случаев и для двупироксеновых гранулитов. Наряду с повышенными содержаниями натрия в клинопироксене и в гранате алмазоносных эклогитов в них отмечается обогащенность радиогенным стронцем (Σ Sr – до +200–300) и аномальная неодимовая деплетированность (Σ Nd до +200 и более) и, в целом, повышенное отношение Sr/Nd.

В соответствии с данными ряда исследователей (Т.Айрленд, Х.Роллинсон) эклогиты комплиментарны – по составу, петро- и геохимическим особенностям – архейским тоналит-трондьемит-гранитоидным (ТТГ) ассоциациям и совместно формировались в результате плавления исходного базальтового протолита, состав которого сходен с составом архейских базальтов. В соответствии с экспериментальными данными (Р.Рапп, Е.Ватсон), плавление базальтового протолита в высокобарических условиях (до 22 ГПа) производит расплав состава ТТГ, равновесный с эклогитовым реститом, имеющим состав, близкий многим, в том числе и алмазоносным биминеральным эклогитам (30–38 мол % жадеита в клинопироксене, гранат обогащенный хромом). При этом экспериментально установлено, что повышение давления способствует формированию все большего количества ТТГ расплава, а экстракция значительных объемов ТТГ облегчается высокой степенью частичного плавления и суспензионной природой эклогитового рестита. При давлении около 22 ГПа сегрегации, аккумуляции и подъему магм могут способствовать деформационные «триггеры». В условиях различных давлений и единого базальтового протолита по экспериментальным данным формируются реститы различного состава: от гранатовых амфиболитов и двупироксеновых гранулитов – до эклогитов. В связи с этим необходимо отметить естественную ассоциированность этих пород в раннедокембрийских комплексах и их «родственные взаимоотношения» в серии пород – гранатовый гранулит–гранатовый «пироксенит»–эклогит. Характерной особенностью этой «родственной» ассоциации, включая ТТГ, свидетельствующей в пользу их сопроисхождения и комплиментарности, является отчетливо выраженная деплетированность ТТГ тяжелыми редкоземельными элементами (ТРЗЭ), обусловленная обогащенностью гранатом эклогитового рестита.

С серогнейсовыми (ТТГ) комплексами, включающими перечисленные выше «родственные» ассоциации, пространственно совмещены и относительно сближены во времени базальт-коматиитовые – зеленокаменные области (ГЗО). Установлена корреляция между изотопными характеристиками коматиитов и существованием двух их разновидностей: АДК-алюминиево-деплетированных и АНК-алюминиево недеплетированных разновидностей. АДК преобладают в раннеархейских ГЗО и характеризуются низкими Al/Ti и высокими Ca/Al и значимо деплетированы $TR3Э$. Позднеархейские АНК имеют близкие к хондриту Ca/Al и Al/Ti и « плоский » спектр $R3Э$. Различия между АДК и АНК могут связываться только с гранатом – главной минеральной фазой эклогитов, способной фракционировать $TR3Э$ и менять величины Ca/Al . Подчеркивается обогащение раннеархейских АДК никелем и хромом.

Все отмеченное выше, включая: а) присутствие гипербарических минеральных фаз в эклогитовом парагенезе сингенетических включений в алмазе, б) свидетельства высокобарического становления самих алмазодносных эклогитов, в) сходство гипербарических включений в алмазодносных эклогитах и в расплавных стеклах импактно преобразованных метеоритов, позволяет предполагать и палеоимпактную природу происхождения как эклогитов, так и содержащихся в них алмазов, датированных так же, как и вмещающие их эклогиты, ранним докембрием (до 3,3–3,6 млрд лет).

Эклогиты пространственно и во времени ассоциированы с раннедокембрийскими ТТГ и ГЗО, а петрохимические, радиогеохронологические и изотопно-геохимические особенности ТТГ и коматиитов ГЗО свидетельствуют об участии эклогитового рестита в их становлении, возможном парагенетическом становлении алмазодносных эклогитов, ТТГ и базальт-коматиитовых комплексов в процессе кристаллизации расплавов, формирование которых предположительно может быть связано с палеоимпактными событиями. Возможность формирования значительных объемов импактных расплавов доказывается их появлением в палеоимпактных структурах, подобных Садбери с поперечником около 250 км и в одной из крупнейших структур неогоя – Чиксулуб – диаметром около 300 км, где «пластина» импактных расплавов имеет мощность 3,5 км и диаметр около 70 км. Скорее всего не случайным является и совпадение временных интервалов формирования древнейших ТТГ и ГЗО (3,6–3,2 и 2,7–2,4 млрд лет) и обнаружение (Б.Симонсен) в синхронных отложениях Австралии и Южной Африки слоев сферул, рассматриваемых как дистальные импактные выбросы, что подтверждается кроме присутствия расплавных сферул в этих слоях, и повышенными содержаниями в них иридия, никеля, кобальта и хрома, коррелирующими с повышенными содержаниями никеля и хрома в раннеархейских вулканитах.

Все приведенное выше позволяет предполагать импактное парагенетически ассоциированное сопроисхождение раннедокембрийских алма-

зоносных эклогитов, ТТГ и ГЗО и считать, что значение и роль палеоимпактных событий в ранней истории Земли недооценены. Специфика палеоимпактных событий раннего докембрия – проблема, требующая дополнительного тщательного анализа, но предварительно можно отметить, что своеобразие этих событий в ранней истории Земли обусловлено во многом значительными размерами палеоимпакторов и сравнительным однообразием мишени – базальтовой протокры – реликта базальтового магматического океана.

Н.А. Богданов, Н.Л. Добрецов, В.Д. Чехович

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, Москва, Россия.
Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии (ОИГГМ)
СО РАН, Новосибирск, Россия.*

Океанские вулканические плато: их строение и роль в тектонике плит

Океанские вулканические плато привлекли к себе внимание в начале 80-х годов двадцатого века своим необычным строением коры. Располагаясь в центральных частях Тихого, Индийского и Атлантического океанов они отличались от обычных океанских плит в 2–3 раза более мощным третьим слоем коры (особенно ее нижней части или слоя 3с) и также почти в 5 раз увеличенным по толщине вторым слоем (2в). Общая мощность коры океанских плато обычно колеблется от 25 до 30 км (на плато Онтонг-Ява она достигает 42 км). При этом слои, типичные для разрезов коры континентов, в пределах плато отсутствуют.

Изучение геологического строения верхних горизонтов вулканических плато свидетельствует о преобладании в их разрезах не только щелочных толеитовых базальтов, но и ряда специфических осадочных комплексов (органогенных известняков, ленточных кремней и т.п.), не типичных для центральных частей океанов.

Океанские вулканические плато сформировались в пределах всех океанов почти одновременно – в период геологического времени, продолжавшегося от конца средней юры до середины верхнего мела, т.е. во временном промежутке от 130 до 70 млн лет. При этом в Тихом океане плато Онтонг-Ява формировалось в промежутке от 122 до 100 млн лет, плато хребта Шатского – от 130 до 110 млн лет, плато Хесса – от 100 до 80 млн лет; в Атлантическом океане: Карибское плато – от 88 до 91 млн лет; в Индийском океане: плато Кергелен – от 115 до 83–85 млн лет. Этот список может быть продолжен за счет Восточно-Гренландского, Охотского и других вулканических поднятий Мирового океана. Их образование приурочено к пику позднемезозойской вулканической активности на нашей планете (она на порядки была выше кайнозойской), т.е.

к периоду, когда происходил интенсивный подъем мантийных термальных плюмов.

Подъем наиболее крупных мантийных плюмов был приурочен к осевым зонам спрединга и особенно широко был распространен в точках тройного сочленения спрединговых хребтов. Позднее, в последующие геологические эпохи, океанские вулканические плато вместе с океаническими литосферными плитами перемещались в сторону континентов, к зонам субдукции. Обладая значительной мощностью коры, они не субдуцировали, а заклинивали зону субдукции. Это наблюдается в Карибском регионе, вдоль желоба Витязь в Тихом океане, в Охотском море и в других регионах.

Таким образом, роль океанских плато в эволюции литосферных плит очень велика. В пограничных областях между океанами и континентами океанские вулканические плато иногда входят в состав континентальных литосферных плит, отличаясь от внутренних структур континентов геолого-геофизическим разрезом коры.

В.Е. Бордон, Е.Т. Ольховик, С.В. Бордон, А.А. Бриюкова
Институт геологических наук (ИГН) НАН Беларуси, Минск, Беларусь.

Региональная модель динамики геохимического поля осадочного чехла запада Восточно-Европейской платформы

Строение геохимического поля (ГП) осадочного чехла запада Восточно-Европейской платформы определяется общей (объемной) и внутренней структурой ГП, его вертикальной и латеральной зональностью. Оно описывается системой региональных кларков и других геохимических параметров. С целью выявления общих закономерностей распределения химических элементов в вертикальном разрезе произведен пересчет содержаний элементов и определена их концентрация в отложениях, образовавшихся в течение верхнего протерозоя (раздельно рифея и венда), нижнего и верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. За основу для пересчета взяты фоновые содержания химических элементов, определенные для всех стратиграфических подразделений и литологических типов пород запада Восточно-Европейской платформы [1]. Пересчет производился с учетом процентного содержания (объемные %) в разрезе определенных литологических типов пород и их возраста. На фоне отдельных максимумов и минимумов наблюдается четкая тенденция большинства микро- и петрогенных элементов к накоплению или рассеиванию в ходе геологического времени. Здесь можно выделить следующие группы элементов.

1. Элементы, содержания которых возрастают снизу вверх по разрезу. В карбонатных породах это *Ni, V, Ti, Cr, Pb, Zr, Yb, Y, Ba*. В песчано-алевритовых – *V, Pb, Yb*. В глинах – *Cr, Yb, Be*.

2. Элементы, содержания которых уменьшаются вверх по разрезу – *Ni, Cu, Zr* в глинах; *Mn* – в песках и карбонатных породах.

3. Элементы, концентрация которых в общем растет в ходе геологического времени, но в отдельных стратиграфических подразделениях фиксируются резкие минимумы или максимумы содержаний. В глинах это *Ti, Ga, Y, Ba*; в песчаных разностях пород – *Ni*.

4. Элементы, концентрация которых в целом убывает снизу вверх по разрезу, но также существуют резкие минимумы или максимумы в отдельные промежутки геологического времени. Это *V* и *Mn* в глинах; *Ti* и *Cu* – в песках и песчаниках.

5. Элементы, содержания которых растут снизу вверх по разрезу до определенного момента, а затем снижаются. В эту же группу можно отнести элементы с частым чередованием минимумов и максимумов. Это *Pb* в глинах; *Cu, Ga, Be* в карбонатных породах; *Cr, Ga, Y, Zr, Be, Ba* – в песчано-алевритовых отложениях.

Среди петрогенных элементов зависимость изменения концентраций от хода геологического времени менее четкая. Следует отметить уменьшение содержания *K, Fe* во всех разностях пород, *Al* в глинах и карбонатах; рост концентрации *Ca* в песках и алевролитах, уменьшение *Mg* и *Na* в глинах и песках.

Общие закономерности распределения элементов отличаются от изменения их концентраций, прослеженного по всем стратиграфическим подразделениям разреза осадочной толщи. Видимо, это связано с тем, что при изучении более крупных геологических комплексов мы абстрагируемся от частных, связанных с эпигенетическими процессами, дополнительным влиянием на определенных участках местных областей сноса и т.д.

Если рассмотреть изменение в ходе геологического времени общего (R) и частных (R_1-R_2) коэффициентов накопления микроэлементов, то можно сказать, что накопление относительно подвижных элементов (*Mn, Ni, Co, Cu* и др.) в ходе геологического времени ослабевает, а относительно малоподвижных (*Ti, Cr, Zr, Ga* и др.) несколько возрастает. Хотя в отдельные периоды времени наблюдается и иная картина. Общий коэффициент накопления микроэлементов в разрезе осадочного чехла имеет тенденцию увеличиваться в ходе геологического времени (без учета отдельных максимумов и минимумов).

Намеченные общие тенденции изменения содержаний химических элементов позволяют использовать их при интерпретации геологической истории региона и при построении геолого-геохимической модели осадочного чехла. При построении такой модели осадочного чехла мы считали главным возможность получения новой информации во всей полноте, поэтому выбран сложносмешанный вид геохимической модели, а именно: математическая модель геохимических объектов (осадочного чехла в целом и отдельных его частей) в виде таблиц, схем, графиков в сочетании с графической образно-знаковой моделью этих же объектов в

виде геохимических карт. Последние обладают свойствами как идеальной (мысленной), так и физической (материальной) пространственной модели. Рассмотрим геохимическую модель осадочного чехла в целом.

Осадочный чехол запада Восточно-Европейской платформы, представленный отложениями различных стратиграфических подразделений верхнего протерозоя, палеозоя, мезозоя, кайнозоя, состоит из сложной чередующихся основных литологических типов пород – песчано-алевритовых, глинистых и карбонатных. Существенное значение имеют соли, значительно меньше – вулканогенные образования.

По сравнению с кларками кристаллического фундамента в осадочной толще наблюдается избыток *Cu, Ti, V, Mn, Zr, Pb, Ba*; примерно равны содержания *Be, Y* и *Ga*. Фиксируется дефицит *Ni, Co, Cr, Sr* и *Yb* в осадочных породах.

Анализ кларков позволил выделить в целом для осадочной оболочки три группы элементов: 1 – преимущественно концентрирующиеся в карбонатных породах (*Ca, Mg, S, P*); 2 – с максимумами содержаний, как правило, в глинистых породах (*Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Ga, Sr, Pb, Al, Fe, K, Na*); 3 – элементы, накапливающиеся в большинстве случаев в песчано-алевритовых отложениях (*Li, Be, Y, Rb, Zr, Ba, Yb, Hg, Si*).

В зависимости от преобладания в разрезе (конкретных регионов, площадей, стратиграфических подразделений) тех или иных типов пород геохимическое поле, видимо, должно характеризоваться тенденцией к накоплению элементов одной из приведенных групп, в то время как остальные будут стремиться к рассеиванию (или, во всяком случае, к минимальным содержаниям).

Концентрация элементов в осадочной толще изменяется в различных типах пород и стратиграфических подразделениях в довольно широких пределах. Интервалы колебаний содержания элементов с учетом их распределения во всех известных в регионе литологических типах пород максимальны из петрогенных элементов – у *Si* и *Ca*, из малых – у *Mn, Ti, Zr, Be*; минимальны из петрогенных – у *Na*, из малых – у *Yb*.

Анализ содержания различных химических элементов в осадочном чехле Беларуси и данные, характеризующие ГП отдельных горизонтов, свит, ярусов, позволяют представить общую картину изменения концентраций в ходе геологического времени.

Как известно, увеличение или уменьшение содержаний химических элементов снизу вверх по разрезу в пределах Восточно-Европейской платформы наблюдается на фоне отдельных максимумов или минимумов, приуроченных к тем или иным возрастным интервалам или типам пород. Для того, чтобы более четко выявить тенденцию в изменении концентраций элементов именно в ходе геологического времени, т.е. показать эволюцию содержаний химических элементов в пределах региона, в настоящей работе рассматривается изменение по времени (в качестве реперов взяты рифейский и вендский комплексы верхнего протерозоя, нижний и верхний палеозой, мезозой и кайнозой) ряда геохими-

ческих и минералогических показателей. К их числу относится, например, предложенный Н.М. Страховым [2] железо-марганцовый модуль (отношение содержания суммы Fe и Mn к содержанию Ti). Н.М. Страхов применил величину этого модуля при изучении эксгальций на срединно-океанических хребтах – возможных источниках рудных элементов в океанических осадках. В тектонически активных зонах региона величина модуля значительно превосходит средний уровень. Это связано с глубиной разломов. Последние являлись также источником эксгальций, сопровождающихся поступлением Fe , Mn и других элементов из более глубоких частей земной коры. Величина модуля, рассчитанная для разреза осадочного чехла, дает максимумы в отложениях ратайчицкой свиты верхнего протерозоя, в отложениях евлановского горизонта верхнего девона, в пермо-триасе. Повышенное значение модуля связано с наличием интенсивной вулканической деятельности или присутствием вулканогенного материала.

Одновременно с изучением распределения микро- и петрогенных элементов в сводном разрезе осадочного чехла исследовалось изменение радиоактивности пород. Первое значительное проявление урана, тория, калия-40 связано с породами кристаллического фундамента (влияние магматизма и метаморфизма), которое привело к формированию высоко-радиоактивного гранитно-метаморфического слоя.

Следующее проявление радиоактивности связано с верхнепротерозойскими отложениями (рифейский цикл седиментации); накопление радиоактивных элементов в этих грубозернистых образованиях в основном проходило за счет аксессуарных минералов, содержащих торий. На отдельных участках в результате инфильтрационных процессов происходил перенос шестивалентного урана в раствор и накопление его выше по разрезу в породах, содержащих органическое вещество.

Наиболее существенным по масштабу и разнообразию проявлений радиоактивных элементов является герцинский структурный комплекс, в котором распределение естественных радиоактивных элементов можно проследить на примере межсолевых отложений. На приподнятых участках карбонатные породы, как правило, имеют низкую радиоактивность, а в погруженных зонах более глинистый разрез обогащен радиоактивными элементами (повышенное содержание калия, урана, тория).

Литература

1. Бордон В.Е. Геохимическое поле платформенного чехла. Минск: Наука и техника, 1986. 144 с.
2. Страхов Н.М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971. 622 с.

Положение Платиноносного пояса в структуре и геодинамической истории ордовикско-силурийской надсубдукционной системы Урала

Накопление полного ряда толеитовых, известково-щелочных и субщелочных вулканических пород в Тагильском сегменте ордовикско-силурийской системы Урала произошло геологически быстро, за 30–35 млн лет (как в современных Фиджийской и Малой Антильской дугах) и связывается с низкоскоростной субдукцией юной, еще не остывшей океанической литосферы. Считается установленным, что первые продукты океанического спрединга появились в конце раннего ордовика (в арениге), достоверно формировались в среднем, позднем ордовике и раннем силуре, а режим активной окраины и островная дуга возникли в позднем ордовике – раннем силуре (ашгиллий–лландовери), т.е. вскоре после начала спрединга, и существовали одновременно с ним.

В мегаструктуре Тагильской палеодуги, в системе желоб – аккреционная призма – фронтальный бассейн – барьерная зона – задуговой бассейны – форланд геологическим окружением массивов Платиноносного пояса являются породы аккреционной призмы. Для островодужных систем с низкими скоростями субдукции, к которым мы относим и Тагильскую палеодугу, аккреционная призма – это очень удаленное преддужье, так как новообразованная океаническая плита при поддвиге долго сохраняет «плавучесть», т.е. пологий наклон. Магматический пояс в подобных ситуациях отделен от желоба фронтальным бассейном и обширным аккреционным комплексом (до 150 км шириной)

Несмотря на то, что Платиноносный пояс Урала имеет длительную историю изучения слагающих его пород (дунитов, клинопироксенитов и широкого спектра габброидов), спорных вопросов их генезиса остается немало. К числу дискуссионных проблем по-прежнему относятся геодинамический режим становления протяженной цепи массивов и характер их пространственно-генетических связей с магматическими породами Тагильской островодужной системы. Часть ведущих исследователей-петрологов считает габбро и гипербазиты пояса континентальными рифтогенными образованиями, производными континентальных толеитовых магм; другая часть доказывает их принадлежность (частично или полностью) к надсубдукционным, островодужным сериям.

Цепь массивов Платиноносной ассоциации расположена в восточном, всячем боку Главного Уральского разлома (ГУР), разделяющего комплексы пассивной окраины и допалеозойские сиалические блоки (на западе) и Тагильский сегмент ордовикско-силурийской островодужной системы на востоке (рис. 1). «Граничная» геологическая позиция объективно создает некоторую неопределенность ее трактовки. Сторонники

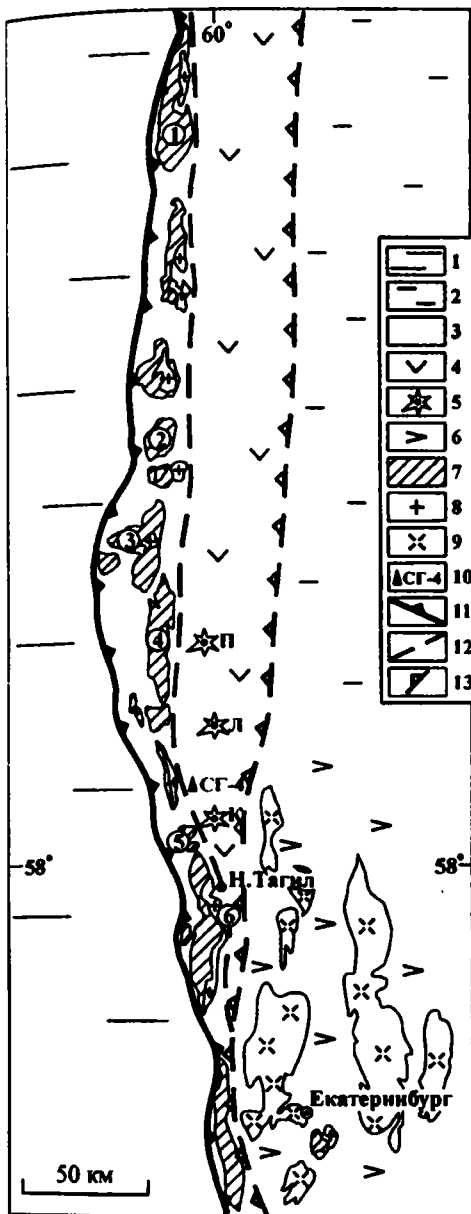


Рис. 1. Схема расположения массивов Платиноносного пояса в палеоструктуре Тагильского сегмента ордовикско-силурийской островной дуги.

1 – рифейско-нижеордовикские комплексы центрально-уральских микроконтинентов и осадочные отложения пассивной окраины палеозойского океана; 2 – раздробленный край казахстанид под отложениями раннекаменноугольного краевого пояса и мезокайнозойскими осадками Западно-Сибирской низменности; 3 – аккреционная призма ордовикско-силурийской островодужной системы: пара- и ортосланцы, амфиболиты по фтанитам, кремням, аргиллито-песчаникам и туффитам, толеитам MORB и IA-типов, серпентинитовый меланж, габбро и гарбуртиты Салатимского пояса; 4 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы островной дуги, толеитовые (O₃), известково-щелочные (S_{1-l-w}, S_{1-w-S₂ld}) и калиевые субщелочные (S₂ld-p, S₂p-D₁l); 5 – упоминающиеся в тексте интрузивно-вулканические центры барьерной зоны: К – Кушвинский, Л – Липовско-Калугинский, П – Павдинский; 6 – Салдинско-Мурзинский и Зауральский микроконтиненты под ретрошарьяжами девонских островодужных комплексов; 7 – дуниты, клинопироксениты и габброиды Платиноносного пояса, в том числе, упоминающиеся в тексте массивы (цифры в кружках): 1 – Чистопский, 2 – Кумбинский, 3 – Кытлымский, 4 – Павдинский, 5 – Волковский, 6 – Нижнетагильский; 8 – гранитоиды Платиноносного пояса; 9 – гранитоиды окраино-континентального пояса С₁-Р₁ (тоналит-гранодиоритовая формация); 10 – местоположение Уральской сверхглубокой скважины СТ-4; 11 – Главный Уральский разлом (надвиг), ограничивающий аккреционную призму палеодуги на западе; 12 – Западно-Тагильская система сдвига-надвигов – сутура фронтального бассейна в структуре палеодуги; 13 – Серовско-Мауковский разлом (надвиг) – сутура тылового бассейна ордовикско-силурийской островодужной системы.

тального бассейна в структуре палеодуги; 13 – Серовско-Мауковский разлом (надвиг) – сутура тылового бассейна ордовикско-силурийской островодужной системы.

континентальной рифтогенной природы пояса считают, что сближение цепи его массивов и островной дуги произошло после их формирования, при коллизионных процессах. Вопросы комагматизма интрузивных пород ассоциации с островодужными вулканитами в такой интерпретации не возникают. Сторонники надсубдукционной природы дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации допускают возможность ее комагматизма с вулканическими породами Тагильской островодужной системы, но в качестве родственных называются такие разные серии, как островодужная толеитовая, калиевая известково-щелочная и K-Na субщелочная.

С нашей точки зрения, зональные дунит-клинопироксенит-габбровые массивы Платиноносного пояса Урала автохтонно залегают в пределах аккреционной призмы ордовикско-силурийской островодужной системы. Именно так мы оцениваем ассоциацию вмещающих средне-позднеордовикских пара- и ортосланцев, серпентинитов и амфиболитов по абиссальным алевропелитам, фтанитам, кремням, толеитам океанического и островодужного типов. Становление массивов происходило над палеозоной субдукции, но вне ее главного магматического пояса (барьерной зоны). Судя по данным изотопных датировок, формирование их было неодновременным и в разных сегментах Тагильской палеодуги приходилось на юную или развитую стадии ее эволюции (павдинский и именновский комплексы, соответственно).

По геохимическим признакам наиболее распространенные малокалийевые субофитовые габбро-нориты и амфибол-пироксеновые габбро совмещают черты самых примитивных островодужных толеитов (низкие Zr, Hf, U, Th, LREE), толеитов рифтовых зон на активных континентальных окраинах (повышенные P_2O_5 , TiO_2) и редких адакитовых магм (высокие Al_2O_3 , Sr, Y).

Требованиям к эффузивным комагматам габброидов Платиноносного пояса (единство времени, пространства и химизма) не удовлетворяют породы ни одной из вулканических формаций, слагающих Тагильскую палеодугу. Возможно, что с формированием дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации парагенетически связана часть толеитовых даек и силлов MORB-типа, внедрявшихся в аккреционную призму перед «выдавливанием» массивов пояса, но после островодужных толеитов. Сходные парагенетические ассоциации дунитов и клинопироксенитов, габбро-норитов и адакитовых гранитоидов, океанических толеитов и палингенных риолитов присутствуют в аккреционных призмах на Тихоокеанском побережье Алеутских островов, Аляски, Калифорнии, Японии и т.д., где связываются с субдукцией зон активного спрединга (сейсмичных хребтов).

Формирование базит-гипербазитовых адакитосодержащих ассоциаций урало-аляскинского типа в подобных ситуациях, т.е. в аккреционных призмах, вблизи тройных точек желоб – зона спрединга – желоб можно представить следующим образом. Появление кровли над зоной спредин-

га жестко ограничивает возможности свободного раздвига океанической литосферы, но над восходящей ветвью мантийной конвективной ячейки продолжается подъем астеносферного материала. В такой аномальной ситуации появляются условия для выдавливания пластичного мантийного вещества на высокие уровни, в новообразованную кору преддужья. В отличие от срединно-океанических хребтов, толеитовые магмы из открытой зоны раздвига не изливаются на океаническое дно, а образуют силлы и рои даек среди осадочных пород призм и аккретированных офиолитов, находящихся в ней. Химизм исходной толеитовой магмы N-MORB (или E-MORB) типа в условиях закрытой системы быстро эволюционирует за счет фракционирования, ассимиляционных процессов и гибридизма с анатектическими выплавками. Переплавление деплетированного и гидратированного источника (субдуцированной океанической литосферной плиты) объясняет крайне низкую концентрацию высокозарядных Zr и Hf, щелочей, U и Th. Аномально высокое содержание Sr, дефицит Y и тяжелых REE и в габброидах, и в адакитовых магмах позволяют предполагать участие амфибола и граната как остаточных минералов и селективное плавление плагиоклаза, т.е. эколгитовую природу субстрата. Подвиг горячей океанической литосферы и ее ранняя дегидратация не только не вызывают охлаждения перекурывающего мантийного клина, как это обычно происходит при стандартном течении субдукции, а, напротив, активизируют конвекцию в нем и способствуют взаимодействию поднимающихся магм с мантийным материалом. Подобным взаимодействием объясняют базификацию (обогащение Mg, Cr, Ni) адакитовых расплавов в преддужье и появление высокониобиевых магнезиальных базальтов.

Наличие флогопита в дунитах, ортоклаза и биотита в габброидах, субщелочной характер габбро некоторых массивов безусловно свидетельствуют об участии недеплетированного (или обогащенного) мантийного вещества в их генезисе. Однако отнесение всей ассоциации к производным субконтинентальной литосферной мантии, к продуктам континентального рифтогенеза вступает в противоречие с наблюдаемым дефицитом высокозарядных элементов (Nb, Zr и др.), типичным для надсубдукционных обстановок. Локальное повышение содержания калия, фосфора, LREE в изолированных габброидных массивах или их краевых частях возможно за счет ассимиляции осадочных пород рамы. Известно, что абиссальные осадки, слагающие значительную долю в объеме аккреционных призм, являются концентраторами калия и фосфора.

Формирование в преддужье не одиночного центра, а протяженной цепи дунит-клинопироксенит габбровых и гранитоидных массивов, предполагает прерывистое скольжение точки тройного сочленения желоб – сейсмичный хребет – желоб вдоль сегмента активной окраины (рис. 2, А). Для субперпендикулярной к желобу зоны спрединга подобная ситуация получила название «тектоники типа застезжки-молнии». Она описана для Южной Аляски – Восточных Алеут, где поперечный к

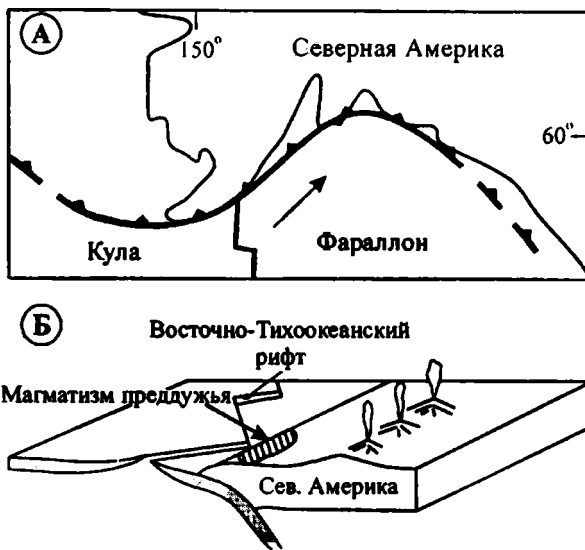


Рис. 2. Предполагаемые механизмы формирования цепи магматических центров в аккреционных призмах на фронте активных окраин.

А – восточная часть Алеутской островной дуги и Южная Аляска [2]: одиночная тройная точка желоб – сейсмичный хребет – желоб прерывисто смещается к востоку при субдукции Тихоокеанской плиты под континент Северной Америки. Зона спрединга Кула-Фараллон ориентирована перпендикулярно желобу. Стрелкой показано направление субдукции. Б – тихоокеанское побережье Калифорнии, преддужье магматического пояса Сьерра-Невада [1]: локальная миграция серии тройных точек желоб – сейсмичный хребет – желоб, когда зона спрединга ориентирована вдоль конвергентной границы.

желобу океанический хребет Кула-Фараллон в течение кайнозоя смещался к востоку, что подтверждено последовательным омоложением базитовых массивов и адакитовых гранитоидов с запада на восток [43].

К уральской ситуации ближе вариант, предполагаемый для Западной Калифорнии, – субдукция сейсмичного хребта, расположенного параллельно желобу (см. рис. 2, Б). В этом, случае под аккреционную призму и преддужье погружаются изолированные сегменты протяженной зоны спрединга, разделенные амагматичными трансформами. Магматизм в преддужье проявляется над «пунктирными» участками раздвига, «окнами» в погружающейся плите. Возраст новообразованных магматитов в этом случае также варьирует вдоль желоба, но менее закономерно, и их формирование на протяженных отрезках может быть синхронным.

Связь зональных массивов дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации (и адакитовых гранитоидов) с субдукцией горячей, новообразованной океанической литосферы косвенно подтверждается отсутствием подобных образований в аккреционной призме девонской (Магнитогор-

ской) островодужной системы на Южном и Среднем Урале. Состав и возраст аккрецированных осадков и офиолитов в преддужье последней свидетельствует о субдукции древней океанической литосферы (ордовик – ранний силур). К девону она стала холодной и более тяжелой, чем в период ее формирования, поэтому скорость субдукции возросла, и магматизм конвергентной окраины развивался стандартно, без аномалий в преддужье.

Литература

1. *Cole R.B., Basu A.R.* Nd-Sm isotopic geochemistry and tectonics of ridge subduction and middle Cenozoic volcanism in western California // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1995. Vol. 107, № 2. P. 167–179.
2. *Marshak R.S., Karig D.E.* Triple junctions as a cause for anomalously near-trench igneous activity between the trench and volcanic arc // *Geology.* 1977. Vol. 5, № 4. P. 233–236.

В.Д. Брежнев

Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

Тектоническая корреляция палеозойд Восточного Тянь-Шаня

1. Детальные исследования последних лет на смежных территориях Киргизии и Синьцзяна [4, 5, 8, 9] показали, что проблемы районирования, идентификации и корреляции региональных домезозойских и, прежде всего, каледонских структур и формаций и, соответственно, построения единой модели тектонической эволюции Восточного Тянь-Шаня в палеозое до сих пор не решены однозначно.

Общепринятому трехчленному делению киргизского Тянь-Шаня к востоку от Таласо-Ферганского разлома [6] на каледонский Северный, каледонско-варисский Средний (Срединный) и варисский Южный Тянь-Шань противопоставляются в Западном Китае только два адекватных на первый взгляд структурных элемента. Это расположенный на простирании Северного Тянь-Шаня Киргизии докембрийский Центральный (Средний, Срединный) Тянь-Шань, или Илийская плита (микроконтинент) [8] и Южный Тянь-Шань, непрерывно прослеживающийся из Киргизии в Китай с запада на восток. В то же время, в КНР до сих пор не выделяются аналоги киргизского Среднего Тянь-Шаня.

2. Структурная связь между тектоническими подразделениями киргизского и китайского Тянь-Шаня непосредственно осуществляется в пределах короткого (75–80 км) Меридионального хребта (80° в.д.), пограничного между СНГ и КНР. Хребет вместе с субширотными отрогами (хребты Сары-Джаз, Куйлю, Иньльчек, Налачиншань, Халыктау) представляет собой поперечную зону максимального (до 7,0–7,5 км) воздымания Восточного Тянь-Шаня (пики Хан-Тенгри и Победы).

3. На территории Киргизии обращает на себя внимание более чем пятикратное сокращение пространства Среднего и Южного Тянь-Шаня при прослеживании с запада на восток: от 120–130 км в поперечном сечении между меридианами 74–76° в.д. до всего лишь 14–15 км и 28–30 км, соответственно, в районе меридианов 79–80° в.д. На геологических картах видно, что ширина Среднего Тянь-Шаня у границы СНГ еще меньше – около 10 км. По мнению китайских геологов, в пределах КНР Центральный Тянь-Шань, фактически продолжение Северного, по «Южной сuture Центрального Тянь-Шаня» [8] граничит непосредственно с Южным Тянь-Шанем, достигающим в интервале 83–89° в.д. вновь ширины 90–100 км.

Самая узкая часть Южного Тянь-Шаня от бассейна Сары-Джаза до пика Хан-Тенгри образована ансамблем тектонических покровов, смятых в южновергентные складки и сложенных комплексами Южного Тянь-Шаня и палеошельфа Тарима [1, 7]. Один из верхних аллохтонов – батинальный комплекс Среднего Тянь-Шаня, перемещен на значительное (по [7] до 100 км) расстояние на юг. Создание сложнейшей покровно-складчато-сдвиговой инфраструктуры сопровождалось в условиях повышенного меридионального сжатия латеральным выжиманием горных масс [3] в область широких и пологих депрессий.

Изложенное дает нам основание [2], опираясь на материалы [1, 7], рассматривать Сары-Джаз-Хантенгрийский сектор Восточного Тянь-Шаня в качестве синтаксиса. В альпийскую эпоху Северо-Таримский индентор по модели субдукции – А продолжает пододвигаться здесь под Южный Тянь-Шань. В результате в условиях недостатка пространства в синтаксисе подняты и обнажены древнейшие в Тянь-Шане позднеархейские серии Куйлю (2616±30 млн лет, U-Pb) и Музартхе [2, 7] и на юге Меридионального хребта сформировалось современное высокогорное Хантенгрийское поднятие, осложняющее прямую корреляцию киргизского и китайского секторов Восточного Тянь-Шаня.

4. Не менее сложна проблема корреляции каледонских офиолитовых серий Киргизии и Западного Китая. Надежно установлено [4, 5, 8, 9], что среди каледонских мафит-ультрамафитов Северного Тянь-Шаня присутствуют фрагменты комплексов рассеянного спрединга океанического дна (толеиты MORB, рои параллельных диабазовых даек с элементами «дайка в дайке»), субдукционные и островодужные комплексы, которые формировались в Киргизско-Терскейском океане в течение кембрия–аренига. Его сутурный шов, маркированный офиолитами, к востоку от зоны левого сдвига в Восточном Терскее не обнаружен и по простирацию в пределы КНР офиолиты, по-видимому, не проходят.

Между тем, среди покровов Хантенгрийского синтаксиса всего в 80–85 км вкрест простираения Тянь-Шаня на правобережье Каинды, левого притока Сары-Джаза, мафит-ультрамафиты слагают две сближенные, но разобщенные тектонические пластины, Каиндинскую и Караарчинскую [1, 7].

Каиндинская пластина включает силлы девонской пикрит-габбро-диабазовой формации, типичной для варисцид Южного Тянь-Шаня.

Наибольший интерес представляют офиолиты Караарчинской пластины – батинальный комплекс, шарьированный по мнению [7] с севера. В его составе – серпентинизированные гипербазиты, верлит-пироксенит-габбровая серия, параллельные дайки габбро-диабазов, покровы афировых базальтов с гиалокластитам [1, 7]. Возрастная датировка и стратиграфические соотношения комплекса отсутствуют, не имеет он и аналогов в пределах рассматриваемой части Южного Тянь-Шаня. Возможно, это спрединговый комплекс Киргизско-Терской суртуры [4], перемещенный в пакет покровов Южного Тянь-Шаня в ходе варисского тектогенеза. [7]. Или же, что более вероятно, караарчинские мафит-ультрамафиты представляют собою реликт океанической структуры северотяньшаньского типа, возникшей в результате палеотектонического перескока зоны спрединга и кулисного раскрытия к югу от массива Центрального Тянь-Шаня позднекаледонского бассейна с океанической корой. Этому не противоречат материалы китайских геологов. По данным [8,9], бассейн существовал уже в позднем ордовике. По мнению [8], он возник еще раньше, когда после синийского рифтогенеза начал формироваться бассейн, испытавший спрединговое раскрытие в ордовике, возможно, начиная с позднего кембрия. Существование уже в позднем ордовике на северном склоне Халыктау (КНР) этого бассейна подтверждается датировкой габброидов Чанавужи [9]. Возраст пироксена из габбро датирован по изотопам Ar/Ar 439 ± 26 млн лет и фиксирует он скорее возраст метаморфизма, а не протолита, поскольку пироксен пертерпел некоторые изменения [9].

5. К востоку от Халыктау в горах Эрбиншань в смежных частях Центрального и Южного Тянь-Шаня выявлено и откартировано на протяжении 14 км региональное угловое ($30-40^\circ$) и азимутальное несогласие [10]: базальные конгломераты вулканогенной молассы раннего девона (средне-кислые лавы, туфы, агломераты) перекрывают известняки с прослоями лав и туфов позднего силура.

Далее к юго-востоку и севернее пос. Кюмиши, по данным средне-масштабных съемок, отложения венлока прорваны позднекаледонскими биотитовыми гранитами островодужного типа датированными по Rb-Sr 402 ± 3 млн лет [8]. Необходимо подчеркнуть, что в варисском Южном Тянь-Шане до сих пор нигде не обнаружены каледонские гранитоиды. Они имеют распространение только в Северном и Среднем Тянь-Шане [6].

6. Присутствие варисской океанической структуры недавно доказано в южной части китайского Южного Тянь-Шаня (горы Хейиншань) [8]. Мафит-ультрамафиты среднего-верхнего девона, низов карбона залегают в форме небольших шарьяжей, клиппов, меланжевых пластин среди известняково-сланцевых отложений среднего палеозоя.

7. Сравнение южнотяньшаньских разрезов среднего палеозоя киргизского и китайского Тянь-Шаня свидетельствует о принципиальных различиях между ними. Разрезы Киргизии характеризуются стратиграфической полнотой и непрерывной седиментацией, отсутствием перерывов и несогласий, внедрением только каменноугольных и пермских гранитоидов. На большей, северной части китайского Южного Тянь-Шаня временные рамки малого океанского бассейна на месте «Южной сутуры Центрального Тянь-Шаня» [9] ограничиваются ордовик-позднесилурийским интервалом седиментации, наличием запечатывающей раннедевонской молассы, позднекаледонским возрастом метаморфизма и гранитизации.

Единственный регион, с которым полностью, вплоть до деталей, сопоставима геология северной половины китайского Южного Тянь-Шаня, имеющий аналогичный набор разновозрастных стратиграфических и магматических подразделений, это – Чаткало-Кураминская зона на западе Среднего Тянь-Шаня [6]. Здесь выделяются офиолиты среднего ордовика, песчано-сланцевые отложения ордовика – раннего силура, прорванные гранитоидами позднего силура; их несогласно перекрывают андезиты, дациты, красноцветы раннего девона и порфиристо-туфовая толща раннего среднего девона.

Таким образом, палеозойды китайского Восточного Тянь-Шаня имеют такое же, как и в Киргизии, трехчленное деление на Северный или Центральный, Средний, безусловно включенный в Южный, и собственно Южный Тянь-Шань.

Литература

1. Бискэ Ю.С., Шилов Г.Г. Строение северной окраины Таримского массива в Восточно-Кокшаальском секторе Тянь-Шаня // Геотектоника. 1998. № 2. С. 51–59.
2. Брежнев В.Д. Докембрийские комплексы и некоторые черты геодинамики Восточного Тянь-Шаня и Северного Тарима (КНР) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 2. С. 3–16.
3. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизонном поясе. М.: Научный мир. 1997, 314 с.
4. Ломизе М.Г., Демина Л.И., Зарщиков А.А. Киргизско-Терекский палеоокеанический бассейн (Тянь-Шань) // Геотектоника. 1997. № 6. С. 35–55.
5. Миколайчук А.В., Куренков С.А., Дегтярев К.Е. и др. Основные этапы геодинамической эволюции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии – раннем палеозое // Геотектоника. 1997. №6. С. 16–34.
6. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. В 2 кн. Фрунзе: Илим, 1982. Кн. 1: 371 с.; Кн. 2: 244 с.
7. Христов Е.В. Новые данные о возрасте и тектонической позиции палеозойских отложений горного массива Хантенгри // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 1. С. 166–168.
8. Chen Ch., Lu H., Jia D. et al. Closing history of the southern Tianshan oceanic basin western China: an oblique collisional orogeny // Tectonophysics. 1999. Vol. 302. P 23–40.
9. Gao Jun, Li Maosong, Xiao Xuchang et al. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan orogen, northwestern China // Tectonophysics. 1998. Vol. 287. P. 213–231.
10. Jiang Changyi, Wu Wenkui. Tectonic movement during late caledonian in Tianshan mountains and its geological significance. // Jour. Xian College of Geol. 1993. Vol. 15(4). P. 41–46.

Геолого-геофизическая модель строения верхней части коры Байкальского региона и сопредельных территорий

Для создания такой модели использованы составленные нами «Геодинамическая карта Забайкалья», масштаба 1:1 000 000, «Карта террейнов Байкальского региона и сопредельных территорий», масштаба 1:2 000 000, геолого-сейсмические разрезы верхней части коры, масштаба 1:500 000, и карты плотностных неоднородностей верхней части коры Забайкалья, масштабов 1:1 000 000 и 1:6000000 (авторы Б.М. Письменный, А.М. Алакшин). Плотностная неоднородность коры данного региона ранее подчеркивалась Э.Э. Фотиади, Л.А. Шарловской, Т.Л. Захаровым, Ю.А. Зоринным, И.В. Лобачевским, Г.И. Менакером, В.Д. Любадиным, А.И. Суворовым, А.С. Барышевым, В.И. Никулиным, Ю.А. Егоровым и другими исследователями. А.М. Алакшин, Б.М. Письменный и др. [1], подтвердив эту особенность строения верхней коры Саяно-Байкальской складчатой области, выделили байкальский и муйский типы коры, соответственно, с интенсивными минимумами и максимумами гравитационного поля, вызванные в первом случае гранитоидами, во втором – офиолитами, а также шовные зоны, которые трассируются положительными гравитационными аномалиями.

В данном сообщении сделана попытка произвести анализ связи выделенных геодинамических единиц в виде террейнов неогена с плотностью верхней части коры.

На рассматриваемой территории для неогена выделены террейны различной геодинамической природы: кратонные, офиолитовые, островодужные, турбидитовых бассейнов и Патомская пассивная континентальная окраина [2]. Верхняя часть коры Патомской пассивной окраины, а также кратонных и турбидитовых террейнов имеет плотность (в г/см^3) 2,60–2,75, офиолитовых и островодужных – 2,75–2,90. Такие типы верхней коры можно условно назвать, соответственно, «гранитоидными» и «базитоидными». Однако следует отметить, что верхняя кора Олоkitского (Северное Прибайкалье) и Бодайбинского (Патомское нагорье) турбидитовых террейнов характеризуются положительными (2,80–2,90) гравитационными аномалиями, по которым они идентичны офиолитовым и островодужным террейнам Байкало-Муйского пояса, что позволяет допустить, что турбидиты Олоkitского и Бодайбинского террейнов подстилаются офиолитовыми и островодужными комплексами. В центральной части Забайкалья (бассейн верхнего течения р. Витим) плотность верхней коры Верхневитимского террейна турбидитовых бассейнов равна 2,75–2,85 и он по типу верхней коры занимает промежуточное положение между террейнами с «гранитоидными» и «базитоидными» типами. Турбидиты этого террейна часто ассоциируются с базальтами, иногда содержат линзовидные тела офиолитов.

В Джидинской зоне каледонид (Южное Прибайкалье) уверенно выделяется офиолитовый комплекс [3], а верхняя часть коры имеет относительно малую (2,70–2,80) плотность. Это несоответствие объясняется тем, что офиолиты здесь слагают маломощные тектонические пластины, которые в результате надвигообразования обдущированы на докембрийские континентальные блоки [3, 4]. В Восточном Забайкалье на значительных площадях установлены выходы гемипелагических и пелагических кремнисто-базальтовых толщ рифея, которые мы относим к офиолитовым террейнам. Однако верхняя часть коры в их пределах также имеет относительно малую (2,65–2,80) плотность, что также не свойственно офиолитовым комплексам. По нашим данным, они представляют собой бескорневые чешуи в Восточно-Забайкальской покровно-складчатой дуге [5].

Детальными сейсмическими исследованиями и разработкой новых приемов интерпретации рефрагированных волн в районе Муйского кратонного террейна занимались Б.П. Мишенькин и др. [6–8]. В результате впервые были получены три детальных сейсмических разреза в изолиниях скоростей верхней части коры. Два сейсмических профиля пересекают Муйский кратонный террейн и обрамляющие их террейны различной геодинамической природы, а также краевую часть Олекминского блока Сибирского кратона. На их основе были созданы модели строения верхней части коры [9].

На сейсмических разрезах изолиния скоростей (в км/с) от 5,3 до 6,0 характеризует самый верхний слой земной коры мощностью 1,6–8 км. При этом они субгоризонтально пересекают террейны различной геодинамической природы. Близкие скоростные характеристики этих террейнов обусловлены, на наш взгляд, преобладанием в этом слое кислых вулканитов, гранитоидов, осадочно-метаморфических пород, их раздробленностью и трещиноватостью в результате процессов надвигообразования, более интенсивно проявившихся в верхнем слое коры. Ниже этого слоя до глубины 20–25 км установлена перемежаемость высокоскоростных блоков. Под Олёкминским блоком Сибирского кратона, Муйским кратонным террейном и рифейскими террейнами турбидитовых бассейнов распространены породы со скоростью менее 6,0 и 6,0–6,2. Первые по составу предположительно соответствуют гранитоидам, вторые – гнейсовому комплексу. Под офиолитовыми и островодужными террейнами рифея выделены подзоны, ограниченные изолиниями 6,2–6,4; 6,4–6,6 и более 6,6. Можно предположить, что подзоны со скоростями 6,4–6,6 и более 6,6 сложены преимущественно метаморфизованными основными породами (амфиболитами и габбро-амфиболитами), подзоны со скоростями 6,2–6,4 – амфиболитами, диорито-гнейсами и гранито-гнейсами. Граница разноскоростных блоков наклонена на восток и северо-восток. Угол наклона от субгоризонтального до 40–50°.

В результате оказалось, что Муйский кратонный террейн и террейны турбидитовых бассейнов, а также край Сибирского кратона подстилают-

ся высокоскоростными комплексами офиолитовых и островодужных террейнов. Наклоненные на восток и северо-восток границы разноскоростных блоков можно интерпретировать как субдукцию рифейских блоков под Сибирский кратон. Изгибы граничных (6,0 и 6,2) изолиний, установленные на глубине 5–7 км, можно интерпретировать как плоскости надвигов, по которым более плотные породы офиолитовых и островодужных террейнов надвинуты на восток и северо-восток на менее плотные породы турбидитового террейна, Муйского кратонного террейна и на край Сибирского кратона. Породы турбидитового и Муйского кратонного террейнов несомненно надвинуты на островодужные и офиолитовые террейны, но плоскости надвигов сейсмическими методами не выявляются. Самый западный офиолитовый и островодужный террейны «перекрыты» батолитовыми гранитоидами мощностью 3,5–6,5 км, которые более характерны для террейнов турбидитовых бассейнов. Поэтому допускается, что «перекрывающие» гранитоиды представляют собой серию чешуй, надвинутых на офиолитовый и островодужный террейны.

Третий сейсмический профиль субширотного простираения проложен по юго-восточной окраине Байкало-Муйского офиолито-островодужного пояса. Он на северо-востоке охватывает край Сибирского кратона, на юго-западе – Буромский энсиалический островодужный террейн. Самый верхний слой коры мощностью 2–5 км характеризуются субгоризонтальными изолиния 5,4–6,0. Ниже, до глубины 20 км, край Сибирского кратона охарактеризован изолиниями скоростей, равными 6,0–6,2, что соответствует гранитоидам и гнейсам. Под Буромским террейном, ниже 2–5 км изолинии скоростей становятся извилистыми. Слои, ограниченные изолиниями скоростей 6,0–6,2, располагается на глубинах 3–11 км, 6,2–6,4 – на глубинах 5–25 км, 6,4–6,8 – на глубинах 13–32 км, которые предположительно сложены, соответственно, гранитами, диоритами и габбро. Однако часто тела с изолиниями одной скорости располагаются внутри слоя с другими скоростными характеристиками.

Образование высокоскоростных и низкоскоростных блоков в нижнем слое верхней коры произошло, видимо, в конце среднего рифея. В это время активно формировались зоны спрединга, что отразилось на деструкции континентальной коры. Зоны спрединга выполнялись мантийным веществом, в результате чего здесь образовались плутонические габбровые тела. В бортах зон спрединга происходило, надо полагать, замещение пород континентальной коры мантийным веществом с образованием гибридных гранит-диорит-амфиболовых комплексов. По зонам спрединга мантийная магма поднималась до верхних слоев земной коры, изливалась на дно бассейна, образуя базальтовые покровы, которые ассоциируются с гемипелагическими и пелагическими осадками. По-видимому, в эти же зоны поступала ультраосновная магма, сформировавшая тела, которые затем в виде протрузий внедрились в верхнюю кору. В результате этих процессов кора становилась меланократовой и

по своим вещественным и физическим параметрам она приобретала свойства коры океанического типа.

Верхняя часть коры под Буромским островодужным террейном также была переработана деструкцией, но она не достигла полного разрыва континентальной коры. В результате под этим террейном в основание верхней коры внедрилась мантийная магма, застывшая на глубине в виде габброидных массивов. Последние, воздействуя на вмещающие породы, вызвали образование гибридных пород.

Обобщая изложенное, можно отметить, что верхняя часть коры террейнов неогей рассматриваемого региона относится преимущественно к «гранитоидному» типу. «Базитоидная» верхняя кора установлена в Байкало-Муйском офиолит-островодужном поясе, а также Восточном Саяне, Пришилкинской зоне Монголо-Охотской сутуры и предполагается под Олокитским и Бодайбинским турбидитовыми террейнами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №01-05-97253).

Литература

1. Алакишин А.М., Лысак С.В., Письменный Б.М., Поспеев А.В., Поспеева Е.В. Глубинное строение Саяно-Байкальской горной области и сопредельных территорий // Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. С. 88–105.
2. Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейновый анализ складчатых поясов Забайкалья // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 72–74 (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 1).
3. Альмухамедов А.И., Горюченко И.В., Кузьмин М.И., Тамуртозов О., Тамурху Д. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. 1996. №4. С. 25–52.
4. Булгатов А.Н., Климух В.С. Об особенностях строения Джидинской зоны каледонид Бурятии // Геотектоника. 1998. №1. С. 45–55.
5. Булгатов А.Н., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И. Восточно-Забайкальская покровно-складчатая дуга // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, №6. С. 61–68.
6. Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Шелудько И.Ф. Детальное изучение земной коры в Байкальской рифтовой зоне по данным рефрагированных волн // Геология и геофизика. 1983. №12. С. 82–91.
7. Мишенькин Б.П., Шелудько И.Ф., Мишенькина З.Р., Брыскин А.В., Васильев В.П. Детальные сейсмические исследования земной коры на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 1984. №7. С. 63–69.
8. Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Шелудько И.Ф., Брыскин А.В. Баунтовско-Чарский маршрут детальных глубинных сейсмических исследований // Сейсмичность Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1990. С. 79–88.
9. Булгатов А.Н. Геолого-геофизическая модель верхней части коры севера Забайкалья // Геология и геофизика. 1988. №9. С. 62–68.

В.Н.Вадковский, В.С.Захаров

Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

Электронное учебное пособие “Динамические процессы в геологии”

В последние десятилетия в различных областях науки от механики, гидродинамики, химической кинетики до биологии, социологии и эко-

номики внимание ученых привлекают нелинейные динамические системы. Их изучение привело к открытию таких явлений, как детерминированное хаотическое поведение, принципиальная непредсказуемость развития событий и самоорганизация.

Геология занимается изучением Земли как динамической системы, в которой на протяжении всей ее эволюции непрерывно шли и продолжают в настоящее время процессы создания и уничтожения на самых различных уровнях. Подавляющее большинство взаимодействий в природных геологических процессах являются нелинейными – отклик не прямо пропорционален действию.

На кафедре динамической геологии Геологического факультета МГУ создано электронное учебное пособие (включающее демонстрационные программы) “Динамические процессы в геологии: первое знакомство с нелинейными системами”. Изучение поведения во времени систем с нелинейными взаимодействиями составляет предмет этого пособия. Пособие представляет собой введение в круг понятий и методов, используемых при анализе динамических систем.

Цель данного пособия:

- познакомить читателя с нелинейными динамическими системами;
- научить работать с компьютерными моделями некоторых динамических геологических явлений.

Пособие включает следующие разделы.

Введение.

Глава 1. Линейные динамические системы.

Дается определение динамической системы. Рассматриваются линейные системы первого и второго порядка. Более подробно рассматривается колебательное движение.

Глава 2. Примеры нелинейных динамических систем.

Вводится понятие аттрактора. Рассматриваются нелинейная система с предельным циклом (осциллятор Ван дер Поля), простейшая нелинейная система со сложным поведением (логистическое уравнение), двумерная система (аттрактор Хенона), трехмерная система (аттрактор Лоренца).

Глава 3. Динамические модели типа «хищник – жертва».

Рассматриваются задачи, приводящие к построению моделей типа «хищник – жертва». Выводятся и исследуются уравнения, описывающие поведение системы. Обсуждаются результаты моделирования и значение подобных задач для геологии.

Глава 4. Модели геологических систем с сухим трением.

Рассматривается динамика системы “груз на ленте” с сухим трением. Строятся и обсуждаются модели сейсмического режима, сцепленных движений по разлому, блоковой динамики в предгорных зонах, в которых наличие сухого трения приводит к весьма сложному поведению системы.

Глава 5. Динамические системы и фрактальная геометрия.

Приводятся основные понятия о фракталах. Вводится понятие фрактальной размерности. Приводятся примеры фрактальных объектов и их размерности. Рассматривается связь между динамическими системами и фракталами.

Глава 6. Фракталы и геология.

Рассматриваются фрактальные характеристики некоторых объектов и процессов, изучаемых науками о Земле (фрактальность береговой линии, фрактальность топографического профиля, фрактальность геологических тел, фрактальные характеристики процесса разрушения горных пород, фрактальные характеристики сейсмичности, фрактальные характеристики процессов в магматических камерах, плюмы и фракталы, климат и фракталы, магнитостратиграфия и фракталы).

«Подводная часть (как это считать)».

Приводятся некоторые из численных методов, необходимые для построения количественных моделей рассмотренных в пособии систем. Обсуждаются методы решения дифференциальных уравнений. Дается понятие о методе конечных разностей, методах решения задачи Коши, методе наименьших квадратов.

Пособие является гипертекстовым и реализовано в формате WinHelp. Важнейшие понятия и термины поясняются в словаре. Важной отличительной особенностью данного пособия являются авторские демонстрационные программы, которые дают возможность на современном уровне изучать поведение динамических систем. Они могут быть запущены непосредственно из пособия при изучении соответствующего раздела. Это позволяет не просто прочитать о рассматриваемых системах и посмотреть “картинки”, но и увидеть, как процесс развивается во времени, что особенно важно при изучении динамических систем. Более того, читатель (пользователь?) получает возможность вмешиваться в работу моделей и исследовать влияние управляющих параметров и начальных условий. Все демонстрационные программы снабжены инструкциями по работе с ними.

Пособие предназначено студентам и магистрам геологических специальностей.

Знакомство с идеями и методами исследования нелинейных динамических систем открывает новые возможности понимания геологических процессов и применения количественных мер для характеристики геологических объектов и интерпретации результатов измерений и наблюдений.

Для успешной работы от студентов требуется, помимо основ геологии, знать математику и физику в объеме средней школы и соответствующих курсов, прослушанных на Геологическом факультете МГУ.

Изучение нелинейных динамических систем невозможно без компьютера – во всех случаях (численные методы решения, определение характеристик множества точек фазовых портретов) необходимы быстрое действие и много памяти.

Авторы надеются, что первое знакомство с предметом побудит пользователя (читателя?) к дальнейшему углублению своих знаний и приведет к стремлению применять эти знания в своей практической работе.

Ключевые слова: геологические процессы, динамическая система, нелинейные процессы, хаотическая динамика, детерминированный хаос, фракталы.

Л.Л. Ваньян, В.А. Кузнецов, Т.В. Любецкая, Н.А. Пальшин
Институт океанологии (ИО) РАН, Москва, Россия

Земная кора Лапландии в свете магнитотеллурических данных

Международный магнитотеллурический эксперимент BEAR внес большой вклад в представление о глубинном строении Балтийского щита, хотя и до проведения эксперимента рассматриваемый регион был основательно изучен геоэлектрикой. Это связано с двумя обстоятельствами.

1. Для синхронной регистрации длиннопериодных магнитотеллурических вариаций в 49 пунктах была использована новая низкочастотная магнитотеллурическая аппаратура с унифицированными метрологическими характеристиками.

2. Длительное время наблюдений (до двух месяцев) дало возможность уверенного статистического накопления полезной информации. «Эффективный» источник вариаций, усредняющий за два месяца всю совокупность геомагнитных возмущений, оказался гораздо более плавным, чем индивидуальные источники. Благодаря этому условия Тихонова-Каньяра практически выполняются на всем полигоне эксперимента BEAR, включая самую высокоширотную его часть – Лапландию.

Главная помеха при глубинных магнитотеллурических зондированиях Балтийского щита создается полосами графитизированных сланцев с интегральной электропроводностью в несколько тысяч сименсов. Столь высокая электропроводность способна полностью заэкранировать среднюю часть земной коры, являющуюся основным объектом исследования авторов. Поскольку проводящие пояса довольно узки, в пространстве между ними удалось выбрать передаточные функции, слабо подверженные искажениям и отражающие фоновую структуру электропроводности. В первую очередь, это – фаза компоненты основного импеданса, имеющей максимальный модуль. Что же касается самого модуля, то он также отражает фоновую электропроводность, но подвержен статическим искажениям, не влияющим на фазу. Эти искажения были скорректированы, как принято в отечественной геоэлектрике, с использованием опорных длинно-периодных магнитовариационных данных [1]. С помощью методики декомпозиции удалось показать, что влияние локаль-

ных трехмерных неоднородностей верхней части геоэлектрического разреза Лапландии незначительно искажает Φ_{\max} .

Изменение азимута Φ_{\max} от пункта к пункту требует, в принципе, трехмерной методики инверсии. Однако вынужденное использование лишь одной, наименее искаженной, компоненты основного импеданса отсекает такую возможность. Поэтому для построения моделей глубинной электропроводности была использована одномерная инверсия. При этом предполагалось, что латеральные изменения фоновой электропроводности земной коры достаточно плавные. Это позволило построить геоэлектрические разрезы для запада, центра и востока изучаемого региона. Отметим, что для повышения надежности инверсии полевые данные эксперимента BEAR были расширены в короткопериодном диапазоне с привлечением результатов МТЗ на Лапландском гранитном массиве [2] и на профиле Fennotora [3].

Важнейший результат интерпретации – это выделение проводящей толщи в интервале глубин от 10 до 36 км с интегральной электропроводностью 160–580 См. Возникает вопрос: существуют ли эквивалентные модели с гораздо менее мощным, но более проводящим слоем? Анализ показал, что уменьшение мощности проводника в 2 раза существенно ухудшает согласие полевых данных с расчетными. Таким образом, суммарная мощность проводящей толщи достигает 22 км. Однако имеющиеся априорные геофизические данные [4] указывают на зону высокого сопротивления, разделяющую проводящую толщу на верхнюю и нижнюю части. Слабая чувствительность индукционной моды к достаточно тонким слоям высокого сопротивления допускает существование моделей, в которых верхняя и нижняя части разобщены.

Хотя общей причиной повышенной электропроводности является увеличение пористости и проницаемости горных пород, его природа в верхней и нижней частях проводящей толщи различна. Согласно современным представлениям, ключевую роль в реологии земной коры играет положение границы между верхней, сравнительно холодной, хрупкой (жесткой) частью и нижней, разогретой до температуры, которая обеспечивает повышенную пластичность горных пород. Прочность относительно холодной жесткой части земной коры, обусловленная силой трения между блоками, возрастает с ростом эффективного давления, т.е. разности между литостатическим и поровым давлениями. Что касается разогретой пластичной части коры, то она ведет себя подобно очень вязкой жидкости.

Как показывают расчеты, основанные на геотермических данных для периферии Балтийского щита, граница хрупкого и пластичного режимов прослеживается на глубине около 30 км, коррелируясь с нижней частью проводящей толщи [5]. Ряд исследователей указывают на нарушение сплошности пород, развитие микротрещин, повышение пористости и проницаемости вблизи рассматриваемой границы. Именно такова, по видимому, природа нижней части проводящей толщи. Что касается

верхней ее части, то она расположена на глубине 10–15 км, где температура не превышает 200°C. Следовательно, верхний ослабленный слой, выделенный геоэлектрикой и сейсмикой, имеет иную природу, не связанную с переходом разогретых горных пород в пластичное состояние [6]. В работе [7] потеря прочности в основании верхней коры объясняется повышением порового давления. Если оно приближается к литостатическому, то эффективное давление падает, уменьшая прочность горных пород. Ослабленный слой повышенной пористости и проницаемости отображается в результатах геофизических исследований понижением удельного электрического сопротивления и скорости продольных волн благодаря водным растворам в порово-трещинном пространстве [8].

Литература

1. *Рокитянский И.И.* Геофизические методы магнитовариационного зондирования и профилирования. Киев: Наук. думка, 1972.
2. *Korja T.* Electrical conductivity of the lithosphere: Magnetotelluric soundings in the Fennoscandian Shield. Acta Univ. Oulu. A215, 1990. 55 p.
3. *Rasmussen T. M., Roberts R.G., Pedersen L. B.* Magnetotellurics along the Fennoscandian Long Range Profile // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1987. Vol. 89. P. 799–820.
4. *Вагин С.А., Варданянц И.Л., Ковтун А.А., Коквина Е.Л., Мусеев О.Н., Савельев А.А., Успенский Н.И.* Магнитотеллурические зондирования в интервале периодов 10^3 – 10^4 с на Мурманском блоке Кольского полуострова и в Центральной Карелии // Физика Земли. 1985. № 6. С. 48–56.
5. *Kaikkonen P., Moisio K., Heeremans M.* Thermomechanical lithospheric structure of the central Fennoscandian Shield. // Phys. Earth Planet. Inter. 2000. Vol. 119. P. 209–235.
6. *Каракин А.В., Камбарова А.Н.* Динамическая модель коровых волноводов // Геоинформатика 1997. № 1. С. 10–17.
7. *Ivanov S.N., Ivanov, K.S.* Hydrodynamic zoning of the Earth's Crust and its significance // J. Geodyn. 1993. Vol. 17, № 4. P. 155–180.
8. *Shankland T.J., Ander M.E.* Electrical conductivity, temperatures, and fluids in the lower crust // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. P. 9475–9484.

Ю. Я. Ващилов

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ)
ДВО РАН, Магадан, Россия*

Глубинное строение и динамика антиклинальных поднятий северо-востока России в зонах с развитым и редуцированным «гранитным» слоем (геофизический аспект)

В результате геолого-геофизических исследований северо-востока России обнаружены, изучены и описаны многочисленные магматогенные антиклинальные поднятия, расположенные как в Анадырско-Корякской зоне мезозойско-кайнозойского тектогенеза, так и в пределах Верхояно-Чукотских мезозойд (включая дорифейские кристаллические массивы) [1–4 и др.]. Магматогенные ядра антиклинальных поднятий, не

вскрытые или частично вскрытые процессами эрозии, выявлены и изучены методами геофизики и особенно гравиметрии в ее новой интерпретационной модификации [5]. Разрезы и срезы трехмерной петроплотностной модели литосферы северо-востока России [5–7], особенно 20-километровый срез, наглядно демонстрируют, что на северо-востоке России существует земная кора двух типов – с редуцированным (или вообще отсутствующим) и с развитым «гранитным» слоем.

Редуцированный «гранитный» слой выделяется в Анадырско-Корякской мезозойско-кайнозойской зоне, в Алазейской зоне и предполагается в Северо-Охотоморской акватории. В районах с редуцированным «гранитным» слоем на глубине 20 км располагаются базиты и гипербазиты. Редуцированный «гранитный» слой Анадырско-Корякской зоны сложен осадочными и метаморфизованными породами общей мощностью около 10–15 км. Они непосредственно налегают на меланократовый (базит-гипербазитовый) фундамент.

Антиклинальные поднятия в этом регионе отмечаются положительными аномалиями поля силы тяжести. Их интерпретация показывает, что в ядре указанных антиклинальных складок залегают породы с плотностью около 2850–2950 кг/м³ и более, которые отождествляются с образованиями основного-ультраосновного состава. Ядра могут выходить непосредственно на поверхность (Усть-Бельский массив на северо-восточном фланге Таловско-Майнского антиклинория) или располагаться на глубинах в десятков – нескольких сотен метров до единиц километров. К рассматриваемым антиклинальным поднятиям Анадырско-Корякской зоны относятся Мургалское (с некоторой оговоркой) и его юго-западное продолжение под Авековским блоком, Таловско-Майнское и его продолжение в районе Понтонейских гор и Восточно-Тайгоносского гранитоидного массива, Пекульнейское, хребта Рарыткина, хребта Золотых гор и др. [8]. В зоне Восточно-Тайгоносского гранитоидного массива на п-ове Тайгонос гранитоиды образуют лишь относительно тонкую (десятки–сотни метров) «пленку», под которой находятся породы базит-гипербазитового комплекса.

Базит-гипербазитовые образования ядра Таловско-Майнского антиклинория рядом перемычек связаны на глубине с аналогичными породами на юго-восточном крыле Мургалского поднятия. Последнее является шовной структурой, разделяющей мезозоида (развитый «гранитный» слой) и зону мезозойско-кайнозойского тектогенеза (редуцированный «гранитный» слой). Ядро поднятия комбинированное. Северо-западная часть ядра образована позднеюрскими–раннемеловыми гранитоидами, которые обнажены в пределах геологического контура антиклинория, юго-восточная – высокоплотными базитами-гипербазитами (возраст J₃-K₁ и моложе), погружившимися и перекрытыми неогеновыми и четвертичными осадками и эффузивами.

Базиты и гипербазиты, фиксируемые на поверхности спаренными Мургалским и Таловско-Майнским антиклинориями, непрерывно как

полосовые положительные аномалии силы тяжести прослеживаются через п-ов Тайгонос в дне Северо-Охотоморской акватории, соединяясь на юго-западе с зоной широтного Челомджа-Ямского разлома [1]. Они представляют собой элементы Пенжинско-Охотоморской пограничной структурной системы, разделяющей мезозойды и Корякско-Камчатскую область мезозойско-кайнозойского орогенеза.

В мезозоидах плотность пород на глубине 20 км с востока на запад уменьшается от 2950 до 2850 кг/м³. Такая плотность характерна для пород верхов базитового слоя и нижней части кристаллического фундамента, т.е. для «гранитного» слоя. Ядра антиклинальных поднятий, таких как Мякитское, Паутовское [1, 2], Куларское [3], Нижнеянское, скрытое под четвертичными отложениями в низовьях р. Яны (Якутия), гор Аннычаг, Уза-Ина и т. д. в Верхоянской зоне, Алярмаутское, Кэпэрвеемское, Пауктуваамское, Куульское, локальные поднятия Паляваамской синклинали и т.д. в чукотской ветви мезозойд, Коаргычанское, Закоронное и другие на Омолонском дорифейском кристаллическом массиве, отмечаются пониженными значениями поля силы тяжести и сложены гранитоидами, позднемезозойскими в Верхояно-Чукотской складчатой области и палеозойскими на Омолонском массиве. Граниты имеют пониженную плотность (2550–2670 кг/м³) по сравнению с вмещающими породами верхоянского теригенно-осадочного комплекса (более 2670 кг/м³). Глубина гранитных тел пластинчатой (не купольной!) формы по геофизическим данным не превышает 15 км. Их боковые ограничения квазивертикальны. Сказанное иллюстрируется примером Паутовского горста. Гранодиориты и адамеллиты (J₃–K₁), слагающие ядро горста, практически не вскрыты процессами эрозии.

Формирование магматогенных поднятий на северо-востоке России (исключая антиклинории на дорифейских массивах) происходило в позднем мезозое в условиях общего разогрева литосферы, воздымания кровли астеносферы до глубин 60–80 км [9] и некоторого расширения Земли, вследствие чего возникли многочисленные каналы перемещения к поверхности магмы и вещества базитового и гипербазитового составов в разогретом субсолидусном состоянии. В мезозоидах по мере захоронения под мощными терригенными толщами и разогрева земной коры палеозойские и дорифейские гранитоиды, имеющие низкую температуру ликвидуса и солидуса, плавилась, забивали каналы быстрой доставки базитов к дневной поверхности и, приобретая маловязкое пластичное состояние и конвективную неустойчивость в результате процессов анатексиса и палингенеза, перемещались вверх. Генезис глубинных разломов и перемещение по ним магмы первично, возникновение антиклинальных поднятий вторично.

Литература

1. Вацилов Ю.Я. Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чаунского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным) // Сов. геология. 1963. №4. С. 54–72.

2. *Вашилов Ю.Я.* Морфология и тектоническое положение некоторых магматических тел Крайнего Северо-Востока СССР по геофизическим данным // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1968, №5. С. 92–102.
3. *Снятков Б.А., Снятков Л.А.* О роли магматических процессов в строении структур северо-западной части Тихоокеанского кольца // Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири. М.: Наука, 1964. С. 45–60.
4. *Шило Н.А., Вашилов Ю.Я., Максимов А.Е.* Корневые и бескорневые офиолиты Анадырско-Корякского региона – геофизический аспект // ДАН. 1994. Т. 339, №4. С. 518–519.
5. *Вашилов Ю.Я.* Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1984, 240 с.
6. *Вашилов Ю.Я.* Гравиметрическая томография – новое направление изучения твердой оболочки Земли // ДАН. 1995. Т. 343, № 4. С. 532–536.
7. *Вашилов Ю.Я.* Глубинная структура, геодинамика и геокинематика Северо-Востока России // Структура и геокинематика литосферы Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. С. 19–43.
8. *Vashchillov, Yuri Yu.* Deep structure of mafic-ultramafic complexes in the Anadyr-Koryak region // Proceedings International Conference on Arctic Margins. 1992. Alaska, Anchorage, 1994. P. 211–216.
9. *Шило Н.А., Вашилов Ю.Я., Максимов А.Е., Гайдай Н.К.* Полиастеносфера северо-востока России // ДАН. 1997. Т. 355, №3. С. 379–381.

Ю.Я. Вашилов

Северо-Восточный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан, Россия

Структура и динамика литосферы и полиастеносферы северо-востока России

Модели структуры и динамики литосферы и полиастеносферы северо-востока России составлены на основе количественной интерпретации гравиметрических данных на классе блоковых моделей источников аномалий с эпизодическим привлечением стандартных результатов глубинных магнитотеллурических зондирований (МТЗ). Новая интерпретационная гравиметрия, которую исповедует автор и его коллеги, имеет ряд существенных преимуществ перед другими глубинными геофизическими методами, в том числе, и перед сейсмометрией, – самодостаточность, доступность, трехмерная форма интерпретации и представления конечного продукта, малозатратность, надежность и быстрота при получении главных интересующих геологов структурно-вещественных параметров геологической среды (числа и глубин квазигоризонтальных поверхностей расслоения, глубин заложения разломов и блоков, плотности глубинных образований, которая допускает более определенный, чем по скоростям сейсмических волн, переход к петрологическим характеристикам, и т.д.). Например, в журнале «Физика Земли» в 1971 г. автором по результатам интерпретации гравиметрических данных представлены схемы изогипс трех подкоровых границ Западно-Сибирской низменности [1]. Их существование было в дальнейшем подтверждено методом ГСЗ на «длинных» профилях с атомными взрывами в качестве источников возбуждения.

Для суши северо-востока России и юго-восточной акватории Восточно-Сибирского моря построена 3-мерная плотностная и на ее основе петрологическая модели литосферы. Они представлены в виде систем из 14 взаимоувязанных региональных разрезов литосферы и сферических срезов (гравиметрическая томография) на глубинах 10, 20, 30, 40 и 60 км. Положение поверхностей расслоения литосферы в плотностном разрезе показано в таблице.

Наименование поверхности расслоения и ее индекс	Диапазон изменения плотности пород вблизи границы расслоения, $\text{кг/м}^3 \cdot 10^{-3}$	Расчетная скорость сейсмических волн, км/с.
Кровля «базитового» слоя (Б)	2,85–2,90	6,4–6,6
Поверхность внутри «базитового» слоя (Б ₁)	2,88–2,95	6,5–6,8
Кровля «базит-гипербазитового» слоя (М ₁)	2,96–3,05	6,9–7,3
Поверхность внутри «базит-гипербазитового» слоя (М ₂)	3,01–3,13	7,1–7,6
Поверхность Мохоравичича (М)	3,16–3,20	7,7–7,9
Подкоровая поверхность (П ₁)	3,21–3,27	7,9–8,2
То же (П ₂)	3,28–3,34	8,2–8,5
То же (П ₃)	>3,35	>8,5

Плотностной срез на глубине 10 км хорошо согласуется с тектоническим планом структурно-формационных комплексов на поверхности. На глубине 20 км северо-восток России четко подразделяется на три зоны: западную; центральную, включающую и все арктическое побережье, и Корякско-Анадырскую, причем граница западной и центральной зон проходит по меридиану 144° в.д. Корякско-Анадырская и частично Алазейская зоны имеют редуцированный «гранитный» слой, мезозоиды – развитый. На срезе 30 км уже весь северо-восток России разделяется меридианом 144° в.д. (вдоль которого проходит Арктическо-Антарктический меридиональный суперлинеамент) на две неравные территории – крупную восточную и малую западную. Срез на глубине 40 км демонстрирует коренное изменение структурно-вещественного плана – выделяются северо-восточная и юго-западная области. Граница между ними проходит примерно по Иньяли-Дебинскому синклинию в центре и отражает положение дорифейской депрессии [2]. 60-километровый срез практически однороден в диапазоне изменения плотности 3160–3340 кг/м^3 и лишь в отдельных блоках на этой глубине картируются предположительно эклогитизированные породы верхней мантии с плотностью

более 3340 кг/м³. На глубине 100 км изменения плотности составляют первые десятки килограммов на кубический метр.

Исследованы особенности строения астеносферы региона. Максимальные глубины нижних ограничений литосферных плотностных неоднородностей в виде блоков тяготеют к уровню кровли астеносферы. Длительное существование вертикальных разломов в астеносфере маловероятно. Поэтому был принят постулат о приуроченности глубин нижних ограничений блоков к кровле астеносферы при интерпретационных значениях от 55 км и более, а также привлечены результаты глубинных МТЗ, выполненных примерно в 20 точках. При составлении схемы глубин кровли астеносферы обнаружена полимодальность (преимущественно бимодальность) в статистическом распределении глубин в некоторых районах, что связано с ее полиастеносферной структурой [3].

На северо-востоке России наиболее сложно устроена астеносфера Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Он фиксирует разлом регионального значения, который разделяет в своей юго-западной части Охотоморский и континентальный литосферные блоки [4]. На Гижигинско-Магаданском звене пояса диапазон колебания уровня кровли астеносферы по данным МТЗ составляет 48–230 км, а по результатам интерпретации гравитационной ступени между указанными блоками – 47–132 км. Здесь кровля электропроводящего слоя вблизи структур мезозойд располагается на средней глубине около 125 км [5]. В целом для кровли астеносферы характерны контрастные на наибольших расстояниях, возможно скачкообразные изменения глубин от 60–70 до 200 км. Высокое положение кровли чаще наблюдается под впадинами. В бассейне верховьев и среднего течения р. Яны выделяется полиастеносфера с двумя слоями повышенной проводимости в интервале глубин 70–140 км и свыше 180 км. На западном побережье Камчатки глубина кровли проводящего слоя 100–150 км [6].

Колебания уровня астеносферы связаны с неоднородностью вещественного состава земной коры и верхней мантии и разной степенью их проницаемости для флюидов, газов и магмы, что определяет особенности теплофизического режима их разогрева и остывания. Более разогретыми оказываются участки мантийных очагов когда-то действовавших вулканов на глубинах 60 км и более. Общий подъем фронта высоких температур в регионах повышенного теплопотока приводит к возникновению систем мантийных и периферийных очагов и повышению температуры вмещающих пород. Интегральным эффектом такого разогрева будет подъем кровли астеносферы и ее опускание при остывании после завершения цикла тектономагматической активности.

Полиастеносфера выявлена также в Аннойской складчатой зоне (кровля на глубинах 65 и 100 км), на Омолонском массиве (60 и 130 км), в районе Хромской структуры (75 и 130 км). Трехслойное строение имеет астеносфера вытянутого в северо-западном направлении участка,

включающего в себя Алазейское поднятие и центральную часть Приколымского поднятия (60, 130 и 170 км).

В целом, мощность литосферы Северо-Востока России уменьшается на юго-восток в направлении к Охотскому и Берингову морям до 50–70 км и увеличивается на запад до наибольших значений 170 км в Эльгинском районе слабых дислокаций и в Верхоянской зоне линейной складчатости. Автор связывает это явление с общим ростом кондуктивного и конвективного теплопотока в активном Тихоокеанском окраинном подвижном поясе. На остальной части территории колебания мощности литосферы и изменение строения астеносферы объясняются локальными особенностями теплофизических характеристик коры и верхней мантии и глубинных тектонических процессов. Так, литосфера повсеместно имеет мощность 65–80 км в местах широкого распространения гранитоидов. Последний во времени разогрев коры и верхней мантии происходил в течение длительного геологического времени от верхнего палеозоя до верхнего мела, что привело к формированию слоя активизированного вещества – астеносферы – с кровлей на глубине около 60 км, а на поверхности – к перестройке ориентировки структурного плана с северо-западного на северо-восточный. Региональное остывание коры и верхней мантии началось в период формирования близповерхностных массивов мезозойских гранитоидов, сложных тел типа Магаданского батолита и вулканических излияний магмы. В конечном итоге единая астеносфера с кровлей на глубине около 60 км в кайнозое стала распадаться как по горизонтали, так и по вертикали. Она стала дискретной по площади и местами приобрела полиастеносферный характер в разрезе.

Литература

1. Вацлов Ю.Я. Структура верхней мантии и земной коры Западно-Сибирской низменности // Физика Земли. 1971. № 1. С. 51–64.
2. Жуланова И.Л. Земная кора северо-востока Азии в докембрии и фанерозе. М.: Наука, 1990. 302 с.
3. Тараканов Р.З., Левый Н.В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным // ДАН СССР. 1967. Т. 176, № 3. С. 571–575.
4. Вацлов Ю.Я. Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1984. 240 с.
5. Максимов А.Е., Лысенко С.П. Глубинное строение междуречья верхнего и среднего течения рек Олы и Ямы по данным МТЗ // Геофизические исследования блоково-слоистой структуры литосферы. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1983. С. 118–127.
6. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки по данным магнитотеллурического зондирования // Физика Земли. 1982. №1. С. 76–85.

О характере взаимоотношения гетерогенных структурных элементов Центральной котловины Индийского океана

На северо-востоке Индийского океана расположена обширная область неоген-четвертичных внутриплитных деформаций сжатия, захватывающая северные части Центральной котловины, Восточно-Индийского хребта и Кокосовой котловины. Проведенный детальный структурный анализ данных непрерывного сейсмического профилирования (по трем полигонам комплексных геолого-геофизических исследований), полученных Институтом океанологии им. П.П.Ширшова РАН в 31-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» (1984 г.) и в 22-м рейсе НИС «Профессор Штокман» (1989 г.), выявил существенные различия в структуре деформированного комплекса в пределах изученных участков Центральной котловины и характере взаимоотношения древнего (позднемелового) спрединггового и молодого (неоген-четвертичного) компрессионных структурных планов.

До сих пор часто утверждалось, что молодые субширотные структуры сжатия всех порядков, развитых в Центральной котловине, резко обрываются древними субмеридиональными трансформными разломами и нигде не продолжают непрерывно через них [1–3]. Наш анализ выявил, что во многих случаях молодые позднемиоценовые дислокации накладываются на зоны позднемеловых трансформных разломов и смещают их. При этом отчетливо вырисовывается картина постепенного изменения в пространстве характера взаимоотношения между разновозрастными и гетерогенными структурами Центральной котловины.

В районе самого южного полигона М-31-V (3–5,5° ю.ш.; 78–81,5° в.д.) структура зоны деформации характеризуется четко выраженными субмеридиональными гетерогенными «полосами» [1, 2], разделенными позднемеловыми трансформными разломами (древние структуры контролируют области развития молодых). Севернее, в юго-западной части полигона Ш-22-I (1,5–2,5° ю.ш.; 81–82° в.д.), структуры сжатия наложены на трансформный разлом 81° 25'. И, наконец, на полигоне Ш-22-II (1,5° ю.ш.–1,5° с.ш.; 81–84° в.д.) наблюдается уже практически повсеместное наложение неоген-четвертичных складчато-разрывных структур всех рангов на зоны древних трансформных разломов 82° в.д. и Индира.

Таким образом, в направлении с юга на север наблюдается постепенное исчезновение отчетливого контроля распространения молодых неоген-четвертичных структур древними неоднородностями океанической коры. В том же направлении значительно изменяется и общий структурный стиль области деформаций. Все большую роль играют диагональ-

¹ Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, Москва, Россия.

² Институт океанологии (ИО) РАН, Москва, Россия.

ные (в том числе диффузные) сдвиги, выделяются мелкие блоки с различным структурным рисунком, меняется морфология крупных антиклинальных складок (с вертикальной амплитудой до 1–1,5 км) и структур сжатия меньшего порядка.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта 6-го конкурса-экспертизы молодых ученых РАН 1999 г. (проект № 302).

Литература

1. Казьмин В.Г., Левченко О.В. Современные деформации Индоокеанской литосферы // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 159–175.
2. Левченко О.В. Центральная котловина (геофизические поля, структура земной коры и внутриплитные деформации) // Литосфера Индийского океана (по геофизическим данным). Киев: Наук. думка, 1990. С. 56–69.
3. Bull J.V. Structural style of ultra-plate deformation, Central Indian Basin: Evidence for the role of fracture zones // Tectonophysics. 1990. Vol. 184. P. 213–228.

К. Е. Веселов

ГФУП ВНИИГеофизика МПР РФ, Москва, Россия.

Физическая гравидинамика и релятивистская геодинамика

1. На основе применения соотношения между массой и энергией к инерционному и гравитационному взаимодействиям разработаны основы физической гравидинамики (Ф.Г.), позволяющие более глубоко понять гравитацию, общую теорию относительности и релятивистскую геодинамику (Р.Г.):

– при инерционном взаимодействии вместе с передачей энергии от одного тела к другому телу, например, от Солнца к планетам, передается соответствующее количество массы; в результате у Солнца и планет масса изменяется с периодом в 1 год;

– при гравитационном взаимодействии тела также изменяют массу в соответствии с изменением потенциальной энергии, а также еще получают массу пропорционально этому изменению независимо от знака;

– движение планет и Солнца по орбитам сопровождается изменением массы с периодом в 1 год и непрерывном увеличением массы;

– рост и изменение массы планет подтверждаются постоянным увеличением земных суток; укорочением земного года; периодическим, с периодом обращения планеты, изменением продолжительности земных суток: с периодом в 11–12 лет изменяется солнечная активность, этому периоду соответствует период обращения вокруг Солнца Юпитера (11,86 лет); вращением перигелиев планет; однако самым важным подтверждением является совокупность эндогенных геологических структур и явлений.

2. На базе физической гравидинамики разработана релятивистская

геодинамика (Р.Г.), в которой без противоречий систематизируются многие эндогенные геологические структуры и явления; основные эндогенные структуры и явления – результат появления и развития сводов и межсводовых впадин.

3. В соотношении между массой и энергией ФГ приращение массы обратно пропорционально огромной величине квадрата скорости света, поэтому за малый промежуток времени в обыденной жизни эффекты ФГ не замечаются.

4. Однако в РГ, основанной на ФГ, эффекты накапливаются за огромные интервалы времени. Поэтому геологические структуры и явления становятся наблюдаемыми и изучаемыми.

5. На основе использования механизма ФГ можно создать непротиворечивую теоретическую релятивистскую геодинамику, которая одинаково хорошо систематизирует фиксистские и мобилистские представления в геологии: спрединг океанического дна; относительные перемещения континентов; образования глобальной системы рифтов; блоково-разломную структуру коры; ее геосинклинальное развитие, формирующее складчатые зоны и пояса; возникновение зон проницаемости для флюидов на всю мощность коры и литосферы; возникновение горизонтальных напряжений сжатия; образования вулканов; образование кимберлитовых трубок взрыва; и совсем локальных геологических явлений, таких, как выбросы пород в шахтах и буровых скважинах и многие другие явления.

6. Все перечисленные геологические явления – вполне обнаруживаемые и изучаемые и поэтому могут служить экспериментальным материалом для ФГ, теории относительности и т.п. К сожалению, этим материалом пренебрегают.

7. Эффекты ФГ обнаруживаются в астрономии при рассмотрении масс огромной величины и в биологии сверхчувствительными органами животных и растений.

8. На основе ФГ и РГ может быть построена теоретическая геология.

Литература

1. *Веселов К.Е., Карус Е.В., Савинский К.А., Долицкая Т.В.* Физико-геологические основы концепции глобального рифтогенеза. М.: Изд-во МГУ, 1993.
2. *Кэри У.* В поисках закономерностей в развитии Земли и вселенной. М.: Мир, 1991.
3. *Веселов К.Е.* Концепция релятивистской геодинамики // Журн. Геофизика ЕАГО Москва, 1998. №2.

Морфотектоника юга Дальнего Востока и сопредельных территорий. Глубинные энергетические центры и зоны

Специфической чертой морфоструктурного строения юга Дальнего Востока России и Северного Китая является наличие четырех субпараллельных цепей горных поднятий (Большехинганская, Корейско-Охотская, Сихотэ-Алинская и Сахалинская), разделенных межгорными впадинами и опирающихся в своем развитии на мощные системы глубинных долгоживущих разломов. Именно этим объясняется линейность, протяженность и общая геометрия этих орогенных сооружений. Помимо крупных магмоконтролирующих разломов, основными энергонесущими элементами орогенов являются очаговые структуры различного ранга (сводово-блоковые, тектономагматические поднятия, интрузивные купола и др.), представляющие собой своеобразные проекции магматических центров различных уровней глубинности. В частности, по результатам исследований в каждой из внутриконтинентальных горных систем выделяется пять крупных сводов. В Сихоте-Алинском окраинно-континентальном хребте, где консолидация из-за деструктивных процессов в позднем кайнозое не завершилась, несколько больше число сводовых и тектоно-магматических поднятий (работы Н.П. Романовского, Э.Л. Рейнлиба, В. В. Середина, автора и др.).

Большинство горных хребтов Западной Пацифики, зоны перехода и прилегающего континента представляют собой магматические пояса, различающиеся лишь возрастом, составом магматических продуктов и предьсторией. Полученные данные и материалы предшествующих работ Г.И. Худякова, П.М. Сычева и других авторов свидетельствуют о том, что аномальный тепловой поток недр и сопутствующие явления метаморфизма и особенно магматизма представляют главные причины горообразования и самостоятельные факторы структурирования геологического пространства на многих этапах развития Тихоокеанского подвижного пояса. Тектонический режим создает общие условия и определяет особенности проявления магматизма на начальном этапе. В последующем, по мере роста магматических центров в верхней мантии и земной коре, системы инъективных дислокаций приобретают все большее влияние на тектоническое развитие конкретных районов. Поиск общих закономерностей структурирования пространства в областях проявления аномальных процессов тепломассопереноса – одна из основных задач глубинной тектоники и морфотектоники.

Анализ размещения геометрических центров сводов в пределах Большехинганского, Корейско-Охотского и других континентальных орогенов показывает наличие между ними выдержанного интервала, который представляет собой элемент трансляционной симметрии систем.

Сходные закономерности линейно-узлового строения отмечаются для вулканических поясов Камчатки, островодужных и океанических хребтов, что позволяет рассматривать очаговые структуры и зоны магмоконтролирующих разломов как универсальные элементы инфраструктуры различных (по возрасту, рангу и тектонической позиции) горных сооружений Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса. Структурная гомология многих орогенных конструкций предполагает гомологию динамическую, т. е. формирование и развитие по одному или близкому сценарию. Вероятнее всего, здесь реализуется интрузивный и протрузивный механизмы эволюции магмоконтролирующих разломов, в ходе которой осуществляется совместный рост инъективных и глубинных дизъюнктивных дислокаций, происходит преобразование и объединение отдельных магматических очагов и узлов в зоны и, далее, в магматические пояса. При этом, несмотря на все многообразие вариаций состава магм, геодинамических ситуаций и свойств геологической среды возникают принципиально сходные конструкции, т.е. наблюдаются некоторые общие закономерности структурирования геологического пространства.

В строении Большехинганской и Корейско-Охотской горных систем принимает участие широкий спектр гранитоидов, образовавшихся в различные хронологические периоды: ранний протеразой, рифей, поздний палеозой, ранний мезозой, ранний мел. В пределах Сихотэ-Алинского сооружения гранитоиды формировались в раннем протеразое, позднем палеозое, раннем, позднем мелу, раннем палеогене, на Сахалине – в позднем мелу и палеогене. В целом, для континентальных сводов характерно присутствие блоков метаморфитов складчатого фундамента, высокие концентрации гранитоидов разного возраста, увеличенные мощности земной коры, что позволяет рассматривать их как длительно, хотя и дискретно, развивающиеся ядра гранитизации и аккумуляции корового материала. Многочисленные геофизические данные свидетельствуют о том, что центральным осям горных сооружений региона соответствуют, как правило, крупные отрицательные гравитационные аномалии, интерпретируемые либо как зоны разуплотнения нижних частей земной коры и верхней мантии [1, 2, и др.], либо как зоны коллизии и повышенных мощностей вулканогенно-осадочного слоя [3]. Для орогенов территории характерны относительно повышенные мощности земной коры от 42 км и более на западе до 28 км на востоке. В зависимости от степени зрелости и консолидированности земной коры диаметры сводовых блоковых структур варьируют от 800 км в пределах Большого Хингана до 150 км и менее в северной части Сихотэ-Алиня и на Сахалине, что отражает общую эволюционную направленность орогенных процессов с запада на восток. Ядра некоторых внутриконтинентальных сводов ассоциируются с жесткими блоками ранней консолидации земной коры (Буринский, Ханкайский массивы и др.), которые наращивались в ходе более поздних процессов горообразования и тектономагматической активизации. Мощные литосфера и земная кора требуют больших затрат

энергии потоков теплопереноса и предполагают длительность разогрева и, соответственно, большой объем палингенной гранитизации. В зависимости от этого меняются количество и размеры сателлитных тектоно-магматических поднятий и интрузивно-купольных образований, которые создают сложную полиячеистую инфраструктуру очаговых систем. Расшировка их внутреннего строения позволяет получать информацию о длительности и интенсивности эндогенного потока теплопереноса недр, наличии нескольких уровней генерации магм, локализации промежуточных очагов и др. [4].

Субпараллельно горным сооружениям региона располагаются системы грабенов и депрессий, которые замыкаются на востоке цепочкой котловин окраинных морей. Выделяемый Восточно-Азиатский грабеновый пояс [5] представляет собой часть общего ансамбля структур растяжения и деструкции восточных окраин Азии, имеющих свою длительную историю. Сопряженность развития деструктивных рифтогенных структур внутри-, межгорных, окраинно-материковых впадин (с доминирующими режимами растяжения, погружения, базальтоидным профилем магматизма) и горных сооружений, отвечающих поясам гранитизации и метаморфизма, оценивается как главная черта тектонического развития востока Азии. Как свидетельствуют многочисленные геологические материалы (работы А.М. Смирнова, С.А. Салуна, Г.М. Власова, И.Н. Томсона, В.В. Середина, В.Г. Сахно, В.П. Уткина и мн. др.), формированию фанеразойских орогенных систем региона предшествовали стадии растяжения, раскола и деструкции континентальной коры Китайской платформы и окраин континента. Эти процессы предопределили проникновение в нижние части земной коры вдоль глубинных разломов мантийного материала и образование линейных систем мантийных диапиров и плюмов.

Последующие инверсии тектонического режима и складчато-коллизийные процессы обуславливали резкое увеличение вулканогенно-осадочного слоя и закрытие каналов для поступления глубинного материала и энергии на поверхность. В этом случае большая часть энергии недр расходовалась на разогрев коры, метаморфизм вулканогенно-осадочных комплексов и палингенную гранитизацию. Происхождение так называемых коллизийных гранитов региона [6] связано не с энергией, выделяемой при коллизии (слишком велика диссипация), а с начальными этапами разогрева недр под действием мантийных диапиров предшествующих рифтогенных этапов развития мобильных зон территории.

Таким образом, наличие рифтогенного этапа утонения коры и формирования линейных систем мантийных диапиров и плюмов является необходимой предпосылкой последующего формирования поясов гранитизации (и метаморфизма пород вулканогенно-осадочного слоя) и, соответственно, возникновения орогенных систем. Масштабы орогенеза – суть производные исходной мощности земной коры, интенсивности предшествующих рифтогенных процессов глубинного магматизма, ве-

личин объемов накопленных вулканогенно-осадочных комплексов, интенсивности коллизии и дислоцированности слоев. Наличие в пределах древних сводов региона грабенов с морскими отложениями силурийского, девонского, каменноугольного и юрского возрастов, а среди поздне-меловых поднятий Сихотэ-Алиня – кайнозойских депрессий, выполненных рыхлым материалом и базальтоидами, говорит о постоянном противостоянии и периодической смене во времени тенденций конструктивного и деструктивного развития территории. При этом отмечается общая инерционность развития структурных элементов и морфоструктурного плана в целом.

Инициаторами новых деструктивных процессов, как правило, выступают межгорные впадины и депрессии, которые часто являются реликтовыми образованиями предшествующих этапов деструктивного тектогенеза и представляют собой зоны и области с относительно утоненной корой. Орогенные структуры аккумуляции корового материала, наоборот, более устойчивы во времени и консервативны. Чередование разнонаправленных процессов тектогенеза и общая цикличность тектонических процессов региона подчеркиваются поляризацией состава магматических продуктов в фанеразое, когда направленность эволюции магматизма каждого последующего этапа противоположна предыдущему (работы Г.Е. Усанова, В. И. Сухова и др.). Сопоставимость величин продолжительности деструктивного (юрский – 60 млн лет, кайнозойский – 50млн лет) и конструктивного (поздний палеозой – ранний мезозой – 60 млн лет., поздний мезозой – ранний кайнозой – 60 млн лет) этапов развития территории, а также объемов пород кислого и основного эффузивного магматизма проявляется на фоне резкого преобладания при орогенезе формирований интрузивных формаций гранитоидного ряда (диорит-гранодиоритовая, лейкогранитовая и др.).

Вызывает интерес тот факт, что расстояние между осевыми линиями Большехинганской и Корейско-Охотской орогенными системами равно примерно 750 км, между Корейско-Охотской и Сихотэ-Алинской – 500 км, Сихотэ-Алинской и Сахалинской – 250 км с общим соотношением 3:2:1. Сходные данные о размерности шага 250 км между системами циркумтихоокеанских долгоживущих разломов получены автором [7] для всей восточной окраины Азии. На космических снимках дешифрируются Большехинганская, Корейско-Охотская, Сихотэ-Алинская и Сахалинская серии региональных линеаментов субмеридионального простирания, представляющих собой элементы циркумтихоокеанской сети разломов. Коррелируемость с шагом этих разломов экстремумов синусоидальной гипсометрической кривой региона и сопряженность с ними зон длительного и устойчивого разогрева низов земной коры и верхней мантии подтверждают существование широкой зоны взаимодействия (тысячи километров) и взаимного влияния между Евразийским континентом и Тихоокеанской плитой. В тоже время, если на западе Северной и Южной Америк последовательно-параллельное размещение основных

элементов морфоструктурного плана (хребты и межгорные пояса грабенных и депрессий) проявлено почти повсеместно (отражая общую волновую природу дислокаций зоны сочленения Тихого океана и прилегающих континентов), то на востоке Евразии только в трех районах: в Приамурье, Корякско-Камчатском регионе и юго-восточном Китае, включая остров Тайвань.

Промежутки между тремя этими районами занимают котловины окраинно-материковых морей, которые лишь отчасти дискордантны к основным элементам докайнозойского структурного плана. Наличие трансляционной симметрии в расположении морских впадин востока Азии по аналогии с другими тектономагматическими линейно-узловыми системами подтверждает известные представления (работы В.Н.Пучкова, И.И.Берсенева, Б.И.Васильева и мн. др.) о существовании здесь циркумтихоокеанской полосы мантийных диапиров, плюмов и общей глубинной преопределенности кайнозойских процессов деструктивного текто- и морфогенеза.

Положение о том, что энергонесущие очаговые системы и зоны разломов выступают универсальными формами структурирования геологического пространства при реализации процессов тепломассопереноса, послужило основой создания схемы принципиальных соотношений категорий морфоструктурного и металлогенического видов районирования [4]. По аналогии с Сихотэ-Алинским каждому из выделенных рядов сводов и тектоно-магматических поднятий (Большехинганский, Корейско-Охотский, Сахалинский) соответствует одноименный рудный пояс, а отдельным очаговым морфоструктурам (важнейшим элементам орогенных систем), в зависимости от их размеров, – металлогенические области или районы. Например, Баджало-Буреинскому сводово-блоковому поднятию радиусом 300 км отвечает одноименная область, Мевачанскому, Лазовскому, Кавалеровскому и другим тектономагматическим поднятиям – рудные районы. В пределах сводов и тектономагматических поднятий выделяются ряды более мелких магматических центров разного возраста, которые соотносятся с рудными зонами и т. д.

Литература

1. Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л. О мантийной природе зон разуплотнения притихоокеанских орогенных сооружений // Тихоокеан. геология. 1984. № 2. С. 87–90.
2. Романовский Н.П. Тихоокеанский сегмент Земли: глубинное строение, гранитоидные рудномагматические системы. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1999. 167 с.
3. Петрищевский А.М. Статистические гравитационные модели литосферы Дальнего Востока. Владивосток: ДВГУ, 1988. 168 с.
4. Гаурилов А.А. Проблемы морфоструктурно-металлогенического анализа. Ч. I, II. Владивосток: Дальнаука, 1993. 322 с.
5. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.
6. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
7. Гаурилов А.А. О циркумтихоокеанской системе разломов востока Азии // Морфоструктуры центрального типа Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1988. С. 3–19.

Численное моделирование процесса аккреции и структура коры в рифтовых зонах быстро и медленно раздвигающихся срединно-океанических хребтов

Все разнообразие спрединговых хребтов, которые формируют глобальную систему, протягивающуюся на расстояние около 70 тыс. км, объединяется в два генетически различных типа: спрединговые хребты, сформировавшиеся в результате раскола континентов, и спрединговые хребты, зародившиеся в пределах старой океанической литосферы. Основное геодинамическое следствие такого генетического различия заключается в том, что в результате раскола континентов формируются медленноспрединговые хребты, а все спрединговые хребты, заложенные на океанической литосфере, имеют, как правило, быстрые скорости движения. По всей видимости, верно и обратное заключение. Изначально различные генетические предпосылки формирования и развития двух типов спрединговых хребтов обусловили принципиальные различия в процессах апвеллинга и механизмах аккреции океанической коры и, как следствие, различия в морфологии дна, структурной сегментации, глубинном строении коры, геофизических аномалиях и т.д.

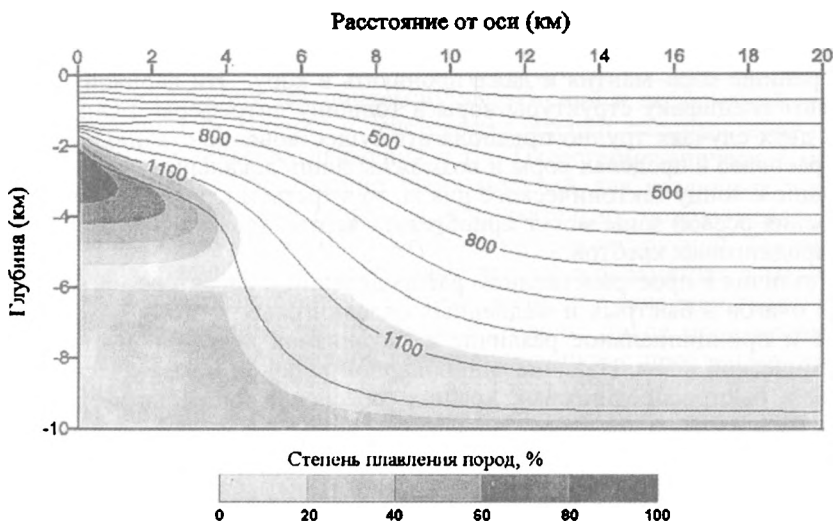
Особенности строения океанической коры в существенной степени определяются термомеханическими процессами в узкой осевой зоне срединно-океанического хребта (СОХ), где происходит ее формирование. Поэтому исследование глубинной структуры этой зоны и закономерностей, происходящих в ней процессов при различных параметрах спрединга, представляет значительный интерес для понимания природы слоев, слагающих океаническую литосферу. При этом важна временная динамика формирования термического режима осевой зоны, включающая и образование магматических очагов, их пространственное положение и структуру.

Авторами были разработаны нестационарные численные модели формирования корового очага магмы [1], основанные на принципе дискретно-непрерывного спрединга, предполагающем формирование корового слоя в результате повторяющихся дайковых интрузий на оси спрединга.

Существование коровых очагов магмы в осевых зонах СОХ в значительной степени определяется эффектом выделения скрытой теплоты плавления при затвердевании расплава и ее поглощения при плавлении базальта. Поэтому значения температур солидуса (T_S) и ликвидуса (T_L) базальта коры являются важнейшими параметрами при моделировании их формирования. В модели осевого очага, представленной в упомянутой выше работе, эти значения почти не менялись по глубине, составляя

примерно 1050 и 1250°C. С целью более полного выявления закономерностей формирования структуры очага эта модель была нами модернизирована в следующем: 1) рассматривалась двухслойная модель литосферы включающая кору и мантию; 2) введен учет изменения температур T_S и T_L базальтов коры, связанного с изменением их вещественного состава. Учитывались изменения температур солидуса и ликвидуса базальтов от содержания в них MgO и зависимости содержания MgO в породах коры от глубины [2]. Была проведена серия численных экспериментов для различных скоростей спрединга, мощностей коры и исходного прогрева.

Для быстро раздвигающихся хребтов (например, ВТП) эксперименты показали существование стационарных магматических очагов на двух уровнях: верхнемантийном с кровлей на границе Мохоровичича и коровом на глубинах <2 км. Причем учет влияния вариаций состава пород коры и мантии на значения T_S и T_L позволил выделить боковые и нижние границы корового очага магмы, а также определить зону промежуточной степени плавления базальта в очаге («mush zone») (рисунок). Полученная структура очага согласуется с имеющимися сейсмическими данными по строению осевой зоны быстроспрединговых хребтов, за исключением формы кровли корового очага, которая, по данным сейсмических методов, имеет более плоский характер. Последнее может быть связано с неучетом в модели теплового эффекта миграции расплава и особенностей гидротермальной конвекции в окрестности очага. Существование второй осевой зоны повышенной концентрации расплава на



Глубинное распределение температур (в °C) и степени плавления пород в осевой зоне быстроспредингового хребта по результатам моделирования

границе кора–мантия, следующее из нашей модели, также не противоречит имеющимся сейсмическим данным и геологическим наблюдениям в офиолитах.

Оценки степени плавления базальтов в осевой зоне, полученные в результате модельных расчетов, неплохо согласуются с оценками, полученными на основании данных сейсмической томографии в районе $9^{\circ}30'$ с.ш. ВТП [3]. В обоих случаях максимальная степень плавления вещества (40–80%) наблюдается вблизи кровли коровой магматической камеры (линза расплава) и уменьшается с глубиной в области нижней коры до 2–10%. Степень плавления в верхнемантийной камере составляет 10–20% и область концентрации расплава распространяется здесь на значительную площадь (10–20 км) вкост простирания оси спрединга.

Геофизические данные, в частности изометричные мантийные аномалии Буге отчетливо выраженные на центральных участках рифтовых сегментов медленнораздвигающихся хребтов (САХ), свидетельствуют о существовании областей сфокусированного мантийного апвеллинга, с которым связывают интенсивные магматические процессы, приводящие к формированию локальных короткоживущих коровых магматических очагов, и наличие более толстой коры в центре сегмента [4]. Существование таких очагов в коре на глубине 3,5 км под осью спрединга которым связывают интенсивные магматические процессы приводящие к формированию [5].

Расчеты показали, что при низких скоростях спрединга и частоте тектономагматического цикла порядка десятков тысяч лет формируется область сфокусированного мантийного апвеллинга с повышенной концентрацией расплава, которая, в зависимости от исходного прогрева мантийных пород, может либо оставаться в мантии, либо подниматься до границы кора–мантия и даже проникать в кору. Эти вариации определяют специфику структуры коры и толщину литосферы. Если в первых двух случаях трудно предполагать существование стабильных очагов расплава в пределах коры и возможны лишь локальные очаги, остывающие к концу тектонического цикла, то в третьем случае особенности строения осевой зоны могут приобретать черты, характерные для быстросрединговых хребтов.

Различия в пространственном распределении и характере магматических очагов в быстрых и медленных спрединговых хребтах обуславливают и принципиальное различие в механизмах аккреции и строения океанической коры. Наличие стационарной коровой магматической камеры в быстросрединговых хребтах, обеспечивающей дифференциацию базальтового расплава, определяет четко выдержанное слоистое строение коры. При низких скоростях спрединга, за исключением случаев аномально прогретой мантии (что может быть связано, например, с мантийными плюмами и миграцией астеносферных потоков вдоль рифтовой оси), строение коры имеет более сложный нерегулярный характер. Распределение теплового режима верхних слоев мантии на периферии

осевой зоны медленноспрединговых хребтов позволяет полагать, что в структуре нижних слоев коры существенную роль может играть процесс серпентинизации мантийных перидотитов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 00-05-64399).

Литература

1. *Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П.* Модель образования и развития магматической камеры рифтовых зон срединно-океанических хребтов // ДАН. 1993. Т. 332, №46. С. 497–500.
2. *Sinton J.M., Detrick R.S.* Mid-Oceanic Ridge magma chambers // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. P. 197–216.
3. *Dunn, Toomey, Solomon S.C.* Three-dimensional seismic structure and physical properties of the crust and shallow mantle beneath the East Pacific Rise at 9°30'N // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105, № B10. P. 23537–23555.
4. *Tolstoy M.A., Harding A.J., Orcutt J.A.* Crustal thickness on the Mid-Atlantic Ridge: Bull's eye gravity anomalies and focused accretion // Science. 1993. № 262. P. 726–729.
5. *Magde L.S., Barclay A.H., Toomey D.R., Detrick R.S., Collins J.A.* Crustal magma plumbing within a segment of the Mid-Atlantic Ridge, 35 N // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 175. P. 55–67.

И.А. Гарагаш¹, Е.А. Козлов², В.В. Макаров², И.А. Мушин³, J. Watkins⁴, A. Lowrie⁵

Палеогеомеханическое моделирование в областях соляной тектоники на примере Мексиканского залива

Цель геомеханического моделирования – изучить напряженно-деформированное состояние геологической среды, т.е. описать распределение действующих тектонических напряжений и деформаций, нарушений сплошности, горного и пластового давлений, распределение поля скоростей тектонических движений и т.п. Палеогеомеханическое моделирование означает построение таких моделей для различных этапов тектонической эволюции разреза и, следовательно, подразумевает использование результатов палеотектонических реконструкций. Таким образом можно получать количественные данные о параметрах изменения напряженно-деформированного состояния среды с течением геологического времени. Помимо чисто научной стороны, такое моделирование имеет и очевидный прикладной аспект, связанный с проблемами поисков и разведки залежей углеводородов. Характеристики палеогеомеханической модели в значительной мере определяют фильтрационно-емкостные свойства пород-коллекторов, оказывают влияние на форми-

¹ Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия.

² Paradigm Geophysical Ltd., Москва, Россия.

³ ГФУП ВНИИГеофизика МПР РФ, Москва, Россия.

⁴ Texas A&M University, Houston, USA.

⁵ Консультант, Picasune, USA.

рование ловушек и миграцию УВ. Иначе говоря, описание геомеханического состояния среды и его динамики представляет существенный интерес с точки зрения обнаружения, разведки и разработки месторождений нефти и газа.

Технология палеогеомеханического моделирования уже применялась в ряде районов России (Волго-Уральская провинция, Западная Сибирь), полученные результаты были с успехом использованы при построении геологической модели месторождения [1]. В данной работе приводятся результаты аналогичных исследований по северному шельфу Мексиканского залива, в области распространения солянокупольной тектоники. «Соляная» специфика района обусловила выбор специальных средств, существенно отличающихся от применявшихся ранее в карбонатно-терригенных разрезах, на всех этапах исследования. Эти этапы были таковы: 1) интерпретация данных сейсморазведки, результатом которой является геолого-геофизическая модель; 2) палеореконструкции, описывающие тектоническую эволюцию модели и, наконец, 3) геомеханическое моделирование, проводимое для ряда реконструированных разрезов.

Исходным материалом является временной сейсмический разрез по профилю СЗ-ЮВ простираения в районе Луизианы, на границе шельфа и континентального склона. Его интерпретация проводилась на основе сейсмоформационного анализа [2] и стандартных приемов сейсмостратиграфии. Результатом является модель, описывающая геометрию основных формационных комплексов и тектонических нарушений. Главным элементом разреза, безусловно, является соленосная формация (Louann Salt, J₃), массивная слева и образующая два диапира в правой части разреза, разделенных глубокой впадиной. Принято считать, что соль интенсивно мигрировала по бассейну вплоть до плиоцена, внедряясь в более молодые осадочные комплексы и вызывая в них существенные тектонические деформации [3]. Наиболее перспективными с точки зрения нефтегазоносности являются песчанистые пласты, непосредственно примыкающие к соляным диапирам со стороны впадины. Целью нашего исследования было изучить динамику напряженно-деформированного состояния именно этих частей разреза и локализовать внутри них зоны с наиболее благоприятными для формирования ловушек геомеханическими характеристиками.

Тектонические палеореконструкции разреза проводились с использованием пакета программ структурно-геологического моделирования GeoSec. Техника реконструкций основывается на работах [4, 5], описывающих специальные средства построения «balanced cross-sections» в условиях солянокупольной тектоники, т.е. в условиях нарушения основных допущений о сохранении масс, объемов и площадей. Палеореконструкции включали в себя учет эффекта разуплотнения осадков и изостатическую поправку. Было сделано три реконструкции исходной геологической модели: на 0,4, 1,4 и 2,4 млн лет назад. Последняя из трех описывает некий исходный момент для данного разреза, когда соль, про-

рвавшая вышележащие осадки, вырвалась на поверхность и залегает достаточно спокойно, заполняя впадины рельефа в этих осадках. Дальнейшая эволюция была связана с накоплением более молодых осадков, с образованием диапиров и впадины между ними, а также тектонических нарушений. Как видно, мы имеем дело с самыми последними этапами развития бассейна и не рассматриваем более древние этапы соляной тектоники. Мы остановились именно на этом сценарии развития модели, хотя возможны и другие. Согласно одному из них, например, внедрение соли происходило гораздо позже, уже после, а не до накопления вышележащих осадков.

Моделирование напряженно-деформированного состояния проводилось с помощью пакета программ FLAC, реализующего явную конечно-разностную схему решения прямой задачи геомеханики [6]. Расчеты выполнялись на основе упругопластической модели Кулона-Мора, описывающей нелинейное поведение нагруженных пластов различной литологии, проявляющих способность к пластическому течению при превышении их предела прочности. Кроме того, моделирование поведения соли потребовало введения в модель элементов вязкопластического течения. Упругие модули и другие физические характеристики пород задавались на основе имеющейся геофизической информации и справочных данных. Наиболее полно моделировались исходная модель в современном состоянии и палеореконструкция 1,4 млн лет. Результаты геомеханического моделирования включают в себя разрезы следующих параметров: вариации среднего напряжения, главное касательное напряжение, интенсивность сдвиговой деформации и скорость ее изменения, вектор скорости смещения и др.

В качестве примера рассмотрим подробнее поля вариаций среднего напряжения и интенсивности сдвиговой деформации для фрагмента исходной модели в области впадины между соляными диапирами. Вариации среднего напряжения представляют собой отклонения поля среднего напряжения от тренда, получаемого путем усреднения значений поля по горизонтали. Положительные значения этого параметра свидетельствуют об условиях относительного разуплотнения, что представляет особый интерес с точки зрения формирования ловушек УВ. Наиболее интересные зоны расположены в присклоновых частях впадины на глубинах около 3,5 и 5,5 км. Палеогеомеханическое моделирование показало, что и 1,4 млн лет назад эти же зоны характеризовались повышенным разуплотнением, причем интенсивность его была существенно больше, нежели в настоящее время. При этом важно, что все это время окружающие породы характеризовались условиями относительного сжатия. Таким образом, можно говорить о существовании условий, благоприятствующих перетоку флюидов в отмеченные зоны. При наличии непроницаемой покрышки (что весьма вероятно в слоистой толще чередующихся глин и песчаников, заполняющих мульду), можно прогнозировать существование ловушек УВ, образованных примыканием пластов к склонам

соляных диапиров. Положительные аномалии на разрезах сдвиговой деформации указывают на зоны возможного развития трещиноватости, что также может быть полезным при прогнозе залежей УВ. Интересно, что перспективная зона, отмеченная на левом склоне впадины, характеризуется одновременно и разуплотнением, и большими значениями сдвиговой деформации (а также и большими значениями касательного напряжения). В процессе проведенного анализа результатов были выявлены и другие весьма перспективные зоны, например: зона в области правого (опрокинутого) склона правого диапира, глубоко залегающая зона в подсолевых отложениях (7 км) и др. Результаты такого рода позволяют геологу поместить намеченные им в ходе сейсмической интерпретации перспективные объекты в рамки тектонической и геомеханической истории и, таким образом, отбраковать одни, повысить надежность других и, может быть, выявить новые.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проекты №№ 99-05-65537 и 00-15-98580).

Литература

1. Kozlov E.A., Garagash I.A., Mushin I.A., Makarov V.V., Lowrie A. Seismic-based geomechanical restorations in Volga-Ural region and Offshore Louisiana // EAGE 62nd Conf. and Tech. Exhibition: Expand. Abstracts, Glasgow, 2000.
2. Mushin I.A., Makarov V.V., Kozlov E.A., Lowrie A. Structural-formational interpretation tools for seismic stratigraphy // Geophys. Prospecting, 2000. Vol. 48. P. 953–981.
3. Lowrie A., Lerche I. Gulf's evolution key to potential plays // The American Oil&Gas Reporter, April 2000. P. 117–124.
4. Rowan M. A systematic technique for the sequential restoration of salt structures // Tectonophysics. 1993. Vol. 228. P. 331–348.
5. Modern developments in structural interpretation, validation and modeling / Buchanan P.G. and Nieuwland D.A. (eds.). London: The Geological Soc., 1996.
6. Cundall P.A. A microcomputer program for modeling large-strain plasticity problem // Numerical methods in Geomechanics. Rotterdam: Balkema, 1988. P. 2101–2108.

Р.Г. Гарецкий, Г.И. Каратаев, И.В. Данкевич

Институт геологических наук (ИГН) НАН Беларуси, Минск, Беларусь.

Геологическая интерпретация геоида запада Восточно-Европейского кратаона

Аномалии геоида (колебания высот геоида), будучи физически выраженными потенциалом силы тяжести, ярче, чем наблюдаемые ускорения силы тяжести, отражают глубинные плотностные неоднородности земной коры и верхней мантии. Эту особенность интересно проследить в западной части Восточно-Европейского кратаона, где имеется большое разнообразие структур доплатформенного и платформенного этапов развития. Здесь находится еще мало изученная зона сочленения трех до-

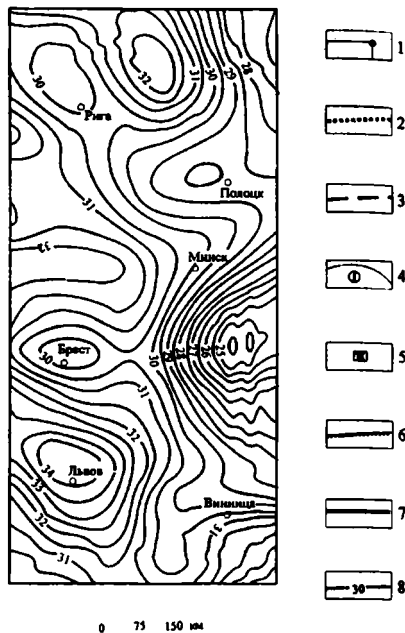
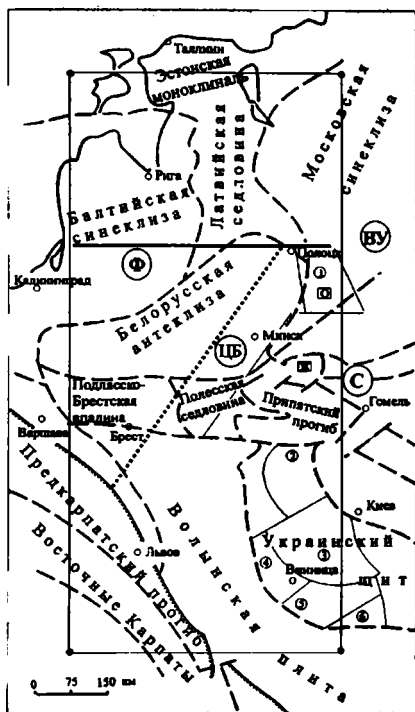
кембрийских сегментов кратона – Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии, с автономной историей развития каждого [3]. Морфология поверхности геоида является важной дополнительной информацией о границах и глубинных неоднородностях этих структур и, в первую очередь, о зоне сочленения сегментов Восточно-Европейского кратона.

Геоид, как известно, описывается изопотенциальной поверхностью силы тяжести, совпадающей с невозмущенной ветровыми течениями и приливными явлениями поверхностью Мирового океана и сообщающихся с ним морей, которая продолжается под континенты по закону постоянства потенциала силы тяжести. В настоящее время поверхность геоида изучается с помощью спутниковой альтиметрии, по астрономо-геодезическим и гравиметрическим данным. Для территории запада Восточно-Европейского кратона мы имеем возможность исследовать поверхность геоида по гравиметрическим данным с привлечением астрономо-геодезических материалов.

Согласно теории, положение поверхности геоида относительно нормального эллипсоида относимости определяется формулой Стокса по аномальному полю силы тяжести, заданному на всем земном шаре [1]. Трудности непосредственного применения этой формулы для практического построения поверхности геоида по аномалиям силы тяжести заключаются в том, что весовая функция, входящая в формулу Стокса, имеет слабое затухание. А это требует детального знания аномалий силы тяжести на всем земном шаре. В связи с этим решение задачи искалось через корреляционную технологию, когда интегральная связь высот геоида и аномалий силы тяжести описывается интегральным выражением с неизвестной весовой функцией, определяемой по эталонным (известным) значениям высот геоида; аналогично тому, как это было подробно описано при построении карты мощности литосферы Восточно-Европейского кратона [2].

В качестве эталонных данных взята детальная карта геоида относительно GRS-80 эллипсоида, построенная с высокой точностью А.Лишковичем по территории Польши по астрономо-геодезическим, спутниковым и гравиметрическим данным [4], а также астрономо-геодезические и гравиметрические данные по территории запада Восточно-Европейского кратона. Используя компьютерную технологию, разработанную в Институте геологических наук НАН Беларуси, для территории запада Восточно-Европейского кратона была построена карта поверхности геоида с ошибкой $\pm 0,25$ м (рисунок).

В поведении рельефа поверхности геоида запада Восточно-Европейского кратона наблюдаются следующие морфологические особенности. Высоты геоида изменяются от 24 до 35 м, образуя поднятия и впадины. Видна тенденция прогибания геоида в восточном направлении. Фенноскандинавский сегмент характеризуется разнообразием форм поверхности геоида: здесь и высокоградиентные склоны, поднятия и впадины в основном северо-западного и субширотного простирания. Волго-



Тектоническая схема запада Восточно-Европейского кратона и высоты геоида

1 – контур области исследования геоида; 2 – Фенноскандинавско-Сарматская сутурная зона; 3 – контуры структур платформенного чехла; 4 – контуры блоков фундамента и их названия (1 – Витебский, 2 – Коростенский, 3 – Белоцерковский, 4 – Винницкий, 5 – Гайсинский, 6 – Ананьевский); 5 – названия структур: О – Оршанская впадина; Ж – Жлобинская седловина; Ф – Фенноскандинавский, С – Сарматский, ВУ – Волго-Уральский сегменты, ЦБ – Центрально-Белорусская шовная зона; 6 – зона Тейссейера-Торнквиста; 7 – Полоцко-Курземская зона разломов; 8 – изогипсы поверхности геоида, м

Уралия и Сарматия в пределах исследуемой территории характеризуется крупными впадинами геоида. Четко прослеживается Полоцко-Курземская субширотная зона глубинных разломов, выраженная узкой линейно вытянутой впадиной геоида, в которую с севера упираются две аномалии геоида северо-западного простирания. На карте геоида находят яркое отражение Белорусская антеклиз (поднятие геоида), Подласско-Брестская впадина (локальная впадина геоида широтного простирания). Львовская шовная зона выражена поднятием геоида северо-восточного направления.

В восточной половине территории зафиксирована крупная впадина геоида амплитудой до 5 м. Она охватывает Припятский прогиб, Коро-

стенский плутон, но центральная, ярко выраженная, локализованная часть впадины приурочена к Припятскому прогибу.

В поведении изолиний высот геоида хорошо прослеживаются и тектонические элементы Украинского щита. Так, Коростенский и Белоцерковский блоки характеризуются прогибанием поверхности геоида; Винницкий, Гайсинский и Ананьевский блоки – поднятием. На западе Украинского щита, в области перехода к Львовской шовной зоне, прослеживается прогибание поверхности геоида субмеридионального простираения.

На карте геоида хорошее отражение находят зоны сочленения основных сегментов Восточно-Европейского кратона: Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии. Так, контакт Фенноскандии и Волго-Уралии отмечается склоном поверхности геоида в восточном направлении с высоким градиентом – от 30 до 27 м, и проявлением под Полоцком резко выраженной локальной впадины. Сочленение Волго-Уралии и Сарматии, по видимому, следует провести по структурному выступу геоида северо-восточного простираения, разделяющему крупные впадины геоида и проходящему между Полоцком и Минском. Этот структурный нос геоида соответствует Витебскому гранулитовому массиву, который, видимо, попадает в зону сочленения Волго-Уралии и Сарматии. Сочленение Фенноскандии и Сарматии, тектонически выраженное Центрально-Белорусским поясом, четко фиксируется высокоградиентным склоном поверхности геоида в восточном направлении от 31 до 28 м.

Таким образом, рельеф поверхности геоида несет в себе информацию об особенностях тектонического строения западной части Восточно-Европейского кратона, что позволяет уточнить границы зон сочленения Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии.

Для оценки глубинности плотностных источников аномалий геоида карта геоида была сопоставлена с данными о мощностях земной коры и литосферы [2]. По степени дифференцированности рельеф геоида занимает промежуточное положение между довольно изрезанным рельефом границы Мохо и рельефом подошвы литосферы. Элементы рельефа геоида в большем числе совпадают с элементами рельефа Мохо, нежели с элементами рельефа нижней границы литосферы. В рельефе последней слабо выражены или практически не отражаются Подляско-Брестская впадина, Львовская шовная зона и Полоцко-Курземская зона глубинных разломов.

Поднятиям геоида на картах Мохо и мощности литосферы соответствуют участки с мощной корой и толстой литосферой. Локализованные поднятия поверхности Мохо в рельефе геоида либо отображаются впадинами, либо попадают в области высоких градиентов высот, на участки перехода от поднятия к впадине (на склоне). Тонкая литосфера приурочена к впадинам геоида.

В работе [2] отмечено, что карта мощности литосферы в значительной степени отражает платформенный этап развития земной коры, а

карта мощности земной коры в большей степени – докембрийский этап.

Суммируя приведенные данные, можно сделать вывод, что поверхность геоида обусловлена глубинными плотностными неоднородностями в земной коре и литосфере, связанными главным образом с платформенным этапом развития; влияние докембрийской стадии формирования земной коры существенно меньше.

Литература

1. *Грушинский Н.П.* Основы гравиметрии. М.: Наука, 1983. 352 с.
2. *Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Каратаев Г.И.* Астеносфера запада Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1996. №6. С. 58–67.
3. *Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatshev R., Orlyk M.I.* Riphean rifting and major Paleoproterozoic boundaries in the East European Craton: Geology and geophysics // Tectonophysics. 1996. Vol. 268. P. 1–21.
4. *Lyszkwicz A.* The Geoid for the Area of Poland // Artificial Satellites, Planetary Geodesy, №19. Warszawa, 1993. Vol. 28, № 2. P. 75–150.

Е.Д. Глухманчук, А.Н. Василевский

*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии (ОИГГМ) СО РАН,
Новосибирск, Россия.*

Системообразующие факторы послетриасовой эволюции складкообразования в блоково-складчатых структурах Западной Сибири

Описанию истории развития складчатой структуры осадочного чехла Западной Сибири посвящен большой объем публикаций в связи с ведущей ролью динамики формирования поднятий в образовании залежей углеводородов. Именно нефтегеологическое назначение работ определило основное направление в изучении складкообразования как классификацию поднятий по режиму их развития. В целом, в работах этого направления развитие локальных поднятий – основного объекта нефтегазопромысловых работ – описывалось как процесс прироста амплитуд поднятий, границы которых определялись современным контуром замыкающей изогипсы. Такой подход к описанию истории тектонических движений формировал широко развитое представление об унаследованном характере тектонических движений мезозойско-кайнозойского времени в Западной Сибири. При более детальном изучении поднятий унаследованность их развития становилась менее очевидной в связи с отмечаемыми несовпадениями современных структурных планов. Эта особенность формирования поднятий рассматривалась как явление дисгармонии, свойственное платформенным структурам, и в целом требовало более корректного, поэтапного анализа особенностей тектонических движений.

На современной стадии изученности углубленный анализ закономерностей в организации тектонических движений требует детального описания их не как процесса прироста амплитуд поднятий, а как процесса поэтапного эволюционирующего складкообразования. Определенная сложность такого описания обусловлена блочным характером движений и, что принципиально, необходимостью описания складок как изгиба слоев вместо традиционного описания их как поднятий и впадин, ограниченных замкнутыми изогипсами. Последний фактор наиболее наглядно проявляет себя при формировании складок в склоновых условиях, где изогипсы опорного горизонта могут быть не замкнуты, несмотря на изгибный, складкообразующий характер деформаций.

Отмеченные обстоятельства определяют целесообразность более полного и физически обоснованного описания платформенных тектонических движений как складкообразующих деформаций в блочной среде. При этом деформации следует рассматривать в укрупненные, наиболее компенсированные этапы осадконакопления и описывать параметрами, характеризующими локальную структуру изгибных деформаций.

Нами разработана методика детального анализа структуры поля деформаций по сейсмозведочным данным, комплексизирующая в себе морфокинематический анализ структур разрушения на временных разрезах и анализ корреляционных отношений векторных трансформант структурных поверхностей [1].

Морфокинематический анализ исходит из результатов известных работ в области изучения закономерностей формирования, распространения и кинематики структур разрушения. В его основу положены методически наиболее значимые закономерности – стадийность образования структур разрушения, определенность их морфогенетического типа, стабильность геометрических параметров основных и вторичных элементов, периодичность формирования, устойчивость направлений кинематических осей структур разрушения. В результате морфокинематического анализа увеличивается полнота выявления разрывных нарушений главным образом за счет дешифрирования ранних стадий разрушений, наиболее распространенных в Западной Сибири. Кроме этого, появляется возможность структурно-обоснованного трассирования разрывов посредством расчета азимута их простираения на временных разрезах.

Анализ корреляционных отношений векторных трансформант структурных поверхностей основан на статистическом анализе и сопоставлении поверхностей T^0 отражающих горизонтов, полей пространственных градиентов значений поля T^0 , полей вторых производных этого поля и полей дивергенции векторов градиентов. В результате этого анализа выявляются особенности деформирования пластов, расшифровывается стадийность и направленность эволюции процессов деформирования и рассчитываются неоднородности структуры поля деформаций, обусловленные активизацией процессов разрушения.

Комплексирование обоих видов анализа в рамках единой методики дает возможность не только описывать полное блоковое строение исследуемых площадей, но и определять особенности этапной активизации пликативных и дизъюнктивных деформаций, проводить специальное районирование в зависимости от поставленной задачи. При этом комплексный анализ результатов изучения структур разрушения и рассчитываемых деформационных параметров корректирует и восполняет описание блоково-складчатой структуры в части определения иерархических и историко-морфологических соотношений ее элементов. Применение методики анализа блоковых структур полей деформаций при интерпретации результатов сейсморазведочных работ более чем на 30 разведочных площадях и эксплуатируемых месторождениях Западной Сибири дало возможность вскрыть ряд характерных черт их блоковой структуры и геодинамических условий активизации локальных тектонических деформаций [2, 3].

Так, по результатам морфокинематического анализа структур разрушения было установлено, что в осадочном чехле подавляющее число разрывов находится в стадии раннего и позднего разрушения. В результате 80–90% разрывных нарушений находится на ранних стадиях развития, имеют свои особые признаки проявления в структуре полей деформаций и не картируются при традиционных методах интерпретации сейсморазведочных данных. С учетом этих зон картируемые блоковые структуры имеют размер 1000–1500 мв зависимости от мощности осадочного чехла. И только в некоторых узлах и отдельных фрагментах наиболее активных разрывов наблюдается полное разрушение среды с формированием магистральных швов. Преобладающие морфогенетические типы разрывов – взбросы и сдвиги, находящиеся, как правило, в дискордантных соотношениях. Активизациям тектонических движений в тектонопарах «взброс–сдвиг» происходит, как известно, в результате направленного сжатия – стрессовой нагрузки на блоковую структуру. В структуре поля деформаций в условиях характерного для Западной Сибири неполного разрушения среды в зонах разрывов и, как следствие, отсутствия вертикальных **межблоковых смещений**, действие стрессовых нагрузок приводит к вялому **внутриблоковому смятию** – в определенных сегментах разломных узлов и на краях тектонических блоков формируются сопряженные асимметричные положительные (лобовые) и отрицательные локальные складки. Эта особенность складкообразования фиксируется как при численном и физическом моделировании взбросовых и надвиговых деформаций, так и при анализе внутриплитных структур сжатия.

Наблюдаемое в Западной Сибири складкообразование на границах блоков выражается формированием положительных лобовых и сопряженных с ними отрицательных складок как на внешних, так и на внутренних углах блоковых структур со стороны действующих в данный этап стрессовых нагрузок (рисунок). Их направленность в течение по-

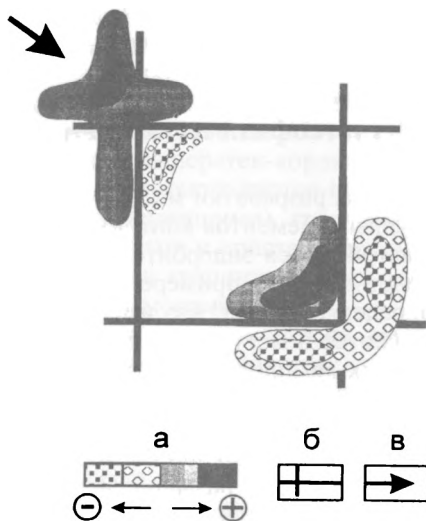


Рисунок. Модель формирования складок в блоковой структуре

а – интенсивности деформирования положительных (+) и отрицательных (-) складок; б – разломы; в – направление действия стрессовых нагрузок

слетриасового времени закономерно эволюционирует. Так, в юрское время положительные складки формировались в северо-западных и западных сегментах разломных узлов, в раннемеловое время – в северо-восточных, а в поздне меловое – в восточных сегментах разломных узлов и в целом с восточной стороны взбросов субмеридианально-

го простираения. В кайнозойское время рост положительных складок происходил в юго-восточных и южных сегментах разломных узлов.

Таким образом, послетриасовая эволюция складкообразования в Западной Сибири определяется действием двух системообразующих факторов – блоковой структуры и стрессовых нагрузок. Эволюция стрессовых нагрузок описывается вращением их по часовой стрелке с юго-восточного направления в юрское время до северо-западного в кайнозойское со средней скоростью $1^\circ/\text{млн лет}$.

Литература

1. Глухманчук Е.Д., Василевский А.Н. Методика детального анализа структуры поля деформаций по данным сейсморазведки и некоторые результаты ее применения на месторождениях Западной Сибири // Геофизические методы изучения земной коры. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ, 1998. С. 131–139.
2. Глухманчук Е.Д., Василевский А.Н. Геодинамические условия активизации локальных тектонических деформаций в Западной Сибири в послетриасовое время // Всероссийская конференция «Геологическая среда и сейсмический процесс»: Тез. докл. Иркутск, 1997. С. 16–18.
3. Глухманчук Е.Д., Василевский А.Н. Структура полей деформаций и эффективность разработки месторождений Западной Сибири // Состояние, проблемы и основные направления развития нефтяной промышленности в XXI веке, Тюмень: СибНИИИП, 2000. С. 150–153.

Тектоническая эволюция архейских эндробитовых куполов на основе синтеза геологических и геофизических данных

Привлечение геофизических данных для разработки модели тектонической эволюции древнейших структурных элементов континентальной коры, в качестве которых нами рассматриваются эндробитовые купола, оказалось весьма плодотворным, в частности, на примере Алданского щита. Интерес к этим структурам определяется тем, что именно в них сохраняются и, соответственно, выявляются и могут быть исследованы реликты наиболее древних магматических комплексов, представленных породами эндробитового или тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава, содержащими включения еще более древних метабазитов и метальтрабазитов. Такого типа структуры, диаметром до 300 км, изученные на Алданском щите, получили несколько условное название эндробитовых куполов [1, 2] и явились предметом комплексного геолого-геофизического анализа, проведенного с целью разработки объективной модели их строения и тектонической эволюции.

В геологическом строении куполов обычно четко выделяется ядро структуры и ее окаймление. Ядра куполов имеют более или менее правильные изометричные очертания, нередко с незначительной вытянутостью. Важнейшим в строении ядер является гетерогенный эндробит-базитовый комплекс пород, в состав которого входят гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (ТТГ), включающие низкокальциевые эндробиты первой генерации, а также эндробиты нормальной и повышенной щелочности (чарнокиты), относящиеся ко второй генерации гранитоидов. Вторым важным компонентом геологического строения ядер являются метабазиты и метальтрабазиты, слагающие многочисленные меланократовые включения в гранитоидах различной формы и размеров. Линзы и тела неправильной формы (скиалиты) этих пород имеют размеры от нескольких сантиметров до первых метров. Иногда они слагают широкие, до нескольких десятков и сотен метров, и протяженные – до первых километров выклинивающиеся полосы.

Метабазиты представляют собой массивные среднезернистые гиперстен-плагиоклазовые, гиперстен-диопсид-плагиоклазовые, биотит-гиперстеновые, амфибол-гиперстеновые, амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы; иногда гранат-гиперстеновые эклогитоподобные породы. Некоторые их разновидности характеризуются значительным содержанием магнетита (до 15–28%). В одном из куполов (Гонамском) отмечается особенное изобилие включений пород ультраосновного состава (лерцолитов, пироксенитов, дунитов), встречающихся как среди вышеперечисленных метаморфических пород, так и в виде довольно крупных (до 100 м) включений в эндробитах.

Окаймление куполов сложено мигматизированными метаосадочными породами с силлами metabазитов, слагающими супракрустальный комплекс. Породы супракрустального комплекса отмечаются в отдельных участках и в ядрах структур. Мощность супракрустальной толщи оценивается от 3000 до 4500 м. Она сложена гиперстен-силлиманитовыми, гранат-гиперстен-кордиеритовыми, гранат-кордиерит-силлиманитовыми, силлиманит-дистен-гранатовыми, гранат-биотитовыми (иногда сапфиринсодержащими), графит-гранат-биотитовыми, пироксен-биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, магнетитовыми и мономинеральными кварцитами, диопсид-скаполитовыми породами, кальцифирами и мраморами.

Структурные соотношения между породами эндербит-базитового комплекса ядер куполов с их сложнодислоцированным супракрустальным окаймлением всегда согласные. Падение плоскостей кристаллизационной сланцеватости (под углами 20–70%) в породах супракрустального комплекса, а также полосчатости и гнейсовидности в эндербитах в зоне контакта обычно направлено в сторону от ядра, и лишь в одном случае (Гонамский купол) наблюдается обратная картина. Породы супракрустального комплекса в центральной части куполов смяты в сжатые синформы или слагают моноклинали с крутыми (45–70°) крыльями, согласные со структурами эндербит-базитового фундамента. Все это вместе с различно ориентированной полосчатостью создает сложный линейно-петельчатый структурный узор ядер купольных структур. По мере удаления от непосредственного контакта с ядром, дислоцированность супракрустальных толщ обычно усложняется. В целом, складки в зоне окаймления купола своими осями ориентированы конформно его ядру. Осевые плоскости складок чаще наклонены от ядра купола [1, 2], хотя имеется пример купола (в частности, Гонамский купол), имеющего грибообразную форму, поскольку его крылья на уровне современного эрозионного среза наклонены внутрь ядра, а само ядро насыщено многочисленными реликтами супракрустальных толщ.

Изотопные датировки пород эндербитовых куполов Алданского шита (U–Pb и Sm–Nd методы) позволяют заключить, что эндербиты нормальной щелочности и чарнокиты формировались в раннем архее – 3,0–3,2 млрд лет во второй этап древнейшего гранитообразования и, несомненно, замещали более ранние (3,5–3,6 млрд лет) низкокалиевые эндербиты [3, 4]. Именно эти более древние низкокалиевые эндербиты вместе с включениями metabазитов протокоры (за счет частичного плавления которой они и формировались) являются главными компонентами инфракрустального комплекса, сохранившегося в ядрах эндербитовых куполов в виде тeneвых реликтов среди замещающих его эндербитов нормальной щелочности, тоналитов, гранодиоритов и чарнокитов.

В некоторых куполах (как, например, в Гонамском) на уровне современного эрозионного среза совмещены супракрустальные образования, метаморфизованные в различных термодинамических условиях, причем

разброс имеющихся оценок пиковых $P-T$ условий метаморфических преобразований составляет от 13–14 кбар и 1100°C до 3–4 кбар и 550°C.

На карте аномального магнитного поля изометричные ядра купольных структур выражаются концентрически-кольцевым зональным расположением аномалий. Сравнение магнитных полей Гонамского и Суннагинского куполов свидетельствует о более высокой интенсивности первого при схожем рисунке кольцевой зональности. Это подтверждает геологические наблюдения и вывод о том, что доля меланократовых пород в составе ядра Гонамского купола выше, чем у Суннагинского [1]. Центральная часть ядра Гонамского купола отличается относительно пониженными значениями полного вектора (ΔT_a), в то время как широкая внешняя кольцевая зона ядра характеризуется положительными значениями интенсивности магнитного поля от 2 до 10 м и более. Это вызвано тем, что во внешней зоне ядра широким развитием пользуются метабазиты и метаультрабазиты, отличающиеся более высоким содержанием магнетита и более высокой магнитной восприимчивостью (в среднем $26,46 \cdot 10^{-3}$ СИ), а также магнетитовые кварциты. Доля менее магнитных эндербитов и чарнокитов (средняя магнитная восприимчивость $0,10 \cdot 10^{-3}$ СИ) здесь относительно невелика. В центральной части ядра Гонамского купола доля гранитоидов значительно выше, чем на периферии. Некоторые участки с низкими или отрицательными значениями полного вектора магнитного поля совпадают на местности с фанерозойскими грабенами. Эти участки сливаются с полем низких значений интенсивности магнитного поля окаймления купола, сложенного в основном породами с относительно небольшой магнитной восприимчивостью (в среднем от 0,15 до $0,25 \cdot 10^{-3}$ СИ). На этом фоне выделяются отдельные поля с высокой интенсивностью магнитного поля, которые отвечают либо выступам эндербит-базитового комплекса, либо участкам его возможного неглубокого залегания.

Высокая плотность метабазитов и ультрабазитов (в среднем 3,05 и 3,39 г/см³), их сравнительно большой объем среди гранитоидов (плотность 2,61 г/см³), формирующих ядро Гонамского купола, определяют природу Сутамского гравитационного максимума (в наблюдаемом поле в редукции Буге), границы которого почти идеально совпадают с очертаниями гетерогенного ядра структуры. Вместе с тем, положение остаточных аномалий поля силы тяжести (рассчитанных при принятой плотности промежуточного слоя 2,3 г/см³ и высоте пересчета 15 км) показывает, что площади, околтуренные изоаномалой +5 мГал, находятся исключительно в пределах внешней зоны востока и юга Гонамского купола. Это позволяет заключить, что во внешней зоне главным компонентом на глубине являются высокоплотные породы основного состава, и, напротив, глубинные горизонты ядра структуры отличаются пониженной плотностью, в отличие от верхних уровней, где доля высокоплотных пород основного и ультраосновного состава оказалась достаточно большой, чтобы создать в наблюдаемом поле гравитационный максимум.

Процессы взаимодействия плюмов сейчас нередко описываются как сагдукция и подразумевают сложное сочетание механизмов формирования базитовой коры и ее переработки (рециклирования) с выплавлением расплавов гранитоидных составов (начиная с низкокалиевых эндербитов и тоналитов). Процессы рециклирования определяли зарождение и рост древнейших купольных структур коры континентального типа. Эти процессы тектонической эволюции имели, очевидно, одинаковую направленность, однако геодинамические условия и интенсивность петрогенетических процессов, также как и состав исходного мантийного материала, не были повсеместно одинаковыми. Это обусловило как сходство формирующихся комплексов пород, образующих купольные структуры древней континентальной коры, так и структурно-морфологические и геохимические различия возникавших ассоциаций пород, находящихся достаточно отчетливое отображение в геофизических полях.

Финансовая поддержка РФФИ. Проект №01-05-64268.

Литература

1. Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектоника плюмов раннего докембрия на примере эволюции Суннагинского эндербитового купола (Алданский щит) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 81–93.
2. Глуховский М.З., Моралев В.М., Пузанов В.И. Тектоническая эволюция архейских эндербитовых куполов Алданского щита // Геотектоника. 1998. №5. С.32–45.
3. Котов А.Б., Шемякин В.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Этапы формирования и изотопная структура континентальной коры Сутамского блока Алданского щита: Sm–Nd-изотопная систематика гранитоидов // ДАН. 1999. Т. 366, № 6. С. 809–812.
4. Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г., Ризванова Н.Г., Морозова И.М. О возрасте древнейших образований Сутамского блока (Алданский гранулитогнейсовый арал) // ДАН. 1998. Т. 360, № 4. С. 526–529.

Э.Д. Голубева, Г.И. Говоров

Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

Особенности строения и развития коры ложа Тихого океана в аспекте изучения магматизма океанических структур

Исследование петрологии магматизма тихоокеанского дна, проведенное в рамках программы «Мировой океан» коллективом ДВГИ под руководством И.Н. Говорова, позволило выделить в океане петрологические провинции, представляющие собой морфотектонические области, характеризующиеся специфическими ассоциациями формационно-геохимических типов базальтов, связанных общностью происхождения и времени формирования [1].

Тихий океан в целом состоит из двух неравных по площади комплексов геотектонических структур: 1) расположенной по восточной и южной окраинам океана **Неопацификой** – сравнительно узкой зоной спре-

дингового хребта океанического дна позднемиоценового–плейстоценового возраста; 2) более древней и значительно большей по площади **Палео-пацифики**, состоящей из многих провинций, которые приурочены к геоструктурам разных типов центральной и западной частей океана, сложенных различными по составу, происхождению и возрасту комплексами базальтоидов.

Неопацифика, представленная срединно-океаническими хребтами и прилегающими к ним рифтовыми зонами, несмотря на структурно-морфологическое единство на большом протяжении, характеризуется неоднородным строением коры и гетерогенным субстратом в различных его частях. Магматизм Неопацифики отличается преобладанием фенеровского тренда эволюции состава базальтов осевой зоны хребта ВТОП, варьирующих от магнезиальных к железистым типам MORB (D и N тип), которые отражают их кристаллизацию в восстановленных условиях рифтогенеза. При удалении от оси хребта усиливается щелочной тренд, здесь проявлены подщелочные толеиты и ферротолеиты калиевого типа, вплоть до субщелочных разностей Т- и Е-типов (лейкократовая тенденция эволюции).

Консолидированная кора юрско-раннемелового возраста Палео-пацифики представлена множеством геоблоков (микроплит) различных размеров, сложенных в основном менее деплетированными петрологическими аналогами базальтов MOR – примитивными базальтами плит, для которых также характерна перемежаемость железистых и магнезиальных разностей пород в скважинах бурения. При этом множество геоструктур Палео-пацифики сложено щелочными комплексами.

Основные геофизические параметры (в км) строения структур коры Тихого океана

Сейсмические модели земной коры структур Тихого океана	Осадочный слой	Переходный (второй слой)	Океанический (третий слой)	Общая мощность коры (глубина до границы М)
Обобщённая модель	0,3	1,2	4,5	11,0
Восточно-Тихоокеанское поднятие	0,3	1,2	4,2	10,0
Центрально-Тихоокеанская флексура	0,4	1,0	5,0	11,2
Западная часть Тихого океана (обобщённая модель)	0,5	2,2	5,5	13,0
Впадина Науру	0,4	1,9	5,8	13,0
Плато Онтонг-Джава, Манихики	1,1	6,5	25	35,0
Поднятия Шатского, Хесса	0,4	3,3	12	20,0

Данные таблицы – из работы [3].

Как видно из таблицы, параметры глубинности 2-го слоя (базальтов и долеритов) и 3-го слоя (габбро и кумулятивных габброидов) различаются для разных структур ложа океана. Повышенные их значения (до 20

км и более) характерны не только для сводовых поднятий островных хребтов Гавайев, Полинезии, но и для океанических поднятий структур океанического скупивания (Шатского, Хесса и др.). Максимальные значения (до 40 км) характерны для океанических поднятий Манихики и Онтонг-Джава, что позволяет, учитывая рифтогенный тип состава пород поднятий, предполагать их формирование в результате обширного мелового магматизма при объемных площадных излияниях в результате так называемого рассеянного спрединга, по Ю.М. Пушаровскому [2].

Широко развитые в западной части океана, часто находящиеся в парагенезисе со щелочными базальтами толеитовые и субщелочные базальты KLAEP имеют специфический, обогащенный калием и легкими аксессуориями состав и петрологически близки окраинно-континентальным базальтам. Исследование показало, что эти породы связаны своим происхождением либо с присутствием в верхней мантии субконтинентальных блоков коры, либо с метаперидотитовой верхней мантией, испытавшей натриевый или калиевый метасоматоз.

На классификационной диаграмме пород океана (рисунок), построенной в координатах TiO_2-K_2O (в вес. %), выделяется область распространения фигуративных точек базальтов MOR (D, N, T и E-типов); увеличение железистости пород (показано стрелками) соответствует ферротолейтам перечисленных типов, вплоть до образования ультратитанистых пород P-типа. В эту же область базальтов MOR T-типа попадают примитивные базальты плит впадины Науру. Близки спрединговым базальтам MOR области значений параметров графика толеитов зоны Муссау и плато Онтонг-Джава и Манихики. На более высоких уровнях концентрации титана и калия выделяются области значений островных базальтов Гавайев и Полинезии. Области, соответствующие составам обогащенных толеитовых и субщелочных базальтов KLAEP Маршалловых островов и Магеллановых гор, находятся на ещё более высоких уровнях концентрации калия. Существенный разброс нанесенных на диаграмму фигуративных точек состава базальтов возвышенности Шатского является показателем неоднородности пород, слагающих эту возвышенность, которая сформировалась в результате процессов тектонического скупивания. Кроме того, в зоне повышенных концентраций калия на разных уровнях титанистости находятся не только фигуративные точки средних типов базальтов KLAEP западной частей океана, но также и составы толеитов окраинно-континентальных рифтовых структур и окраинно-континентальных и окраинно-морских базальтов пород Японского моря.

Формационное разделение океанических базальтов в общем коррелирует с тектоническими условиями их формирования. Главное значение в океане имеют примитивные базальты плит, ассоциирующие с рифтогенными спрединговыми прогибами; подчиненным развитием пользуются базальты островных хребтов и архипелагов и базальты, которые формируют океанические структуры, подвергшиеся деструкции, скупиванию и погружению. Режимом рифтогенеза обусловлено проги-

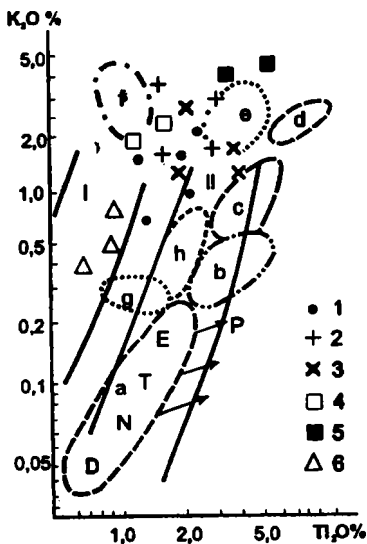


Диаграмма зависимости содержания $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ (в вес. %) в базальтах Тихого океана.

1 - возвышенность Шатского; 2 - средние типы толеитов центральной и северо-западной частей океана (см. таблицу); 3 - средние типы толеитов окраинно-континентальных рифтов, 4, 5 - Японское море: окраинно-континентальные базальты (4), окраинно-морские базальты (5); 6 - островодужные базальты, II - океанические толеиты. Области фигуративных точек состава различных типов толеитовых и субщелочных базальтов океана и областей их распространения: a - тип MOR (D-, N-, T-, E- и P-типы), b - Гавайско-Императорский хребет, c - острова Полинезии, d - Маршалловы острова, e - Магеллановы горы, f - вал Хоккайдо-Зенкевича, g - зона Муссау, h - Науру-Онтонг-Джава.

бание и спрединг океанического дна, в то время как воздымание срединных хребтов и сводовых поднятий в океане связано с проявлением щелочного уклона в породах океанического ложа. В этой связи развитие щелочной тенденции магматизма в океане сопровождалось увеличением мощности океанической коры и превращением хребтов в островные поднятия, характеризующиеся большей толщиной коры [4].

Обобщение пространственно-временного размещения геоструктур ложа океана, позволило на фоне непрерывного магматизма, формирующего океанические плиты, выявить этапы становления океанических комплексов ложа Тихого океана, сложных специфическими ассоциациями пород [5]. При этом в тектономагматической эволюции Тихого океана выделяются два генеральных периода: I - юрско-меловой-палеоценовый (200-55 млн лет), представленный первым и вторым этапами, и II - эоцен-голоценовый (55-0 млн лет), объединяющий третий и четвертый этапы эволюции магматизма.

В первый период становления Палеоокеаники происходило: а) стремительное разрастание Тихоокеанской литосферной плиты; б) повсеместный рост наложенных вулканических хребтов, гор и горных сооружений, занимающих в итоге 30-40% площади первичных абиссальных плит; в) формирование обширных магматогенных синспрединговых пластоструктур исландского типа (Онтонг-Джава, Манихики); г) формирование магматогенных структур (вышеназванные и другие типы), развитых в западной части океана. Все это свидетельствует об избыточной магмогенерации, обусловленной мощным флюидно-тепловым потоком из глубин Земли и не компенсируемой процессами спрединга и субдукции.

По этой причине в Палеоокеанике сосредоточен весь объем обогащенных базальтов KLAEP (флюидно-лейкократовая тенденция магматизма) и выполненных ими наложенных структур (поднятия Шатского, Хесса, Мид-Пацифик и др.). Доля базового спредингового магматизма (толеиты MOR) по оценкам автора составляла не менее 70% от общего объема базальтоидного магматизма Тихого океана в юрско-меловой период. Остальные магмы (около 30%) с флюидно-лейкократовой тенденцией магматизма формировали наложенные поднятия.

Второй этап отличается сбалансированными (скомпенсированными) процессами магнообразования, спрединга и субдукции, что связано, по видимому, с умеренным флюидно-тепловым излучением подокеанической мантии. Основной объем выплавляемых магм сосредоточен в спрединговых зонах срединно-океанических поднятий (восточные и южные молодые сегменты океана) и представлен разными типами толеитов MOR с фенеровским (меланократовым) эволюционным трендом. Доля спрединговых базальтов, по оценкам автора, составляет более 90% от общего объема базальтоидного магматизма Тихого океана в кайнозойское время. На остальном глобальном пространстве океана проявлены наложенные вулканогенные хребты, сформированные в результате деятельности горячих точек.

Литература

1. Петрологические провинции Тихого океана / И.Н.Говоров, Э.Д.Голубева, И.К.Пушин и др. М.: Наука, 1996. 444 с.
2. Пуцаровский Ю.М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли // Чтения имени В.И.Вернадского. Вып. 26. М.: Наука, 1986. 30 с.
3. Семёнова Г.И. Модели земной коры различных структур ложа Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 3–12.
4. Маракушев А.А., Моисеенко В.Г., Сахно В.Г., Тарарин И.А. Петрология и рудоносность Тихого океана. // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, №6. С. 1–128.
5. Голубева Э.Д. Этапы эволюции магматизма петрологических провинций Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1997. №3. С. 63–80.

С. В. Гольдин

Институт геофизики (ИГФ) СО РАН, Новосибирск, Россия.

Деструкция литосферы и физическая мезомеханика

Процесс деструкции в литосфере и, в особенности, в ее наиболее хрупкой части, является одним из ведущих тектонических процессов с весьма малыми характерными временами. Сейсмическая активность является главным свидетельством масштабов этого процесса, характер которого контролируется блочно-иерархической структурой геологической среды. Последняя – в свою очередь – обусловлена процессом дест-

рукции. В процессе деструкции ярко проявляются особенности разрушения материалов, выявляемые в экспериментах на образцах. Особенно это относится к явлениям, изучаемым в рамках концепции физической мезомеханики, выдвинутой академиком Паниным. Сюда относится локализация деформаций и полос пластичности, возникновение поворотных мод в движении округлых доменов более жесткого материала и т.д. Аналогия особенностей процесса разрушения, которые были выявлены в последние два десятилетия в рамках физической мезомеханики, и явлений, которые наблюдаются в сейсмически активных зонах, несомненна. Использование этих аналогий (в рамках концепции подобия процессов разрушения на разных масштабных уровнях) должно способствовать развитию сейсмологии и смежных проблем геодинамики. Вместе с тем, между процессами разрушения в малых образцах и процессами в многоуровневой геосреде с большими запасами предварительно накопленной энергии есть и большая разница, которую также надо учитывать.

Физическая мезомеханика интересна и с позиции анализа крупных (региональных и планетарных) геодинамических проблем. В частности, на основе физической мезомеханики находит свое подтверждение та идея, что во многих классических рифтовых зонах процесс деструкции является ведущим (и инициирующим) фактором, а тепловые аномалии – вторичным.

Главная цель доклада – привлечь внимание специалистов в области геодинамики и сейсмологии на современные концепции, развиваемые в физике прочности и разрушения.

М. А. Гончаров

*Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ),
Москва, Россия.*

Западная и северная компоненты дрейфа континентов как результат вынужденной конвекции в мантии по «правилу буравчика»

Современная картина распределения континентальных масс на поверхности Земли, как известно, обнаруживает две не сочетающиеся друг с другом закономерности: 1) большая часть этих масс расположена в Северном полушарии; 2) в то же время, в области Южного полюса располагается континент (Антарктида), а в области Северного полюса – Арктический океан.

Кинематические реконструкции дрейфа континентов после распада суперконтинента Родиния выявили, помимо тенденции к созиданию и распаду суперконтинентов (Гондваны и последней Пангеи), тенденцию к смещению континентов в западном и северном направлении.

«Западная» тенденция дрейфа континентов объясняется действием ротационных приливных сил, замедляющих вращение вышележащих геосфер относительно нижележащих; теоретическое обоснование этого процесса содержится в [9], а результаты физического моделирования опубликованы в [1].

Что касается «северной» тенденции дрейфа континентов, то она вполне объясняет указанную выше приуроченность большей части континентальных масс к Северному полушарию, но «причины всех этих смещений пока не ясны» [6, с. 440].

Если считать, что северная компонента дрейфа континентов обусловлена тектоническим течением подконтинентальной мантии, и опираться на принцип **компенсационной организации тектонического течения** [2], то можно заключить, что поверхностный северный (направленный вдоль меридианов) горизонтальный поток должен компенсироваться в тылу восходящим потоком в районе Южного полюса, а на фронте – нисходящим потоком в районе Северного полюса; эти три потока должны замыкаться глубинным южным горизонтальным противопотоком, также направленным вдоль меридианов [7]. Другими словами, в мантии Земли осуществляется осесимметричная **одноячейковая конвекция**.

Однако эта конвекция не может быть квалифицирована как *свободная*, происходящая за счет теплового источника, поскольку данные сейсмической томографии не дают оснований считать, что в зоне восходящего потока, под Южным полюсом, существует «горячая» мантия. Остается предположить, что такая конвекция является **вынужденной**.

Эту конвекцию можно увязать с упомянутой западной компонентой дрейфа континентов с помощью известного в физике «правила буравчика». Если смотреть со стороны Южного полюса, то западный дрейф континентов будет выглядеть как вращение последних вокруг земной оси против часовой стрелки, что по «правилу буравчика» должно сопровождаться восходящим потоком под Южным полюсом. Напротив, со стороны Северного полюса этот дрейф представляет собой вращение по часовой стрелке, с нисходящим потоком под Северным полюсом.

Таким образом, ротационные приливные силы не только могут быть причиной западного дрейфа континентов (см. выше), но и, по «правилу буравчика», вызывать восходящий поток вещества мантии под Южным полюсом и нисходящий – под Северным полюсом. Эти потоки компенсируются поверхностным меридиональным горизонтальным потоком от Южного полюса к Северному; такой поток и является ответственным за северную компоненту дрейфа континентов [7]. Вся эта взаимосогласованная система, ответственная за западную и северную компоненту дрейфа континентов, может быть квалифицирована как **надглобальная геодинамическая система нулевого ранга (ГС-0)**.

Эта ГС, обусловленная действием внешних по отношению к Земле ротационных сил, является крайним членом в иерархии интерферирую-

щих конвективных ГС, функционирующих в столь же иерархически соподчиненных геосферах [3]. **Глобальная ГС-1** функционирует во всей мантии и ответственна за созидание и распад суперконтинентов. **Субглобальная ГС-2** (только в верхней мантии и только под океанами) ответственна за спрединг и субдукцию. **Надрегиональная ГС-3** (в геосфере астеносфера+литосфера и только в зонах повышенного теплового потока) ответственна за формирование: 1) при повышенных числах Рэлея – мантийных диапиров под окраинными и внутренними морями в зонах субдукции и коллизии; 2) при умеренных числах Рэлея – систем линейных поднятий с «корнями» и впадин с «антикорнями», продольных в зонах коллизии и поперечных в зонах спрединга.

Интерференция ГС разного ранга порождает весь многоликий спектр разномасштабных структур Земли [4]. В частности, интерференция ГС-0 и ГС-1 является причиной столь сложной картины дрейфа континентов, в которой лишь в последнее время [6] удалось выделить три компоненты – их западный дрейф, их северный дрейф (оба дрейфа – ГС-0) и созидание и распад суперконтинентов (ГС-1). Распад последней Пангеи происходил таким образом, что в настоящее время все континенты (кроме Африки) расположились в меридиональном поясе [8, p. 599, Fig. 2]. Центральный большой круг этого пояса составляют меридианы 100° в.д. и 80° з.д.; этот большой круг является экватором так называемой GRS (Geotectonic Reference System) [8]. Полюсы GRS расположены в точках пересечения «обычного» земного экватора с меридианами 10° в.д. и 170° з.д. К этим полюсам приурочены области повышения уровня земного геоида и «горячей» мантии (Африканский и Тихоокеанский суперплюмы, по данным сейсмоотомографии). А для экватора GRS характерны пониженный уровень геоида и «холодная» мантия [8]. Расположение Антарктиды является примером интерференции ГС-0 и ГС-1: она находится в области Южного полюса и в то же время в экваториальной зоне GRS.

Предлагаемая сугубо *кинематическая* модель увязки западного и северного дрейфа континентов выдвигает три вопроса для последующего решения.

1. Какова физическая подоплека «правила буравчика» применительно к сугубо механическим перемещениям континентов? Как известно, в физике этот эффект относится к области электромагнитных явлений, имеющих совершенно иную природу.

2. Почему в зоне восходящего потока под Южным полюсом длительное время «удерживается» континент Антарктида? Согласно результатам компьютерного моделирования [5], в зонах восходящего потока должен происходить распад суперконтинентов. Правда, и Африка, хотя и смещается к северу, но по-прежнему располагается почти над одним из двух упомянутых главных «горячих» суперплюмов Земли.

3. Почему имеет место некоторая тенденция левостороннего смещения Северного полушария относительно Южного [6, с. 440]? В

частности, это выражается в том, что, согласно известным палеогеодинамическим реконструкциям К.Скотиза и др., после распада последней Пангеи Антарктида (область Южного полюса) не испытала вращения, в то время как ансамбль Евразия – Северная Америка (область Северного полюса) повернулся примерно на 45° по часовой стрелке вокруг полюса. Теоретические же расчеты величины ротационных приливных сил, замедляющих вращение вышележащих геосфер относительно нижележащих [9], показали, что амплитуда западного дрейфа континентов должна быть максимальна на экваторе и уменьшаться до нуля к обоим полюсам. Возможно ли разрешение этого противоречия посредством применения «правила буравчика», пока не ясно.

Все эти вопросы относятся не к *кинематике*, а к *динамике* процесса дрейфа континентов. Автор придерживается того мнения [2, 3], что в любом случае кинематические модели и концепции должны предшествовать динамическим, а не наоборот, когда утверждается, что «так не может быть». Сегодня мы считаем главным фактором «западной» тенденции дрейфа континентов ротационные приливные силы, завтра может открыться какой-то другой космический фактор, а кинематическая картина останется неизменной.

Исследование выполнено в соответствии с программой «Университеты России».

Литература

- Бобряков А.П., Ревуженко А.Ф., Шемякин Е.И. Приливное деформирование планет: опыт экспериментального моделирования // Геотектоника. 1991. № 6. С. 21–35.
- Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагезы // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19–29.
- Гончаров М.А. От тектоники литосферных плит – к геодинамике иерархически соподчиненных геосфер // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 10–14.
- Гончаров М.А. Спектр разномасштабных структур Земли как результат конвективной геодинамики иерархически соподчиненных геосфер // Тектоника неогена: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. С. 158–161 (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т.1).
- Трубицын В.П., Рыков В.В. Трехмерные сферические модели мантийной конвекции, дрейфа континентов, образования и распада суперконтинентов // Рос. Журн. наук о Земле. 1998. Т.1, № 2. <http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/rje98005/rje98005.htm>.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
- Bozhko N.A., Goncharov M.A. Global balanced arrangement of the geodynamic polarity of Earth's Southern and Northern hemispheres // L.P.Zonenshain Confer. on Plate Tectonics. Kiel (Germany), 1993. P. 43–44.
- Pavoni M., Müller M.V. Geotectonic bipolarity, evidence from the pattern of active oceanic ridges bordering the Pacific and African plates // J. Geodyn.. 2000. Vol. 30, No. 5. P. 593–601.
- Smith A.D., Lewis Ch. Differential rotation of lithosphere and mantle and the driving forces of plate tectonics // J. Geodyn. 1999. Vol. 28, No. 2/3. P. 97–116.

Тектоника Сахалина

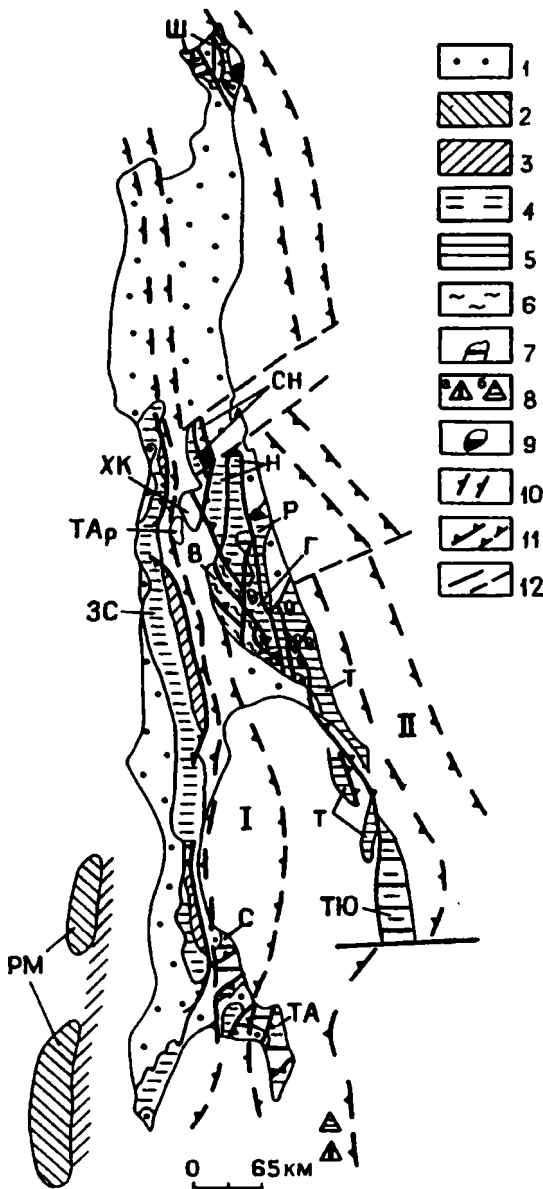
Посредством анализа полученных автором и опубликованных геологических и геофизических данных в строении о-ва Сахалин и прилегающих акваторий выделено два структурных этажа [1]. Нижний этаж включает интенсивно дислоцированные, палеозойские, мезозойские и датские океанические, окраинноморские и островодужные образования, слагающие фрагменты структурных элементов раннемеловой и позднемеловой-палеогеновой активных тихоокеанских окраин. Верхний этаж объединяет слабо дислоцированные окраинноморские и континентальные палеоценовые-четвертичные рифтовые и пострифтовые угленосные и нефтегазоносные отложения, а также вулканогенные и интрузивные образования сопряженных с рифтами вулканоплутонических поясов и локальных вулканических полей.

Нижний структурный этаж сформировался в ларамийскую фазу сжатия. В пределах рассматриваемой территории образования нижнего этажа субмеридионально ориентированными субдукционными сутурами [2] – Центрально-Сахалинской и Охотоморской – расчленены на отдельные киммерийские складчатые, складчато-блоковые и покровно-надвиговые системы (рис. 1).

Западно-Сахалинская складчато-надвиговая система (террейн, аллохтонная пластина) включает ребун-монеронские комплексы (террейн) раннемеловой Самаргинской островной вулканической дуги (переслаивание лаво-пирокластических, вулканогенно-осадочных и вулканомиктовых пород основного и среднего состава) и альб-сеноманские туфогенно-осадочные образования, накопившиеся в обстановке преддугового прогиба и слагающие основание надвиговых пластин Тымь-Поронайского взбросо-надвига. Верхняя часть системы сложена турондатыскими туфогенно-терригенными отложениями, сформировавшимися в окраинноморской и континентальной обстановках.

Восточно-Сахалинская складчато-блоковая и покровно-надвиговая система располагается между Центрально-Сахалинской и Охотоморской субдукционными сутурами. В ее строении участвуют следующие террейны: Шмидтовский, Северо-Набильский, Набильский, Гомонский, Вальзинский, Рымникский, Терпеньевский, Тюлений, Тонино-Анивский (рис. 1). Вальзинский террейн имеет чешучато-надвиговое строение и представляет собой фрагмент покрова океанических и окраинноморских динамометаморфизованных пород небольшой мощности (не выраженного положительными аномалиями в гравитационном и магнитном полях), перекрывающий Поронайский микроконтинент [3]. Набильский, Гомонский, Тюлений и Тонино-Анивский террейны сложены триасово-

Рис. 1. Тектоническая схема о-ва Сахалин.



1 – кайнозойские отложения; 2–5 – структурно-вещественные комплексы: 2 – раннемеловой Самаргинской островной дуги; 3 – Западно-Сахалинского преддугового прогиба; 4 – поздне-мелового-палеогенового Сахалинского окраинного моря; 5 – поздне-меловых-палеогеновых Сахалинского окраинного моря, тылового прогиба, Восточно-Сахалинской островной дуги и одноименных преддугового и междугового прогибов; 6 – юрско-раннемеловые и поздне-меловые океанические и окраинноморские динамометаморфизованные породы, слагающие фрагмент покрова; 7 – юрско-раннемеловые динамометаморфизованные или зеленокаменно-измененные океанические породы, перекрытые поздне-меловыми-палеогеновыми окраинноморскими отложениями; 8 – установленные по данным драгирования выходы: а – поздне-меловых океанических пород, б – поздне-меловых-палеогеновых островодужных пород; 9 – останцы офиолитовых аллохтонов; 10 – субдукционные сутуры: I – Центрально-Сахалинская, II – Охотоморская; 11 – достоверные и предполагаемые надвиги и взбросо-надвиги; 12 – достоверные и предполагаемые сбросы, сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги. Буквами на схеме обозначены террейны: ЗС – Западно-Сахалинский, РМ – Ребун-Монеронский, ХК – Ханов-

ско-Краснотымовский, ТАр – Таулан-Армуданский, С – Сусунайский, Ш – Шмидтовский, СН – Северо-Набильский, Н – Набильский, Г – Гомонский, В – Вальзинский, Р – Рымникский, Т – Терпеньевский, ТЮ – Тюлений, ТА – Тонино-Анивский.

раннемеловыми океаническими вулканогенно-кремнистыми образованиями, перекрытыми альб-сеноманскими кремнисто-терригенными и позднемеловыми-палеогеновыми вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенными окраинноморскими отложениями, содержащими горизонты тектоно-гравитационных микститов. Структурно-вещественные комплексы этих террейнов осложнены зонами офиолитового меланжа. Северо-Набильский террейн сложен юрско-раннемеловыми океаническими вулканогенно-кремнистыми комплексами, перекрытыми альб-сеноманскими кремнисто-терригенными и позднемеловыми кремнисто-вулканогенно-терригенными микститовыми отложениями (грейнитами, дресвяными брекчиями, олистостромами), осложненными Набильской зоной серпентинитового меланжа. В составе зоны меланжа, кроме многочисленных серпентинитовых тел, присутствуют блоки меланжированных олистостром и динамометаморфизованных пород (амфиболитов, орто- и парасланцев с радиологическим возрастом 73 млн лет). Возможно, этот террейн представляет фрагмент Охотоморской субдукционной сутуры, перемещенный в центральную часть Сахалина. Терпеньевский и Шмидтовский террейны образованы вулканогенно-карбонатно-кремнистыми и вулканомиктово-терригенными отложениями, слагающими фрагменты структурных элементов Восточно-Сахалинской островодужной системы: окраинного моря, тылового прогиба, островной вулканической дуги, междугового и предугового прогибов. В их составе отмечены зоны меланжа, горизонты тектоно-гравитационных микститов и останцы офиолитовых аллохтонов. Слагающие охарактеризованные террейны образования первоначально формировались главным образом на акватории Охотского моря и в ларамийскую фазу сжатия были обдуцированы на территорию острова Сахалин.

Центрально-Сахалинская субдукционная сутура (палеозона Беньюфа) представлена ограниченной глубинными разломами зоной меланжированных крупноблоковых микститов шириной 65–70 км. В зоне меланжа присутствуют крупные блоки (террейны) триасовых-раннемеловых вулканогенно-кремнистых, нередко интенсивно метаморфизованных пород океанской плиты (Сусунайский, Центрально-Терпеньевский, Буюклинско-Побединский, Таулан-Армуданский, Хановско-Краснотымовский) и более мелкие их фрагменты, сцементированные серпентинитовым меланжем и перетертыми обвальными оползневными отложениями. В ее строении принимают участие также субдуцированные террейны палеозойско-раннемеловой океанской плиты, установленные по гравиметрическим данным.

Поронайский микроконтинент [3] размером не менее 200–250х150–200 км, заблокировавший раннемеловую зону субдукции, установлен автором по геофизическим и геологическим данным. В районе расположения Поронайского микроконтинента наблюдается максимальная для острова мощность земной коры (35–37 км), а также "гранитного" слоя (14–16 км). Западная часть микроконтинента погребена под позд-

немеловыми, неогеновыми и четвертичными отложениями, а восточная – перекрыта отмеченным выше покровом.

Охотоморская субдукционная сутура состоит из нескольких сколовых поверхностей, имеет мощность не менее 80 км и угол наклона около 45 градусов. Выход ее на дневную поверхность совпадает с довольно мощной (40–70 км) зоной серпентинитового меланжа, содержащего практически полный набор пород офиолитовой ассоциации, обычно сопоставляемой с океанской корой. Прослеживается сутура на акватории Охотского моря вдоль восточной кромки Сахалина на расстоянии более 1200 км и отчетливо проявлена в региональной Восточно-Сахалинской геофизической аномалии (в гравитационном и, особенно, в магнитном поле интенсивностью до 2000 гамм).

Формирование отложений верхнего структурного этажа связано с заложением и развитием Северо-Япономорской, Центрально-Сахалинской и Восточно-Сахалинской рифтовых систем и сопряженных с ними Западно-Сахалинского, Тымь-Поронайского, Оленереченского, Лиманского и Западно-Шмидтовского вулканоплутонических поясов, принадлежащих Охотоморскому сектору кайнозойской активной окраины Пацифики [4]. Основная масса осадочных отложений накопилась в рифтовых и пострифтовых Западно-Сахалинском, Северо-Сахалинском и Пограничном седиментационных бассейнах. Подъем территории острова и деформации сжатия, проявившиеся в плиоценовое–четвертичное время, положили начало формированию альпийской Сахалинской складчатой области. Сформировавшиеся в это время правые сдвиги, взбросо-надвиги и сбросы вызвали дислокации кайнозойских отложений и существенно усложнили складчато-блоковую и покровно-надвиговую структуру складчатых систем нижнего структурного этажа. Формирование геологической структуры острова не завершено. В настоящее время оно выражается в проявлении сейсмоактивных тектонических деструктивно-преобразовательных, седиментационных и магматических процессов, сопровождающих развитие Охотоморского сектора кайнозойской активной окраины Пацифики.

Литература

1. Гранник В.М. Тектоника Сахалина и прилегающих акваторий // Закономерности строения и эволюции геосфер: Тез. докл. Хабаровск, 1998. С. 306-308.
2. Гранник В.М. Древние сейсмофокальные зоны Сахалина // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Том 1: Тез. докл. М.: ГЕОС, 2001. С. 173-177.
3. Гранник В.М. Субдуцированные террейны океанической плиты и фрагмент континентальной литосферы в геологической структуре Сахалина // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Том 1: Тез. докл. М.: ГЕОС, 1998. С. 147-149.
4. Гранник В.М., Сергеев К.Ф. Охотоморский сектор кайнозойской активной окраины Пацифики // Докл. АН. 2001, т. 376, № 3. С. 369-372.

Геофизические особенности структурных элементов Охотоморского сектора кайнозойской активной окраины Пацифики

Рассматриваемый сектор активной окраины Пацифики включает: северную часть Японского моря, Татарский пролив, Сахалин, Хоккайдо, Охотское море, Курильские острова, южную часть Камчатки (до области сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов), Курило-Камчатский глубоководный желоб, краевой вал Хоккайдо. От Дальневосточного сегмента Тихоокеанского тектонического пояса с мощной сформированной континентальной земной корой его отделяют глубинные разломы, прослеживаемые в азиатской шельфовой области Японского и Охотского морей. Охотоморский сектор кайнозойской активной окраины Пацифики объединяет следующие структурные элементы: Курило-Камчатскую вулканическую островную дугу, одноименный глубоководный желоб и субдукционную сейсмоактивную зону (зону Беньофа), краевой океанский вал Хоккайдо (Зенкевича), Курильскую (Южно-Охотскую) глубоководную впадину Охотского моря, задуговые рифтовые системы и рифтовые вулканоплутонические пояса толетового, известково-щелочного, субщелочного и щелочного магматизма. Главные особенности строения перечисленных структурных элементов охарактеризованы авторами в опубликованной ранее статье [1]. Характеристика геофизических особенностей основных структурных элементов обозначенной активной окраины в предлагаемой работе приводится на основании опубликованных данных [2–5 и др.].

Выход сейсмофокальной зоны на дно приостровного склона глубоководного желоба фиксируется интенсивной положительной аномалией магнитного поля. С внешним и внутренним склонами глубоководного желоба и вала Хоккайдо совпадают крупные линейные положительные и отрицательные аномалии северо-восточного простираения. Курило-Камчатская вулканическая дуга, а также континентальные склоны Курильской впадины характеризуются пониженным уровнем регионального магнитного поля. К поднятиям вулканической островной дуги и краевому океанскому валу приурочены два максимума гравитационного поля в редукции свободного воздуха. Их разделяет минимум, соответствующий глубоководному желобу. Осевая линия области минимальных значений поля смещена относительно топографической оси желоба на 20–25 км в сторону его приостровного склона. Выполненные по гравитационному полю расчеты напряжений в литосфере Курило-Камчатской области показали, что отрицательные морфоструктуры ее (Курильская котловина, Курило-Камчатский глубоководный желоб) в настоящее время

мя испытывают опускание при поперечном растяжении, а положительные морфоструктуры (Курильская вулканическая дуга) – подъем при поперечном сжатии. При этом центральные части Курильской дуги и желоба находятся в условиях продольного сжатия, а фланговые участки их – продольного растяжения. Результаты выполненных расчетов не согласуются с установленными для верхней части сейсмофокальной зоны ориентировками скалывающих напряжений в очагах землетрясений [4]. Резко дифференцировано и тепловое поле региона. Наиболее интенсивный тепловой поток зафиксирован над Курильской глубоководной котловиной и Курило-Камчатской вулканической дугой, менее значительный – над океанским склоном желоба и краевым океанским валом. Минимальные значения теплового потока соответствуют глубоководному желобу. Осевая линия области пониженных значений теплового потока также смещена относительно топографической оси желоба на 50–70 км в сторону его континентального склона. Выполненные оценки распределения температур в верхней мантии над сейсмофокальной зоной для интервала глубин 50–300 км [2] показали, что под Курильской котловиной область «возмущенных» изотерм прослеживается до глубины 150–180 км. При этом, изотерма 1200 С, располагающаяся под Сахалином на глубине 100 км, воздымается под центральной и восточной частями котловины до 30–40 км и затем резко погружается до глубины 140 км в направлении от вулканической дуги под Курило-Камчатский глубоководный желоб. Установленное распределение температур свидетельствует о том, что фракционное плавление вещества верхней мантии может происходить на глубинах 30–35 км под Курильской котловиной и 22–28 км под западным склоном вулканической островной дуги. По данным магнитно-теллурического зондирования (МТЗ) зона повышенной электропроводимости под Курильской вулканической дугой располагается на глубине 120 км. На севере дуги промежуточный проводящий слой предполагается на глубине около 30 км. Сейсмическим методом преломленных волн (КМПВ) установлено резкое возрастание на протяжении 30–40 км мощности земной коры от 6,5–7,0 км над океаном до 30 км над приостровным склоном желоба и поднятием вулканической дуги. Полоса наибольших градиентов изменения мощности земной коры так же, как и осевые области большинства геофизических аномалий, смещена к северо-западу от топографической оси желоба на 15–20 км. В области краевого вала и океанского склона желоба степень изогнутости земной коры значительно возрастает при приближении к оси желоба. Земная кора в районе поднятия вулканической дуги и приостровного склона желоба по мощности и характеру расслоенности (наличие «базальтового» – 7,0–7,2 км/с и «гранитного» – 6,0–6,3 км/с слоев) соответствует континентальному типу. В области поднятия вулканической дуги она имеет глыбово-блоковую структуру со смещениями по вертикали отдельных ее блоков. Земная кора поднятия вулканической дуги взброшена относительно земной коры Курильской глубоководной впадины, а

также океанского склона желоба и краевого вала. Островодужный клин земной коры изогнут вниз по направлению к осевой области глубоководного желоба. Островодужный и океанский участки земной коры разделены пологим (падение до 30 на СЗ) разломом, приуроченным к области наибольших градиентов изменения ее мощности (располагается в 20–30 км к западу от топографической оси желоба). В очагах землетрясений, приуроченных к различным тектоническим элементам Курильского сектора активной окраины, выявлена следующая ориентировка напряжений [5]. В очагах землетрясений, расположенных в области краевого океанского вала, ориентировка напряжений соответствует нормальным сбросам, а перед желобом – сколам взбросового типа. В очагах мелкофокусных землетрясений фронтальной части приостровного склона желоба преобладает надвиговой механизм с осью сжатия, ориентированной горизонтально или слабо наклонно под островную дугу. Под верхней частью приостровного склона желоба происходит изгиб зоны сейсмичности вниз, фиксирующий очередной после краевого вала изгиб океанской плиты. В верхней части погружающейся плиты (до глубин 70–100 км) напряжения сжатия ориентированы строго параллельно ее наклону. В интервале 350–400 км часто отмечается растяжение, также направленное вдоль плиты. Далее, в наиболее глубоких очагах вновь регистрируется сжатие. Наблюдающийся разрыв плиты в средней части связывают с фазовыми переходами пород океанской коры и верхней мантии в более тяжелые модификации (например, эклогиты). Возможно также, что после выплавления островодужной магмы образуется более тяжелый остаток. В очагах мелкофокусных землетрясений, приуроченных к тыловым склонам вулканической дуги, обращенным к глубоководной впадине окраинного моря, оси сжатия наклонены круто (около 60°) под островную дугу. Это соответствует взбросовой природе деформаций, происходящих вдоль сейсмоактивных разломов, по которым земная кора вулканической дуги оказывается приподнятой над окраинным морем [2].

По данным сейсмических исследований выяснены главные особенности строения и развития перечисленных выше рифтовых систем и связанных с ними осадочных бассейнов и прогибов. Установлено также, что рифтовые системы и сопутствующие им осадочные бассейны сформировались в несколько эпизодов рифтообразования, проявившихся периодически (в палеоцене-эоцене, позднем олигоцене, среднем и позднем миоцене) с неодинаковой интенсивностью в различных частях региона. Проявления рифтогенных процессов обусловлены неглубоко залегающей мощной возбужденной астеносферой. Повышенный тепловой поток зафиксирован в Курильской, Дерюгинской, Тинровской впадинах. Южно-Татарском и Шелиховском прогибах. Проявившиеся в плиоценовое-четвертичное время локальные сжатия привели к формированию складчатых структур Сахалина и Западной Камчатки. Одновременно в смежных депрессионных зонах продолжилось эпирифтовое прогибание.

Установленные геологические [1] и геофизические особенности

структурных элементов Охотоморского сектора кайнозойской активной окраины Пацифики характеризуют обозначенный регион как современную тектонически активную область литосферы Земли.

Литература

1. Гранник В.М., Сергеев К.Ф. Охотоморский сектор кайнозойской активной окраины Пацифики // Докл. АН, 2001. Т. 376, № 3. С. 369-372.
2. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.
3. Красный М.Л. Геофизические поля и глубинное строение Охотско-Курильского региона. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 162 с.
4. Косыгин В.Ю., Красный М.Л., Маслов Л.А. Напряжения в литосфере Курило-Камчатской переходной зоны // Тихоокеан. геология. 1986, № 1, С. 3-6.
5. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.

А. Ф. Грачев

Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия.

Underplating, или наращивание мощности литосферы, – геологическая, геофизическая и геохимическая характеристик

Явление наращивания (подслаивания) мощности коры в результате деятельности мантийных плюмов получило название *underplatin* 55g. Первые работы, в которых эффект наращивания океанической коры был предсказан на основе совместного анализа сейсмологических данных и моделирования гравитационного поля, были выполнены для Гавайских островов [1, 2]. В результате было установлено утолщение коры под о-вом Оаху, связанное с существованием предполагаемого магматического комплекса в основании коры.

Мощность коры в Юго-Западной Исландии достигает 24 км и подразделяется на три слоя: верхний слой имеет мощность от 0,7 до 2,5 км при скорости продольных волн (V_p) от 2,5 до 5,0 км/с, промежуточный слой с мощностью от 2,0 до 4,5 км/с имеет значения V_p от 5,0 до 6,6 км/с, а в нижнем слое со средней мощностью 17,5 км V_p меняется от 6,5 до 7,2 км/с [3]. На ЮВ окраине Гренландии непосредственно ниже слоя со скоростью 6,9 км/с на глубине 30 км установлен слой мощностью от 7 до 18 км со скоростью 7,5 км/с [4]. Такой разрез коры сильно отличается от того, что наблюдается в пределах Гренландского щита. Аналогичная ситуация наблюдается и в пределах Фареро-Исландского хребта [5]. *Underplating* приводит также к насыщению осадочной толщи материками силлов, как это установлено сейсмическими методами на Норвежской окраине [6] и бурением на Земле Франца-Иосифа [7].

Если Исландия является современным плюмом, то представляет интерес рассмотреть строение коры древних плюмов в пределах океаниче-

ской литосферы. К таким плюмам относится плато Кергелен-Херд, которое сформировалось в позднем мелу (110 млн лет тому назад) вследствие очень высокой вулканической активности. Структура коры под этим плато была недавно установлена по серии сейсмических профилей, полученных методом преломленных волн [8]. Оказалось, что в строении коры здесь, как и под Исландией, выделяются соответственно два слоя общей мощностью до 25 км. Слой 2 под плато Кергелен-Херд достигает мощности 7 км при вариации V_p от 4,1 до 6,62 км/с. Основной вклад в структуру коры вносит слой 3 мощностью около 17 км при значениях V_p от 6,54 до 7,42 км/с [8].

Скоростной разрез коры под плато Кергелен-Херд аналогичен разрезу под островами Исландия и Гавайи и отражает, таким образом, общую закономерность, присущую земной коре мантийных плюмов. Увеличение мощности коры и высокие значения скоростей сейсмических волн в нижней части коры являются следствием магматической активности, в результате которой происходит солидификация расплавов и, как следствие, наращивание (подслаивание) коры снизу. Однако эффект подслаивания прослеживается до значительно более глубоких горизонтов мантии, чем граница Мохо, как это было установлено для древнего мантийного плюма трапповой провинции р. Парана [9]. Здесь низкоскоростная мантийная аномалия, имеющая в поперечнике размер до 300 км, доходит до глубины, по крайней мере, в 500–600 км. Эту низкоскоростную аномалию мы можем рассматривать как результат дефицита плотности, связанный с образованием гигантской расслоенной интрузии при затвердевании расплавленного вещества мантийного плюма.

Таким образом, механизм наращивания мощности коры (underplating) приводит в конечном счете к образованию структуры, которую по аналогии с рифтовой подушкой (rift pillow) мы предлагаем называть **плюмовой подушкой (plume pillow)** [10]. То, что такие структуры сохраняются в течение длительного времени, возможно, в течение многих сотен лет, заставляет усомниться в том, что движение литосферных плит происходит по астеносфере. По мнению автора, многие особенности строения литосферы Балтийского щита (аномальные мощности коры до 50–55 км и высокие значения скоростей продольных сейсмических волн в нижней части коры) находят логичное объяснение в явлении наращивания коры, связанном с древними мантийными плюмами [11, 12]. По нашему мнению, такие крупные расслоенные интрузивные комплексы, как, например, Скергаардский, можно рассматривать как интрузивные аналоги платобазальтов (в современном эрозионном срезе они являются корнями мантийных плюмов). Именно с расслоенными комплексами связаны особенности строения коры (повышенная мощность и наличие слоя с высокими скоростями продольных сейсмических волн в низах коры), обусловленные процессом наращивания коры в геологическом прошлом, вплоть до раннего докембрия [13]. Если к объему изливишихся лав прибавить объем магматических комплексов расслоенных интрузий, то в сумме магмопродук-

тивность мантийных плюмов должна измениться от среднего значения порядка 10^{15} г/год [14] до величины не менее 10^{17} г/год. К этой величине также следует добавить и значительные объемы базальтовых даек как подводящих каналов. Так, рои даек в Гардарском комплексе Гренландии (1,2 млрд лет) имеют протяженность до 200 км и мощность до 500 м [15].

В этом плане большой интерес представляет Северный Тянь-Шань как пример раннекайнозойского мантийного плюма [16]. По данным сейсмической томографии [17], Северный Тянь-Шань к востоку от Тала-со-Ферганского разлома характеризуется низкой скоростью распространения продольных волн в мантии. Было также обнаружено, что самые сильные скоростные неоднородности находятся непосредственно под границей Мохо с понижением скорости продольных волн около 3% от среднего значения.

Кроме того, следует отметить, что различие между разогретой областью Тянь-Шаня и прилегающими районами проявляется также в структуре коры и характере перехода от мантии к коре: скорость поперечных волн в коре Центрального Тянь-Шаня на глубине 10–35 км на несколько процентов ниже, чем за его пределами, а переход от верхней мантии к коре происходит в более широком интервале глубин [18]. Эти данные получают естественное объяснение в модели наращивания коры в результате развития мантийного плюма в раннем кайнозое.

Первые данные о вещественном составе пород, слагающих высоко-скоростной слой в низах коры мантийных плюмов, были получены на основе изучения ксенолитов в лавах плато Кергелен в Индийском океане [19] и хребта Хамар-Дабан на юго-западном фланге Байкальского рифта [20]. В обоих случаях были обнаружены породы основного состава с высоким содержанием магния – Ol г.ббро, Ol и анортозитовые габбро-нориты. Такие породы типичны для расслоенных интрузий, хорошо изученных в пределах палеогеновой Брито-Арктической провинции. В случае Хамар-Дабана отмечено присутствие и ультраосновных пород (шпинелевых лерцолитов). Валовые составы изученных пород, порообразующих минералов и распределение редких и редкоземельных элементов вместе с первыми данными по изотопии стронция показывают, что для Хамар-Дабана изученные ксенолиты можно рассматривать как фрагменты расслоенного комплекса, вынесенные на поверхность в последнюю фазу магматической активности [20]. Возраст ксенолитов (28 млн лет – среднее по двум определениям) позволяет оценить и время наращивания литосферы, что хорошо согласуется с начальной стадией подхода головной части плюма под хребтом Хамар-Дабан ($22 \pm 4,5$ млн лет) [21].

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ №№ 01-05-64380 и 01-05-64381.

Литература

1. *ten Brink U.S., Brocher T.M.* Multichannel seismic evidence for a subcrustal intrusive complex under Oahu and a model for Hawaiian Volcanism // *J. Geoph. Res.* 1987. Vol. 92. P. 13687–13707.

2. *Watts A.B., ten Brink U.S.* Crustal structure, flexure and subsidence history of the Hawaiian islands // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. P. 10473–10500.
3. *Bjarnason I.Th. et al.* Tomographic images of the Mid-Atlantic plate boundary in south western Iceland // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98. P. 6607–6622.
4. *Dahl-Jensen T. et al.* Crustal structure at the SE Greenland margin from wide-angle and normal incidence seismic data // *Tectonophysics.* 1998. Vol. 288. P. 191–198.
5. *Richardson K.R. et al.* Crustal structure beneath the Faroe Islands and the Faroe-Iceland Ridge // *Tectonophysics.* 1998. Vol. 300. P. 159–180.
6. *Mjelde R. et al.* Crustal structure of the northern part of the Voring Basin, mid-Norway margin, from wide-angle seismic and gravity data // *Tectonophysics.* 1998. Vol. 293. P. 175–205.
7. *Грачев А.Ф.* Новый взгляд на природу магматизма Земли Франца-Иосифа // *Физика Земли.* 2001. № 9. С. 3–18.
8. *Charvis Ph., Recq M., Operato St., Brefort D.* Deep structure of the northern Kergulen Plateau and hotspot-related activity // *Geophys. J. Inter.* 1995. Vol. 122. P. 899–924.
9. *Van Decar J.C., James D.E., Assumpcao M.* Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces // *Nature.* 1995. Vol. 378. P. 25–31.
10. *Huppert H.E., Sparks S.J.* The Generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // *J. Petrol.* 1988. Vol. 92. P. 1–12.
11. *Korja A.* Crustal and upper mantle structure of the Wiborg batholith, SE Finland // *Structure and dynamics of the Fennoscandia lithosphere.* Helsinki, 1991. P.97–101.
12. *Gohl K., Smithson S.B.* Structure of Archean crust and passive margin of southwest Greenland from seismic wide-angle data // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98. P. 6623–6638.
13. *Грачев А.Ф.* Мантийные плюмы // *Физика Земли.* 1998. № 3. С. 3–28.
14. *Crisp J.A.* Rates of magma emplacement and volcanic output // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1987. Vol. 20. P. 177–211.
15. Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972. 316 с.
16. *Грачев А.Ф.* Раннекайнозойский магматизм Северного Тянь-Шаня и проблемы геодинамики // *Физика Земли.* 1999. № 10. С. 26–51.
17. *Винник Л.П.* Сейсмические свойства мантийных плюмов // *Вестн. ОИГГГН РАН.* 1998. № 3(5). С. 194–201.
18. *Kosarev G.L., Petersen N.V., Vinnik L.P., Roecker S.W.* Receiver functions for the Tien Shan analog broadband network: Contrasts in the evolution of structures across the Talasso-Fergana fault // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98. P. 4437–4448.
19. *Gregoire M., Matielli N., Nicollet C. et al.* Oceanic mafic granulite xenoliths from Kergulen archipelago // *Nature.* 1994. Vol. 367. P. 360–363.
20. *Грачев А.Ф.* Хамар-Дабан – горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинамики // *Физика Земли.* 1998. № 3. С. 3–28.
21. *Грачев А.Ф.* Первые доказательства наращивания литосферы под Хамар-Дабанским мантийным плюмом (по данным изучения ксенолитов в базальтах) // *Геохимия магматических пород: Тез. докл. XIX Всерос. семинара.* 2000. С. 48.

И.И. Греков, С.Г. Корсаков, М.А. Компаниец
ФГУГП “Кавказгеолсъёмка” МПР РФ, Ессентуки, Россия

Геолого-геофизическая модель Западного Кавказа и Предкавказья по профилю Туапсе–Армавир (Северный Кавказ)

Предлагаемая геолого-геофизическая модель является результатом совместного анализа материалов геологического картографирования масштаба 1:200 000, поисково-разведочного бурения, сейсмо- и электро-

разведки, региональной грави- и магниторазведки. В современной структуре Северо-Кавказского региона линия профиля пересекает западный фрагмент складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа, центриклиналь Западно-Кубанского краевого прогиба, Адыгейский выступ, Восточно-Кубанскую внутриконтинентальную впадину и южную окраину Ставропольского свода. Современный облик складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа является результатом взаимодействия Скифской и Закавказской эпигерцинских плит, механизм которого дискутируется [1, 4, 5].

В структуре консолидированной коры Западного Кавказа различаются северный и южный фрагменты Закавказской и Скифской эпигерцинских плит (соответственно) и Центральный клиновидный горст между ними, развившийся за счет Скифской плиты. Последний ограничен погружающимися к оси горста Главным Кавказским и Ахтырским глубинными разломами. В его пределах граница Мохо в интерпретации [7] не просматривается, а другие поверхности улавливаются фрагментарно, что явилось основанием для предположения о развитии здесь коромантийной смеси с глубиной залегания подошвы в 60–70 км [7] и о повышенной тектонической деформированности консолидированной коры, парагенетически связанной с взбросовыми и взбросо-содвиговыми подвижками по глубинным разломам. Поверхностным выражением Главного Кавказского разлома является Гогопсинский, а вертикальная амплитуда перемещения по нему достигает 5–6 км. Ахтырский глубинный разлом представляется в виде серии взбросов, погружающихся на юг под углом 60–70°. Он имеет суммарную вертикальную амплитуду перемещения в 3–4 км и сопровождается развитием на поверхности Хадыженской клиновидной зоны, а на глубине – внедрением интрузий основного (?) состава или поступлением флюидов, обогащенных железистыми минералами [2].

Консолидированная кора Центрального клиновидного блока, поверхность которой располагается на глубине 6 км, от смежных плит отличается «обратной» вертикальной зональностью плотностной модели верхнего слоя (от фемических с магнитными свойствами образований вверху до фемосиалических и, возможно, сиалических внизу).

Консолидированная кора Закавказской и Скифской эпигерцинских плит погружается в сторону Центрального клиновидного горста на глубину до $-12 \div -14$ км, подчеркивая тектонодинамическую связь последнего со встречными движениями плит. Консолидированная кора Закавказской плиты имеет мощность 23–26 км, в том числе верхнего слоя – 15–18 км, а нижнего – 8 км. В целом она представлена более «легкими» (на $0,01-0,03$ г/см³) образованиями, чем Скифская. Верхний слой коры характеризуется вертикальной плотностной неоднородностью, связанной появлением немагнитной фемической линзы мощностью 2–5 км среди толщ сиалического и фемосиалического состава. Консолидированная кора Скифской плиты мощностью 32 км при мощности верхнего слоя –



Складчатые зоны Западного Кавказа Западно-Кубанский прогиб

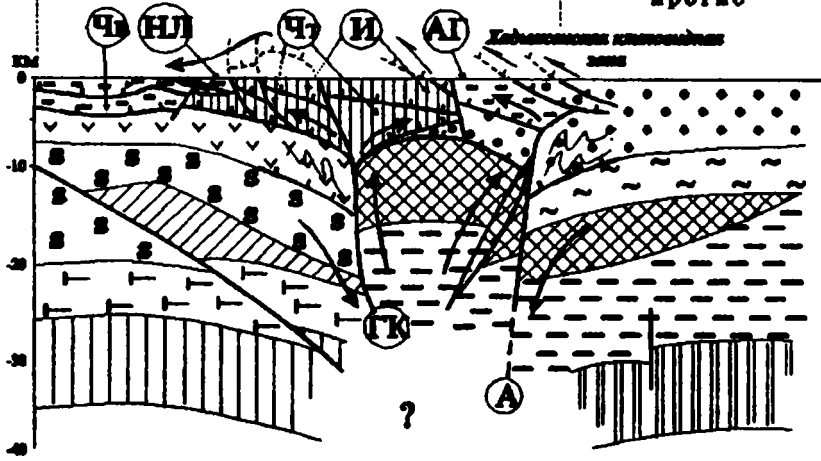


Рисунок. Геолого-геофизическая модель Западного Кавказа по Туапсинскому профилю.

1, 2 – киммерийские и альпийские покровно-складчатые зоны Западного Кавказа (J-P); тектонические покровы в отложениях: 1 – нижней-средней юры (Чт – Чатагтапинский, И – Индюковский); 2 – верхней юры и мела (Чв – Чвежипсинский, НЛ – Новороссийско-Лазаревский, АГ – Абино-Гунайский). 3–7 – Закавказская плита: 3 – осадочный слой ($2,62 \text{ г/см}^3$); 4–6 – комплексы верхней консолидированной коры: сналический (4) ($2,67 \text{ г/см}^3$), фемосналический (5) ($2,71 \text{ г/см}^3$), фемический (6) ($2,79 \text{ г/см}^3$); 7 – комплексы нижней консолидированной коры ($2,87 \text{ г/см}^3$). 8–14 – Скифская плита: 8 – осадочный слой ($2,35\text{--}2,65 \text{ г/см}^3$), 9–11 – комплексы верхней консолидированной коры сналические (9) ($2,65 \text{ г/см}^3$), фемосналические (10) ($2,71\text{--}2,72 \text{ г/см}^3$), фемические (11) ($2,77\text{--}2,80$); 12 – комплексы нижней консолидированной коры ($2,90 \text{ г/см}^3$). 13, 14 – разрывные нарушения: 13 – коровые и глубинные (ГК – Главный Кавказский; А – Ахтырский), 14 – разрывные нарушения высоких порядков: надвиги (а), прочие (б).

мических пород, по гравиметрическим и магнитным свойствам близкая фемической части Центрального клиновидного горста.

Петрологический состав верхнего слоя консолидированной коры в общих чертах может быть определен для Центрального клиновидного горста и Скифской плиты. В пределах Центрального Кавказа возможным аналогом Центрального горста являются Буульгенская и Шахеллабинская зоны горст-антиклинория Главного хребта, сложенные, соответственно, протерозойской амфиболит-гнейсовой буульгенской серией и тектонически расслоенным пакетом ниже-среднепалеозойских метаморфизованных терригенно-вулканогенных образований дамхурцевского, лаштракского и аджарского комплексов. Верхний слой коры южной окраины Скифской плиты коррелируется с догерцинским фундаментом грабен-синклинория Передового хребта, где в видимом основании располагаются амфиболиты балканского метаморфического комплекса, а выше – в различной степени гранитизированные и интенсивно тектонизированные порфиробластовые сланцы и гнейсы армовского метаморфического комплекса.

Мезозойско-кайнозойский комплекс Западного Кавказа по линии профиля имеет двухэтажное строение. Нижний этаж представлен осадочным чехлом Закавказской (до 4–5 км) и Скифской (до 7–8 км) плит, основу которого составляет комплекс осадков зрелой и остаточной островной дуги на первой из них и континентального шельфа и краевого прогиба – на второй. Степень дислоцированности чехла возрастает по мере приближения к глубинным разломам. Верхний структурный этаж представлен покровно-складчатыми системами киммерийского и альпийского возраста общей мощностью до 9 км. Киммерийская покровно-складчатая система имеет дивергентный характер. Здесь картируются тектонически совмещенные тоар-ааленские образования с продуктами толейтового (Чаталтапинский тектонический покров) и дацитриолитового (Индюкский тектонический покров) магматизма, геодинамическая природа которых отвечает Большекавказскому бассейну рифтогенного [4] или задугового типа [1, 3]. Корневая зона покровов тяготеет к Главному Кавказскому разлому. Покровно-складчатая система на альпийском срезе представлена флишевыми образованиями Большекавказского задугового бассейна. Для нее характерен моновергентный (южный) стиль складчатости и развитие серии тектонических покровов (Абино-Гунайского, Новороссийско-Лазаревского и Чвежипсинского), корневые зоны которых достоверно не распознаются. Одной из них вероятно является Ахтырский глубинный разлом. Фронт альпийской покровно-складчатой системы продвинул далеко на юг, перекрывая северный фланг Туапсинского предгорного прогиба (в акватории Черного моря). В тылу альпийской покровно-складчатой системы в зоне сопряжения горного сооружения с Западно-Кубанским краевым прогибом по линии профиля получила развитие Хадыженская клиновидная зона.

Приведенная геолого-геофизическая модель подтверждает принадлежность горно-складчатого сооружения Большого Кавказа к числу периферических систем межконтинентальных складчатых поясов [6] с дивергентной структурой осадочного чехла на киммерийском структурном срезе и с южной вергентностью – на альпийском. Формирование системы обусловлено встречным погружением Закавказской и Скифской плит под горное сооружение, сопровождающееся тангенциальным сжатием, обособлением глубинного Центрального клиновидного горста и развитием содвигового [5] парагенеза структур (утолщение верхнекорового слоя и перемещение литосферных масс вверх, выкаты покровы, клиновидные зоны и т. д.).

Континентальная кора Скифской плиты в Предкавказье имеет мощность до 35–37 км и характеризуется латеральной неоднородностью плотностных характеристик верхнего слоя. В пределах Ставропольского свода и Адыгейского выступа (до 23 км) он преимущественно сиалический, на площади Западно-Кубанского краевого прогиба (до 22 км) – расслоенный, а в пределах Восточно-Кубанской впадины (до 15 км) в его составе получила развитие покровно-складчатая система осадочно-вулканогенных толщ [1]. Намеченные сегменты континентальной коры в подавляющем большинстве случаев отделены друг от друга внутрикоровыми тектоническими нарушениями (Армавири-Невинномысским и Новотиторовским), что, по аналогии с кристаллическим основанием Центрального Кавказа, позволяет рассматривать Скифскую плиту как коллаж раннегерцинских микроплит высоких порядков.

Литература

1. Баранов Г.И., Омельченко В.Л., Пруцкий Н.И. Последовательность тектонических событий и их выражение в современной структуре Северного Кавказа // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа (Материалы VIII Юбилейной конференции по геологии и полезным ископаемым). Ессентуки. 1995. С. 63–77.
2. Борков Ф.П., Головачев Э.М., Семендуев М.М., Щербаков В.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Азовского моря (по геофизическим данным). М., 1994. С. 188.
3. Греков И.И., Пруцкий Н.И. Проблемы тектоники и металлогении Северного Кавказа // Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа (Материалы IX международной научно-практической конференции). Ессентуки, 2000. С. 208–226.
4. Ломизе М.Г., Панов Д.И. Доколлизийная геодинамика Кавказа // Научная конференция “Ломоносовские чтения-2001”; Тез. докл. 19–27 апреля 2001 г. МГУ, 2001. С. 16–18.
5. Расцветаев Л.М. Большой Кавказ: Субдукция или содвиг? // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. Материалы конференции, посвященной 90-летию Г.П. Горшкова. МГУ, 1999. С. 23–24.
6. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
7. Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У. Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе–Армавир // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: 2001. GEOS, С. 316–320 (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т. 2).

Экспериментальное исследование областей пересечения рифтовых трещин и трансформных разломов

Области пересечения океанических рифтовых зон и трансформных разломов представляют собой динамически сложные системы деформации литосферы, в которых происходит переход от растягивающих напряжений, характерных для рифтовых трещин, к сдвигам в зонах трансформных разломов.

Несмотря на то, что в пределах зон пересечения выделены различные морфотектонические провинции [1] они отличаются большим разнообразием, обусловленным вариациями в скоростях и направлениях спрединга и сдвига, величиной смещения рифтовых осей по трансформным разломам, возрастом и термическим состоянием литосферы, а также характером тектономагматической активности рифтовой зоны.

При медленных скоростях спрединга, в зонах пересечения рифтовых зон и трансформных разломов, как правило, отмечается шеллонообразная система трещин, постепенно меняющих свое простирание от ортогонального до параллельного направлению спрединга. Отличительной особенностью многих зон пересечения рифтов и трансформных разломов в хребтах с очень быстрыми скоростями спрединга, как, например, Южное Восточно-Тихоокеанское поднятие (ЮВТП), являются перекрытия осей спрединга (ПОС). Они входят в структуру краевых частей трансформных разломов. К этим областям относятся восточные пересечения с осью ЮВТП трансформных разломов Якина, Вилкис, Гаррет и др. Зоны ПОС являются распространенными морфоструктурами в пределах осевых участков быстросрединговых хребтов. Они различаются механизмом образования и развития [2]. Важной особенностью крупных ПОС является их миграция [3] вдоль дивергентной границы плит, что сопровождается продвижением одной оси и отступанием другой. Движение ПОС фиксируется наличием V-образных следов, протягивающихся в более древнюю литосферу и представляющих собой отсеченные концевые участки осей перекрытий. Следы ПОС прослеживаются в рельефе, в структуре коры и магнитном поле. В процессе своей эволюции эти перекрытия могут переходить из одного масштабного уровня в другой, исчезать, соединяться, подходить к трансформным разломам. Поэтому на первый взгляд наиболее естественным объяснением наличия подобных структур в областях пересечения рифтовых зон и трансформных разломов может быть предположение о столкновении последних с мигрирующими вдоль простирания рифтов ПОС.

В то же время, некоторые вопросы заставляют с осторожностью подходить к этому заключению: почему все известные в зонах пересечения

рифтовых зон и трансформных разломов ПОС располагаются на восточных участках трансформных разломов?; почему во всех зонах пересечения рифтов и трансформных разломов, где наблюдаются ПОС, длинная ось спрединга находится с внешней по отношению к трансформному разлому стороны, а короткая – с внутренней?

Для выявления тектонических особенностей формирования зон пересечения рифтов и трансформных разломов нами было проведено экспериментальное моделирование. При проведении экспериментов принималось: ортогональное направление спрединга; направление трансформного разлома в модели совпадает с направлением растяжения. Опыты приводились с учетом условий подобия [4] на материалах, представляющих собой коллоидные системы. Применялся материал, состоящий из минерального масла, парафина и церезина.

Эксперименты проводились в установке, состоящей из текстолитовой ванны с поршнем. Электродвигатель вместе с редуктором и червячной передачей осуществлял движение рамки с поршнем в горизонтальной плоскости с заданной скоростью. На дне и боковых стенках установки расположены электронагреватели.

Модельное вещество помещалось в установку и нагревалось с помощью нагревателей. После достижения им необходимой по условиям подобия температуры начиналось его охлаждение сверху вентилятором. Необходимая температура расплавленного модельного вещества поддерживается на дне и боковых стенках в течение всего опыта. При застывании сверху на поверхности расплава образовывалась модельная литосфера, приваренная к поршню и противоположной стенке ванны. В ней задавалась неоднородность с конфигурацией рифт – трансформный разлом – рифт в виде разреза или ослабленной зоны. Ширина ослабленной зоны была одинаковой в рифтовых и трансформных сегментах модели. После этого начиналось горизонтальное растяжение модели. При этом в различных сериях экспериментов менялись: скорость растяжения, толщина модельной литосферы в ослабленных зонах, а также смещение по трансформной границе модели.

Опыты показали, что при растяжении модельной плиты, имеющей одинаковую толщину с разрезом, имитирующим систему рифт – трансформный разлом – рифт, ее разрушение начинается на концевых участках разрезов (сегментов рифтов). Образующиеся при этом трещины продвигаются в направлении от модельного трансформного разлома. Вдоль последнего происходит чистый сдвиг.

Результаты экспериментов изменялись, когда вместо разреза в модельной плите задавалась ослабленная зона той же конфигурации. Эти опыты показали, что при больших скоростях растяжения и значительных смещениях по модельному трансформному разлому развивающиеся рифтовые трещины при достижении трансформного разлома образуют либо эшелонированные сегменты, либо крупные перекрытия. После их образования в зоне пересечения образуются системы веерных трещин с накло-

ном (в плане) в сторону активной части трансформного разлома. Вдоль центральной зоны сдвига формируется мелкая трещиноватость. В ней в процессе растяжения формируется магистральный сдвиговой разлом.

При незначительных смещениях по сдвиговой границе трещины при подходе к ней загибаются навстречу друг другу. После этого их продвижение прекращается. В области модельного трансформного разлома между ними образуется система косых субпараллельных трещин. Их наклон может быть как в одну, так и в другую сторону. Затем эта зона разрушается сдвиговым разломом, наклон которого не совпадает с направлением растяжения.

Таким образом, результаты проведенных экспериментов показали, что при очень быстрых скоростях спрединга и тонкой коре возможно формирование зон ПОС *in situ* в областях пересечения рифтов и трансформных разломов. Эти перекрытия образуются в условиях распределения полей напряжения, отличных от условий образования крупных ПОС, расположенных на рифтовых сегментах между трансформными разломами. Предварительные выводы показывают, что в исследуемых областях возможен принципиально иной механизм формирования зон ПОС.

В то же время, нельзя исключать возможность присоединения ПОС к трансформному разлому вследствие его миграции и столкновения с последним. На это могло бы указывать наличие V-образных следов перекрытий, которые можно обнаружить лишь при очень детальном исследовании.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 00-05-64399) и ФЦП «Интерграция» Рег. № А0070.

Литература

1. *Karson J., Dick H.J.B.* Tectonics of ridge – transform intersection at the Kane fracture // *Marin Geophys. Res.* 1983. Vol. 6. P. 51–98.
2. *Shemenda A.I., Grokholsky A.L.* A formation and evolution of overlapping spreading centers (constrained on the basis of physical modelling) // *Tectonophysics* 1991. Vol. 199. P. 389–404.
3. *Lonsdale P.* Non transform offsets of the Pacific-Cocos plate boundary and their trace on the rise flank // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1985. Vol. 96. P. 313–327.
4. *Шеменда А.И.* Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // *Геология и геофизика* 1983. № 10. С. 10–19.

Д.М. Губерман, Ю.П. Смирнов, В.А. Тюремнов

НПЦ «Кольская сверхглубокая» (КС), Заполярный, Мурманская область, Россия.

О природе релаксации скоростей упругих волн в пространственно-временных координатах пород разреза СГ-3

Земная кора в разрезе глубоких горных выработок и сверхглубоких скважин представляет собой механически крайне неоднородную слоистую среду, осложненную различными складчатыми и разрывными на-

рушениями и характеризующуюся неоднородным полем напряжений и деформаций. Структура полсей напряжений определяется неоднородностью физических свойств горных пород геологической среды, которая, в свою очередь, определяет изменчивость физических параметров. Одним из наиболее интересных фактов, отмечаемых в образцах извлекаемого керна, является дезинтеграция горных пород. Поэтому существенное различие в скоростях упругих волн, полученных на образцах из скважин и по данным дистанционных методов каротажа (АК, ВСП и др.), объясняется образованием тонких трещин, соизмеримых с размерами минералов. Изменение скоростей упругих волн во времени после подъема керна материала из Кольской сверхглубокой скважины имеет особый интерес, так как отражает энергетические процессы, происходящие в породах, которые находятся в сложнапряженном состоянии. По-видимому, изменение упругих параметров обусловлено главным образом потерей упругой энергии на межзерновых границах и контактах минералов.

Изучение влияния глубины и разгрузки на упругие свойства горных пород проводилось на одних и тех же образцах пород в течение 28 лет (1970–1998 гг.), начиная с ранних стадий исследования керна материала непосредственно после подъема керна и далее через 3, 24, 72 ч., 10 суток, а затем через 3, 6, 12 месяцев. Всего было выполнено более тысячи таких повторных измерений плотности, магнитной восприимчивости, скорости распространения продольных упругих колебаний (а впоследствии и поперечных волн).

Относительное изменение скоростей упругих волн в породах СГ-3

Свита	Количество образцов	ΔV_{p1}	ΔV_{p2}	ΔV_{S1}	ΔV_{S2}	Порода	
Матерг	124	5,2	4,2	8,3	6,4	Базальты	
Ждановская (1059–2800 м)	56	11,6	5,7	14,2	11,0	Долериты, метаосадки	
	51	10,4	6,2	16,6	13,4		
Заполяринская в том числе интервалы:	(2805–2994 м)	28	6,6	8,1	13,0	Метабазальты	
	(2994–3200 м)	30	5,9	8,6	1-1,7		30,9
	(3200–3400 м)	27	5,9	6,3	11,4		14,6
	(3400–3682 м)	24	2,8	4,2	10,1		14,2
Лучломпольская (4673–4884 м)	8	11,1	8,3	23,4	7,0	Риодациты, метаосадки	
	19	9,0	6,7	13,3	3,0		
Пирттиярвинская (4884–5642 м)	39	4,0	6,3	11,1	3,5	Метабазальты, метандезибазальты	
Кувернериницкая (5642–5717 м)	9	9,5	6,2	6,4	2,9	Метатуфогенно-осадочные	
Маярвинская (5717–6823 м)	89	8,4	4,7	0,6	1,9	Метавулканыты	

Примечание. ΔV_{p1} , ΔV_{S1} – относительные изменения скоростей упругих волн при измерениях 1972 г., ΔV_{p2} , ΔV_{S2} – изменения скорости упругих волн в сухих образцах при измерениях 1998–1999 гг. при давлении 5 и 25 МПа.

На предварительной стадии анализа зависимости физических свойств от фактора времени использован ранговый критерий знаков, т.е. были использованы не сами абсолютные значения наблюдаемых величин, а соотношения между ними. При этом было установлено, что с вероятностью 95% значения скоростей упругих волн убывают уже спустя 2–3 часа после подъема керна, уменьшаясь на 2,3%, а через сутки это уменьшение составляет уже 3,9%, через трое суток оно достигает порядка 6% и далее изменяется по экспоненте. Поскольку точность определения скорости составляет 1–2%, указанное ее уменьшение во времени не является случайным, а происходит в результате релаксации породы в керне после подъема его на поверхность. Если в первые годы после извлечения керна это снижение скоростей упругих волн в какой-то мере можно было объяснить уменьшением влажности пород и ростом количества трещин, то в последующие годы это снижение может быть обусловлено, по-видимому, только релаксационными процессами.

Если рассматривать изученные свиты как системы пачек, характеризующиеся совокупностью «хороших» и «плохих» контактов между слоями (слоиками и т.п. структурными элементами), то можно сделать вывод, что при одинаковых условиях давления в вулканогенных свитах ΔV_{p2} и ΔV_{S2} значительно ниже, чем в метатуфогенно-осадочных и число таких хороших контактов с глубиной увеличивается. Это свидетельствует о том, что мелкие трещины в матрице породы (образце) с глубиной ещё более уменьшаются и порода по своей структуре становится более компактной, с более высокой степенью связанности слоев. Это подтверждается исследованием физических явлений, происходящих на моделях в области перехода «связное – несвязное», т.е. при различной степени консолидации блоковой структуры [2].

Эти эксперименты и наши наблюдения показывают, что в изучаемых образцах с глубиной залегания пород сеть плохих контактов уменьшается, но, по-видимому, возрастают трещины, т.е. размеры неоднородностей оказываются больше размеров образца и поэтому, достигнув порогового значения, механические свойства пород изменяются. Это открывает возможность применения теории перколяции для описания упругих и механических эффектов.

Моделирование пластовых условий залегания пород свиты матер в значительной мере снивелировало эффект разгрузки, т.е. хрупкодеформационное нарушение сплошности породы. Эксперимент проводился при одноосном сжатии образцов, в результате которого возросла, в основном, скорость продольных волн и увеличилось соотношение скоростей продольных и поперечных волн (приблизились к первичным значениям), что также свидетельствует о возможном преобладании горизонтальных напряжений перпендикулярно направлениям сжатия.

Обращает на себя внимание уменьшение относительного изменения зависимости скоростей упругих волн, связанное с глубиной залегания пород (таблица). Наибольшие изменения скоростей наблюдаются в по-

родах лучломпольской свиты, в связи со значительной разгрузкой пород, подвергшихся дислокационному метаморфизму в зоне Лучломпольского разлома. Большая часть микротрещин закрывается при повышении давления до 5 МПа, что увеличивает скорости упругих колебаний, особенно поперечных упругих волн. Дальнейшее наращивание давления дает менее высокий процент прироста скоростей.

Механизм релаксации также проявляется при детальном изучении метабазальтов заполярнинской свиты, представленной четырьмя интервалами, в которых прослеживается относительное изменение скоростей упругих волн (см. таблицу).

В интервале 2805–2994 м (кровля заполярнинской свиты), где мета-базальты рассланцованы, милонитизированы и отличаются повышенной минерализованной трещиноватостью (15 трещин на 1 м толщины), отмечается наибольший градиент изменения скоростей волн во времени, особенно поперечных (ΔV_{S2}), который в значительной степени связан с повышенной трещиноватостью этих пород.

В интервале 2994–3682 м, в тех же породах, минерализованная трещиноватость не превышает 8 трещин на 1 м толщины и благодаря этому отмечается закономерное увеличение скоростей упругих волн и снижение градиента скоростей во времени с ростом давления и глубиной залегания пород.

Наиболее вероятными причинами этого представляются нелинейные процессы релаксации напряжений в горных породах разреза СГ-3, которые находятся в сложнонапряженном состоянии, обусловленном наличием в геопространстве СГ-3 горизонтальных сжимающих сил тектонического происхождения. В результате действия последних отмечается постоянное изменение ствола скважины, роста объема каверн и их размеров с увеличением трещиноватости пород в приствольном пространстве и растрескиванием и разваливанием керна вдоль вертикальных трещин.

Релаксационные процессы, постоянно происходящие в стволе скважины, в породах, находящихся "in situ", проявляются в изменении формы и размеров каверн, отмечаемых во времени.

С процессами естественной релаксации, по-видимому, связаны и образования зон разуплотнения, наблюдаемые в земной коре, которые проявляются в виде зон пониженных скоростей (волноводов). Механизм образования таких зон в условиях всестороннего сжатия можно объяснить разгрузкой от природных напряжений.

Все эти процессы происходят на общем фоне природных сложных полей напряжений, которые характерны для геопространства СГ-3 как гетерогенной среды.

Проведенные исследования показывают, что природа релаксационных процессов, наблюдаемая на образцах пород и в околоскважинном пространстве, – это многофакторное явление.

Исследования и систематизация структур, текстур горных пород и их

кристаллической решетки, анизотропии упругих свойств традиционными методами и с помощью ультразвукового зондирования и нейтронной дифрактометрии [3], проводимые по проекту МПГК № 408, позволяют создать новые комплексные подходы в изучении изменчивости геологической среды во времени и осуществлять измерения эволюции физических и механических свойств горных пород и их породообразующих минералов в течение естественных и искусственных реологических процессов.

Литература

1. Ван Дер Варден Б.Л. Математическая статистика. М.: Изд-во иностр. лит., 1960.
2. Челидзе Т.Л., Черголейшвили Т.Т., Манджголадзе П.В. Исследование упругих свойств рыхлосвязанных слоистых сред и фрактальная механика // Геофиз. журн. 1987. Т. 9, №2. С. 25–30.
3. Nikitin A.N., Ivankina T.I., Ullemeyer K., Lokajčiek T., Pros Z., Klima K., Smirnov Y.P. Laboratory investigation of elastic anisotropy and texture of rocks Kola Super Deep Borehole SG-3. Annual report Frank Laboratory of Neutron Physics Joint Institute for Nuclear research. Dubna, 2000.

Г.А. Гурьев, Д.Н. Чистяков, А.С. Егоров

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ),
Санкт-Петербург, Россия*

Геолого-геофизические характеристики заключительных этапов формирования складчатой структуры северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса

Основная фаза проявления коллизионных процессов в Центрально-Азиатском складчатом поясе, была приурочена к позднекаменноугольно–раннепермскому отрезку времени. Этот этап развития пояса достаточно детально изучен, его орогенная сущность признается всеми геологами независимо от их геодинамических взглядов. Более противоречивые точки зрения в геологической литературе существуют относительно геодинамической природы заключительных этапов формирования складчатой структуры пояса, которые охватывают интервал времени от поздней перми до ранней юры. Не вдаваясь в детальный анализ предлагаемых многочисленных палеотектонических моделей развития этого региона в конце палеозоя – начале мезозоя, следует отметить, что большинство геологов выделяют три этапа в формировании окончательной складчатой структуры Центрально-Азиатского пояса: позднепермско-раннетриасовый, среднетриасовый и познетриасовый–раннеюрский, каждый из которых характеризовался определенным типом проявления тектонических процессов. В предлагаемом сообщении будут рассмотрены особенности тектонического развития территории Уральской, Казахской, Алтае-Саянской складчатых областей и прилегающих к ним частей Западно-Сибирской и Туранской плит в рэт-лейасовый этап. От-

носителем его геодинамической природы существуют несколько точек зрения. Еще в 60-е годы на основе структурно-вещественного изучения поздне триасовых–раннеюрских отложений сложилось несколько точек зрения на тектоническую природу их формирования. Одни исследователи считали, что, начиная с позднего триаса, начался платформенный режим развития обширной территории, получившей название Урало-Сибирской молодой платформы (Б.А.Петрушевский, А.Л.Яншин, Р.Г.Горецкий). Другие полагают, что в это время здесь еще продолжалась орогенная стадия, начавшаяся в позднем палеозое (А.Л.Матвиевская и др.). Третья точка зрения отражена в работах К.В.Боголепова, который выделил самостоятельный дейтероорогенный этап развития этого региона. Результаты геолого-геофизических исследований, выполненных авторами, позволяют предложить другое решение этой проблемы.

Верхнетриасовые–нижнеюрские образования, распространенные на обширной территории от Урала и Устья на западе и до Восточного Саяна на востоке, сложены однообразными сероцветными терригенными толщами, залегающими в относительно узких грабенообразных прогибах. При этом в одних районах в разрезах преобладают песчаноглинистые разности, а в других – грубообломочные. Повсеместно отмечается присутствие углефицированных пород.

Как известно, среднетриасовая эпоха на рассматриваемой территории характеризовалась относительно спокойным тектоническим режимом, что подтверждается наличием остатков кор выветривания в основании рэт-лейасовых толщ. В начале позднего триаса интенсивность проявления тектонических процессов резко возросла. В это время началось перемещение многочисленных блоков земной коры Евразийского континента в северном, северо-западном и северо-восточном направлениях, которые происходили вдоль зон протяженных региональных сдвигов. В это время в районах, где происходила разрядка растягивающих напряжений, начали формироваться грабен-рифты, а где сжимающих напряжений – горсты. Этот процесс в северных районах закончился в лейасе, а в южных – в средней юре. Проведенный авторами палеотектонический анализ позволил выделить несколько региональных зон сдвигообразования, сформировавшихся в рэт-лейасе.

Крайне западное положение занимает Северо-Устьуртская – Уральская зона. В ее пределах Северо-Устьуртский сдвиг контролировал на Устьурте развитие Култаского (вскрытая мощность рэт-лейаса превышает 1000 м), Ачитайпакского (в скв. 1 пройдено 1087 м, а в скв. 2, расположенной в 7 км к югу от скв. 1, подобные отложения вообще отсутствуют) и Северо-Устьуртского (>500 м) грабенов. На Урале к Мурзинскому сдвигу на юге приурочена Орская группа прогибов, а на севере, уже на территории Западной Сибири, – Ляпинский, Лабровский и другие более мелкие грабены.

Глобальный Среднеазиатско-Уральский линеймент включает в Средней Азии Бухаро-Гиссарский сдвиг, который в бассейне р.Амударья

контролировал положение Кимерекского (>972 м), Кабаклинского (>1131 м) и Питнякского (>510 м) рифтов. Севернее, в Приаралье, к зоне Тасбулакско-Иргизского сдвига приурочены Кызыл-Шалинский (>450 м), Кабанбайский (>510 м) и Куландинский (>510 м) грабены. Уральская часть линеамента представлена Челябинско-Шеркалинским сдвигом, вдоль которого расположены Челябинский (>2000 м), а в Западной Сибири – Таллинский и ряд более мелких грабенов.

Наиболее активно в рассматриваемый отрезок времени развивался Таласо-Ферганский сдвиг. На юге с ним было связано формирование такой крупной структуры, как Ферганский прогиб, и ряда более мелких грабенов, оперяющих основную зону сдвига [4]. Далее к северу в хребте Каратау вдоль зоны сдвига расположен относительно узкий, но глубокий Каратауский грабен. В Южном Тургае зона сдвига включает такие протяженные грабен-рифты как Арыскупский (>1200 м), Бозингенский (> 1300 м) и Сазымбайский (1000 м). Далее к северу наблюдается расщепление основной зоны сдвига на ряд более мелких разломов. Общий ее структурный рисунок приобретает вид «конского хвоста». В Северном Тургае известно свыше двух десятков небольших по площади и относительно неглубоких юрских грабенов. Далее к северу наблюдается постепенное выклинивание зоны сдвига. Крайней северной структурой, где в узком грабене вскрыты рэт-лейасовые отложения мощностью 330 м, является Заводоуковская площадь (р.Тобол).

Широко распространены подобные структуры в Алтае-Саянской складчатой области и в Барнаульской впадине. Так, к Кузнецко-Алатаускому сдвигу приурочены Казанькский, Желсайсайский, а к Шапшальскому – Сайгоньшский и Каргинский юрские грабены. В Туве Азасская зона контролирует положение Серлигского и Тувинского юрских прогибов. В пределах Восточно-Саянского сдвига располагаются Казырский, Окинский и Айнакский грабен-рифты [1].

Более сложно реконструировать положение в зонах сдвигов горстовых структур, так как систематизированные материалы о них отсутствуют. Наличие в отдельных грабен-рифтах мощных толщ конгломератов косвенно свидетельствует о появлении на отдельных отрезках сдвигов горного рельефа. Проведенный анализ структурного рисунка присдвиговых деформаций позволяет утверждать, что в западной части рассматриваемой территории сдвиги характеризовались левосторонними, а в восточной – правосторонними смещениями. Следует также подчеркнуть, что положение рассмотренных зон сдвигов является унаследованным. Их заложение относится к среднему (Алтае-Саянская и Казахстанская складчатые области) и позднему (Урал) палеозою.

В предшествующих наших исследованиях отмечалось, что положение зон сдвигов характеризуется определенной дискордантностью по отношению к простиранию коллизийных сутур. По данным составленных авторами геотраверсов, зоны сдвигов характеризуются вертикальными положениями их глубинных каналов, которые прослеживаются в

земной коре до отметок от –20 до –25 км. Также отмечается пространственное совпадение многих зон глубинных сдвигов с линейными положительными геотермическими аномалиями. В вертикальных сечениях сдвиговые ансамбли часто проявляются в форме расширяющейся вверх от главного ствола системы дислокаций. Такие структуры в англоязычной литературе получили название «flower structure» (структура цветка). На поверхности подобные дислокации имеют структурный рисунок «конского хвоста» [2]

Вопрос о геодинамической природе поздне триасовой–раннеюрской тектонической активности однозначно не решен. Как известно, эти процессы в Азии имеют глобальный характер. Кроме Центрально-Азиатского складчатого пояса, они широко проявлены и в других частях Азии. Еще в 1968 г. J.Stoklin отметил широкое развитие триас-лейасовых горст-грабеновых структур в Иране и Турции. Учитывая эти факты, часть исследователей считают, что в позднем триасе произошла коллизия первой группы микроконтинентов гондванского происхождения с Евразийской плитой, что привело к формированию раннекиммерийского пояса складчатости, откуда волна тектонической активности распространилась в северном направлении [4]. Одновременно существует точка зрения, что эти движения были вызваны началом раскрытия Мезотетиса [3].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-07-902770).

Литература

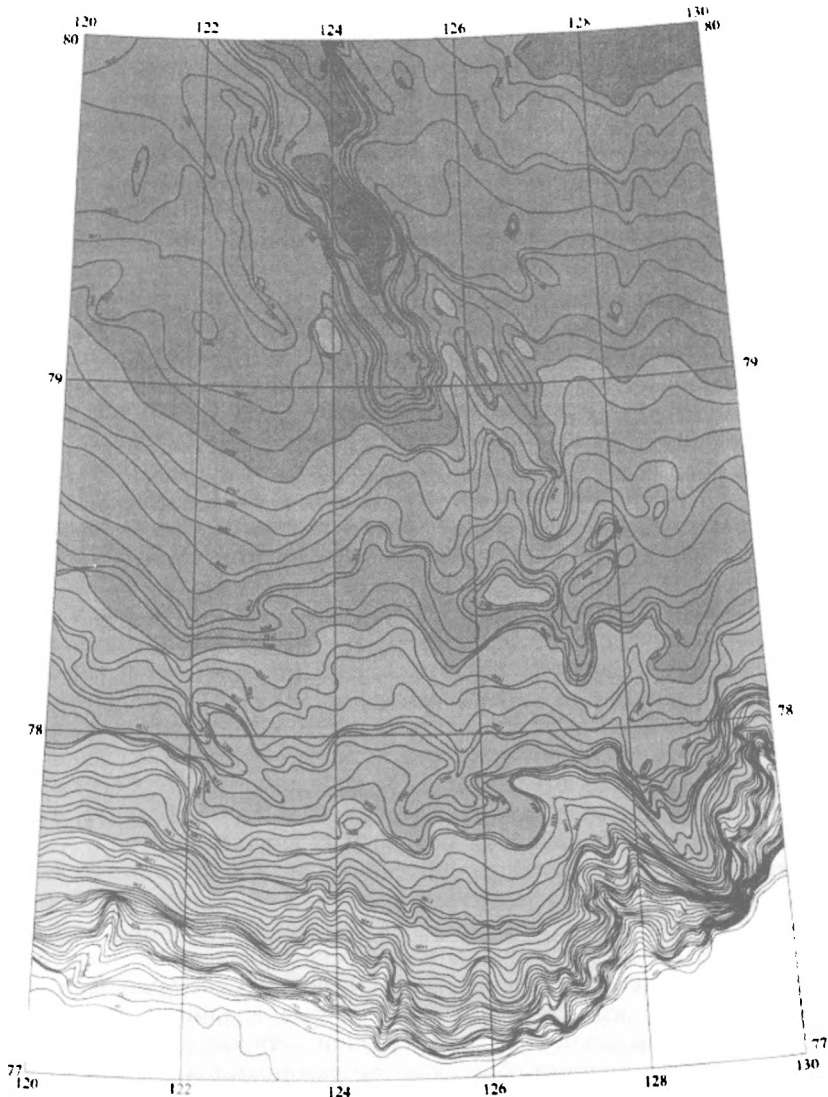
1. Башарина Н.П. Мезозойские впадины Алтас-Саянской и Казахстанской складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 123 с.
2. Егоров А.С., Чистяков Д.Н., Гурьев Г.А. и др. Глубинное строение типоморфных структур литосферы по данным геолого-геофизических исследований вдоль геотраверсов России // Разведка и охрана недр. 2001. № 1. С. 2–10.
3. История океана Тетис. М., 1987. 154 с.
4. Пешков И.Н. Влияние четырехфазных сдвиговых деформаций вдоль Таласо-Ферганского разлома на развитие Ферганского бассейна // ДАН. 2000. Т. 373, № 2. С. 222–225.

Е.А. Гусев, М.В. Мэннис

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

Структурная выраженность Прилаптевоморского окончания хребта Гаккеля в современном рельефе

Прилаптевоморское окончание хребта Гаккеля является уникальным районом для изучения особенностей сочленения континентальной окраины и срединно-океанического хребта в периклинальном замыкании океанического бассейна. Структурная выраженность срединно-океани-



Батиметрическая карта области сочленения хребта Гаккеля с Лаптевоморской континентальной окраиной

ческого хребта в батиметрии является важным индикатором происходящих в его пределах современных тектонических процессов. В рамках программы работ по составлению листов Т-49-52 и Т-53-56 Государст-

венной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 были собраны и проанализированы разнообразные данные по геологическому строению Лаптевоморской континентальной окраины с прилегающей частью глубоководной котловины Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана. Главным управлением навигации и океаногрaфии (ГУНиО МО) была составлена детальная батиметрическая карта этого района (рисунок). Комплексный анализ оригинальной батиметрии, данных сейсмоакустических исследований и профилирования МОВ ОГТ, а также сведений о современной сейсмичности хребта Гаккеля позволил выявить основные черты строения его Прилаптевоморского окончания.

Впадина Евразийского бассейна вблизи Лаптевоморского шельфа имеет асимметричное строение. Это выражено не только в современной топографии дна [2], но и в распределении осадков, глубине залегания фундамента [3]. Асимметрия подтверждается различным характером гравитационного поля во впадинах Нансена и Амундсена. Океанический фундамент по сейсмическим данным отличается по характеру расчлененности – в котловине Нансена его поверхность иссечена многочисленными разломами и имеет ступенчатое строение, тогда как в котловине Амундсена фундамент более ровный, с плавными изгибами. Различен также и стратиграфический диапазон осадочного чехла в пределах впадин. В котловине Нансена – это верхний мел(?) – кайнозой, а во впадине Амундсена – олигоцен(?) – голоцен. Одновозрастные комплексы в разных котловинах характеризуются различной по динамике и характеру сейсмической записью, и возрастная корреляция комплексов весьма условна. Вряд ли это следует объяснять различной скоростью спрединга в пределах котловин [4], так как, по результатам последних исследований [3], спрединговая часть в котловине Евразийского бассейна ограничена сравнительно узкой областью, гребневой зоной хребта Гаккеля. Таким образом, различия в строении глубоководных впадин Нансена и Амундсена указывают на их возможную обособленность, а хребет Гаккеля, по видимому, на некоторых этапах эволюции играл роль шарнирной зоны.

Хребет Гаккеля по сравнению с другими частями Евразийского суббассейна, в районе своего прилаптевоморского окончания, южнее 81° с.ш., морфологически выражен слабо [2]. К северу от 81° с.ш. в рельефе дна наблюдаются изометричные и вытянутые впадины, окруженные рифтовыми горами различной конфигурации. Относительные превышения гор над окружающими абиссальными равнинами составляют 1000–2000 м, глубина днища рифтовой долины относительно гребней рифтовых гор колеблется в пределах 2000–3000 м. Южнее контрастность рельефа гребневой зоны хребта исчезает, рифтовые горы в виде пологих вытянутых гряд поднимаются над окружающими абиссальями на 100 м, а глубина рифтовой долины, имеющей корытообразный поперечный профиль, не превышает 400 м. Слабая морфологическая выраженность срединно-океанического хребта Гаккеля южнее 81° с.ш. определяется осо-

бенностями седиментации в непосредственной близости от источника сноса – Лаптевоморской континентальной окраины. Южнее 79° с.ш. ни в батиметрии, ни в сейсмической записи, ни в распределении эпицентров современных землетрясений [1] не просматривается линейной локализации признаков, характеризующих рифтовую зону. Объяснением слабой выраженности Прилаптевоморского окончания хребта Гаккеля в современной топографии может быть наличие в геодинамической эволюции хребта длительного периода тектонического покоя на неотектоническом этапе, закончившегося в позднеплиоценовое время.

Работа выполнена в рамках программы по составлению Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 по заказу Министерства природных ресурсов.

Литература

1. *Аветисов Г.П.* Еще раз о землетрясениях моря Лаптевых // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 3. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 104–114.
2. *Нарышкин Г.Д.* Срединный хребет Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. М.: Наука, 1987. 72 с.
3. *Поселов В.А., Буценко В.В., Павленкин А.Д.* Альтернатива спрединговой природе Евразийского бассейна по сейсмическим данным (на примере геотрансекта хребет Гаккеля–хребет Ломоносова) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 2. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. С. 177–183.
4. *Sekretov S.B.* Southeastern Eurasian Basin termination: Structure and key episodes of tectonic history: Abstracts International Conference on Arctic Margins (ICAM III), 1998. P. 165.

Р.Ф. Данковцев, Т.Н. Сирина

*Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИМС)
МПП РФ, Москва, Россия.*

Анализ глубинно-геологических условий эволюции тектоники и магматизма докембрия Северного Забайкалья (по гравиметрическим данным)

Для выявления закономерностей тектонического строения коры, пространственного расположения и характера взаимодействия ее отдельных структурных элементов и, на основе этого, создания моделей инфраструктуры изучаемого объема коры предлагается использование разработанного в ВИМСе метода спектрально-корреляционного анализа гравиметрических полей (ГРАВИСКАН), основные принципы которого отражены в работах [1, 2]. Целевое назначение метода не предусматривает выявления конкретных геологических тел (их параметров, морфологии, гипсометрии, плотности в физическом выражении и т.д.) и поэтому не требует сложных вычислительных схем. Для него достаточными являются расчеты локальных составляющих гравиметрического поля, уста-

новление их относительных глубинных уровней и корреляция равных значений силы тяжести между этими уровнями.

Отличительной особенностью способа является обработка только наблюдаемых значений поля без ввода в расчеты априори заданной информации, что исключает элементы субъективизма в анализе. Процедуры первичной обработки данных выполняются в компьютерной технологии по специально разработанной программе с автоматизированным построением серии погоризонтных карт (гармоник) поля локальных аномалий, которые в конечном итоге позволяют получить объемную их скульптуру, а по представительным сечениям объемной карты также в компьютерной технологии выполнить опорные разрезы по всем значениям разноточных гармоник, на которых во всех деталях проявляется инфраструктура плотностных неоднородностей, динамика их взаимодействия, морфология разнородных сегментов изучаемого объема недр. Важной особенностью предлагаемого метода является системный подход, при котором в разных масштабах, выявляются ее разноточные элементы.

Основываясь на таком подходе, авторы провели глубинно-плотностной анализ территории северного Забайкалья, охватывающей структуры Патомской дуги и Байкальской складчатой области, отделяющие южную часть Ангаро-Анабарского блока Сибирской платформы от Алданского щита.

В масштабе 1:1 000 000 на пяти погоризонтных планах поля локальных аномалий, охватывающих интервал глубин 0–40 км, четко вырисовывается неоднородное строение характеризуемого региона. Инфраструктуру нижней коры (20–40 км) определяют два крупных сопряженных ареала: на юге – разуплотнения, а к северу от него – избыточной плотности. Более мелкомасштабный (1:2 500 000) анализ показывает, что первый из них представляет фрагмент крупного Байкало-Алданского пояса астеносферных диапиров, протягивающегося вдоль южной окраины Сибирской платформы. На поверхности этому поясу соответствует область развития гранитоидного магматизма внутренней зоны Байкальской складчатой области, а восточная часть уходит под гранитизированные блоки Алданского щита и Становой складчатой области, фиксируя зону их столкновения.

Плотный пояс представляет собой коромантийное основание верхней коры. Флексуорообразный перегиб в его центральной части отвечает шовной зоне Жуинского разлома, по которой Алданский блок Сибирской платформы смещен относительно Ангаро-Анабарского [3]. В верхней коре (глубина 0–20 км) это смещение приводит к обособлению двух блоков. Юго-западному из них соответствуют образования фаций Бодайбинского внутреннего бассейна (по [4] в центре его выделяется террейн с океанической корой). В блоке, расположенном с другой стороны от шовной зоны, толщи платформенного чехла перекрывают меланократовые образования протометаморфического слоя Сибирской платформы. К востоку от перегиба над плотным основанием обособляется Бере-

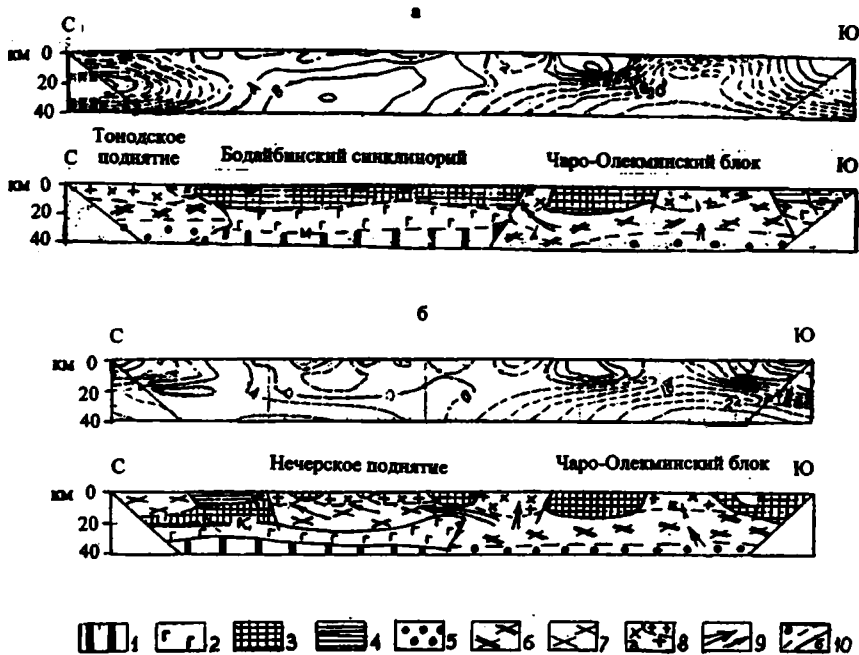


Рис. 1. Гравипотенциальные и физико-геологические разрезы (а-б 1 : 1 000 000)

1 – верхняя мантия; 2 – нижняя кора; 3 – верхняя кора; 4 – платформенный чехол; 5 – астеносферный диапир; 6,7 – СУБ-бассейны автохтонный (6) и аллохтонный (7); 8 – магматические резервуары сложного состава (а) и гранитоидные (б); 9 – основные направления тепломаассопереноса; 10 – отрицательные (а) и положительные (б) изолинии, мГл

зовский аллохтонный очаг разуплотнения, а в северо-западной части рассматриваемой площади выделяется достаточно крупный изолированный очаг разуплотнения (Патомский).

Взаимоотношение выделяемых элементов глубинно-плотностной инфраструктуры отражено на разрезах, имеющих субмеридиональную ориентировку (рис. 1), причем на рис. 1,б отчетливо отражаются развитие аллохтонного очага вдоль зоны тектонического расслоения на границе нижней и верхней коры и характер неравномерно развивающейся гранитизации в образованиях верхней коры.

Анализ глубинно-плотностной инфраструктуры позволяет выявить особенности развития глубинной энергомагматической системы. Процесс формирования континентальной коры (с которым тесно связано образование значительной части эндогенного оруденения) сопровождается последовательной закономерной сменой комплексов магматических пород, что, по существу, является вещественным выражением эволюции

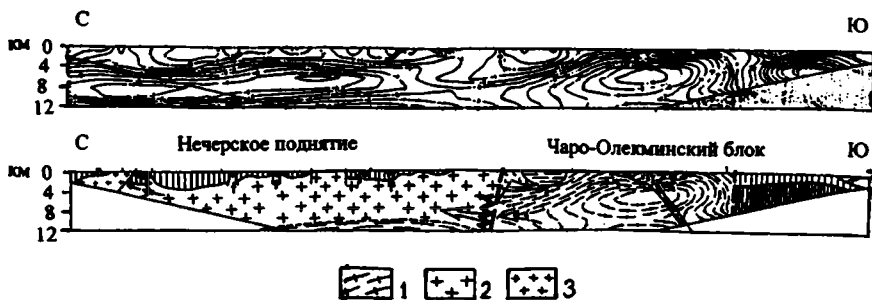


Рис. 2. Гравипотенциальный и физико-геологический разрез (м-б 1:200 000)

1 – реоморфические граниты куандинского комплекса; 2 – гранитоиды чуйско-нечерского комплекса; 3 – граниты амандракского комплекса. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

этой системы. Ее развитие носит циклический характер при разной степени проявленности различных циклов и отражает сложность и многоэтапность корообразования в данном регионе.

Для рассматриваемой территории ведущим является протерозойский цикл развития энергомагматической системы, который представлен гранитоидными образованиями всех энергомагматических уровней: абиссальный – куандинский комплекс, мезоабиссальный – чуйско-нечерским, гипабиссальный – амандракский и, по-видимому, близким к нему ничатским комплексами и приповерхностный – язовским. Эти образования чередуются с комплексами базитовых пород, как правило, представленных дайковыми телами и малыми интрузиями. Именно протерозойскому циклу отвечают Патомский и Березовский очаги разуплотнения, причем последний на уровне верхней коры связан узким каналом с Байкало-Алданским астеносферным диапиром, который имеет длительную историю развития от нижнего протерозоя (а частично, возможно, от архея) до мезозоя включительно, однако максимальное развитие в регионе получили проявления палеозойского цикла. Реликты рифейского возраста в этом поясе сохранились в пределах Муйской глыбы, которая четко обособляется в виде плотной овальной плиты, частично перекрывающей с юга основной пояс разуплотнения.

Дальнейшее углубление анализа глубинно-плотностной инфраструктуры верхней коры проведено в масштабе 1:200 000. На гармониках отчетливо выделяются ареалы дефицита массы, с трех сторон обрамляющие центральную плотную плиту Бодайбинского синклинория. Северный из них протягивается вдоль структур Тонодского поднятия и располагается над юго-восточной окраиной Патомского очага разуплотнения, а восточный, которому отвечает область развития структур Нечерского поднятия, – вдоль западного борта Березовского очага. Оба очага разуплотнения характеризуются достаточно четкими линейными ограничениями, обусловленными глубинными разломами. На верхних уровнях

коры выявляется их блоковое строение, которое, однако, не оказывает влияния на распределение выходов массивов раннепротерозойских гранитоидов. Последние не находят четкого отражения в плане глубинно-плотностной инфраструктуры, что, по-видимому, связано с их формированием в процессе гранитизации осадочно-метаморфического основания. В отличие от протерозойских гранитоидов, выходы палеозойских гранитов Ангаро-Витимского батолита отчетливо выделяются объемами с дефицитом массы в южном поясе пониженной плотности.

Характер проявленности протерозойской энергомагматической системы в объемной глубинно-плотностной инфраструктуре отчетливо выявляется на гравипотенциальном и физико-геологическом разрезах (рис. 2).

Таким образом, полученная в итоге анализа глубинно-плотностная модель выражает суммарный результат ведущих геологических процессов формирования изучаемого объема земной коры. Как представляется авторам, подобные модели могут служить основой для построения исходных геологических моделей.

Литература

1. Данковцев Р.Ф. Спектрально-корреляционный анализ гравиметрических данных при локальном прогнозе эндогенных рудных месторождений // Отечественная геология. 1993. №5. С. 114–120.
2. Данковцев Р.Ф. Опыт разработки энергомагматической системы критериев прогноза урановых месторождений // Отечественная геология. 1995. №11. С. 8–17.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1: 328 с. Т. 2: 334 с.
4. Булгаков А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 1, №3. С. 230.

Л.И.Демина, М.Ю.Промыслова

*Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ),
Москва, Россия.*

Геодинамическая природа девонской рудоносной базальт-риолитовой формации Рудного Алтая

Геодинамическая природа девонской рудоносной базальт-риолитовой формации Рудного Алтая в настоящее время является предметом дискуссий. Наиболее популярным считается мнение, что возникла на континентальной окраине каледонского Алтае-Саянского континента и представляла собой вторичную островодужную систему, сформированную на сиалическом фундаменте [6, 7]. Этот вывод делается на основании отнесения руд полиметаллического пояса Рудного Алтая к типу Куроко [1], который сформировался в раннем–среднем миоцене в узком трого в пределах Японской энсиалической дуги. Однако при сход-

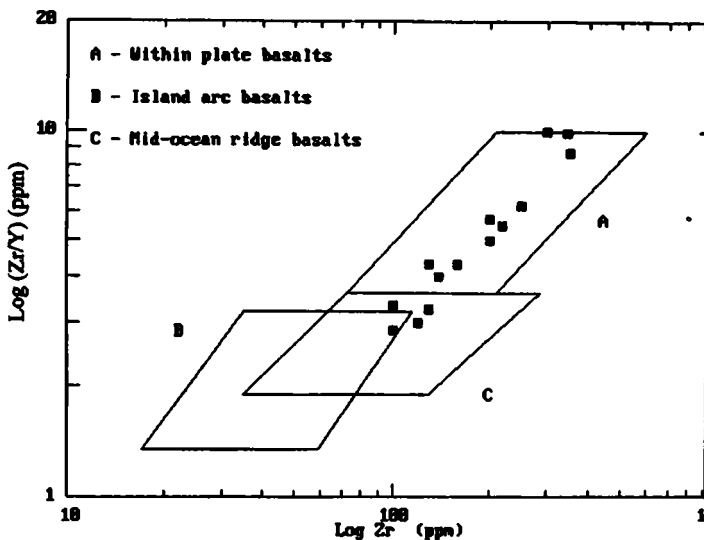


Диаграмма Zr/Y-Zr для базальтов ильинской свиты Лениногорского района Рудного Алтая

Поля на диаграмме по: [10]

стве морфологии рудных тел, залегающих среди туфов и риолитов согласно с ассоциирующимися осадочными породами, тесной пространственной связи с вулканокупольными структурами, расположенными в изометричных палеодепрессиях, есть существенные различия в эволюции магматизма и составе вулканитов Рудного Алтая и района Хокуроку.

Во-первых, в Японии магматизм носит отчетливый гомодромный характер, а на Рудном Алтае антидромный. Вулканогенный разрез района Хокуроку начинается шаровыми базальтами [9], в то время как на Рудном Алтае исключительно риолитами, риолитовыми игнимбритами и туфами. Во-вторых, в разрезе Хокуроку присутствуют андезиты, андезито-базальты, хотя и в меньших объемах. На Рудном Алтае андезиты в пределах базальт-риолитовой формации крайне редки. Верхние части разреза Хокуроку сложены в основном дацитами, которые перекрываются туфами риолитов, при этом объем кислых пород в районе Хикуроку существенно меньший, а основных – больший, чем на Рудном Алтае, где разрез завершается базальтами.

Очевидно, что геодинамическая обстановка образования контрастной базальт-риолитовой формации Рудного Алтая отличалась от островодужной, в которой сформировалась базальт-андезит-дацит-риолитовая формация, вмещающая оруденение типа Куроко.

Следует отметить, что от типичных островодужных базальтов базальты Рудного Алтая отличаются повышенным содержанием титана,

иттрия и ниобия, приближаясь, таким образом, к базальтоидам спрединговых и внутриплитных обстановок. Например, по соотношению Zr и Y базальты ильинской свиты Лениногорского рудного поля фиксируют внутриплитную обстановку формирования, и только незначительная часть образцов располагается в поле базальтов срединно-океанических хребтов (рисунок).

Учитывая петрохимические и геохимические особенности базальтов контрастной формации Рудного Алтая, авторы высказали предположение, что она формировалась в обстановке рифтогенеза на окраине каледонского Алтае-Саянского континента [2]. На это, в частности, указывает медно-цинковый характер позднего оруденения в районе, который, по мнению А. Митчела и М. Гарсона [5], связан с рифтогенными обстановками.

Какова же причина рифтогенеза?

Ответ на этот вопрос дают палинспастические реконструкции Центральной Евразии, проведенные большой группой геологов [8] и демонстрировавшиеся на XXXIV Тектоническом совещании. На палинспастической карте для эмского века раннего девона показано, что Рудный Алтай находился как раз на продолжении оси-спрединга Обь-Зайсанского океана. Это, по-видимому, и явилось основной причиной рифтогенеза на краю Алтае-Саянского континента.

Анализ палинспастической карты для визейского века раннего карбона указывает на то, что спрединг в Обь-Зайсанском океане к этому времени прекратился, а вдоль края Алтае-Саянского континента существовала зона субдукции, возникшая в фамене, когда и проявился магматизм дифференцированной андезит-дацитовый серии (пихтовская свита).

В качестве наиболее близкого современного аналога девонской палеоструктуры Рудного Алтая можно рассматривать Калифорнийский залив и Провинцию Бассейнов и Хребтов. Раскрытие Калифорнийского залива связано с надвиганием Северо-Американского континента на срединно-океанический рифтовый пояс [3]. Это привело к широкому развитию процессов растяжения в позднем кайнозое на западе США и формированию контрастной базальт-риолитовой формации. Обнаруживается поразительное сходство эволюции девонского магматизма Рудного Алтая и позднекайнозойского Калифорнийского залива и Провинции Бассейнов и Хребтов. Как и на Рудном Алтае, в составе формации преобладают кислые разности, которые всегда более ранние и оторваны во времени от основных [4]. Они выполняют крупные вулканотектонические депрессии, образуя игнимбритовые поля риолитов, с которыми связаны мелкие тела субвулканических пород. Среди перекрывающих их базальтов встречаются как субщелочные, так и толеитовые разности, близкие по составу к N-NORB. Последние приурочены к областям максимального растяжения: осевым частям грабенов, центральным частям северо-запада и бортам Калифорнийского залива.

Наблюдается также удивительное сходство петрохимических осо-

бенностей девонских базальтов Рудного Алтая и неоген-четвертичных базальтов Провинции Бассейнов и Хребтов и северо-западной части района Калифорнийского залива (анализы для сравнения были взяты из международной базы данных по петрохимии и геохимии вулканогенных горных пород – IGBA).

Следует отметить также сходство характера оруденения обоих районов. В Провинции Бассейнов и Хребтов известны проявления сульфидных золото-серебряных руд. Хорошо известно, что крупнейшее на Рудном Алтае Риддер-Сокольное месторождение было обнаружено по выходам богатых окисленных руд именно такого типа.

Литература

1. Авдонин В.В. Формационный анализ и вопросы генезиса колчеданно-полиме-таллических месторождений // Вест. МГУ. Сер. 4, Геология. 1998. № 2. С. 17–23.
2. Демина Л.И., Промыслова М.Ю. Палеогеодинамические условия формирования рудовмещающей базальт-риолитовой серии Лениногорского района (Рудный Алтай) // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. С. 197–200 (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т. 1).
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 189 с.
4. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.
5. Митчел А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 495 с.
6. Ротораш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. и др. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–58.
7. Филатов Е.И., Ширай Е.П. О палеосистеме островных дуг Зайсанской складчатой области // ДАН СССР. 1975. Т. 225, № 1. С. 172–175.
8. Филитова И.Б., Бухарин А.К., Буш В.А. и др. Аккреционная и коллизионная тектоника окраин Палеоазиатского океана // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. С. 262–265 (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т. 2).
9. Geology of Kuroko deposits. Mining geology Special Issue. 1974. № 6. 231 p.
10. Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks // Contrib. Miner. Petrol. 1979. Vol. 69. P. 33–47.

М.Д. Джаббаров

*Институт проблем глубинных нефтегазовых месторождений
НАН Азербайджана, Баку*

Об оценке анизотропии в верхней части разреза методом отраженных волн

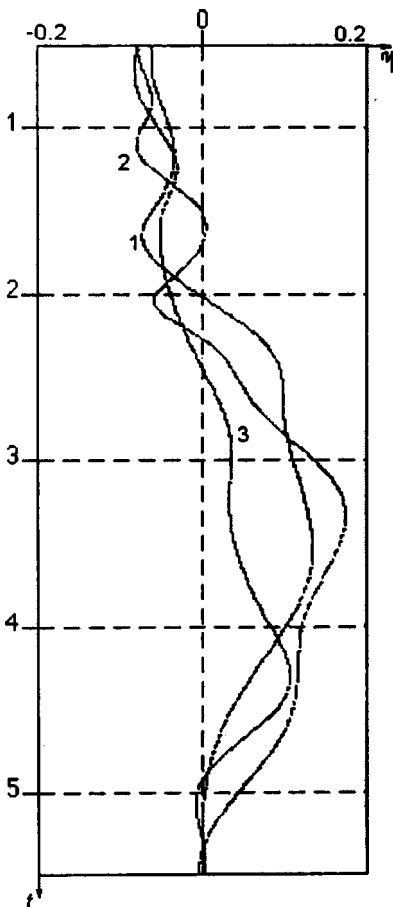
Имеется острая необходимость исследования сейсмической анизотропии в самых верхних частях земной коры, поскольку эти зоны являются наиболее перспективными для поиска углеводородных месторождений и полезных ископаемых. Одна из важнейших физико-механических характеристик пород, свойственных осадочным бассей-

нам, является анизотропия. Наряду со структурной неоднородностью, анизотропия является одним из осложняющих факторов при изучении геолого-геофизических параметров отложений осадочных бассейнов. Возможные проявления сейсмической анизотропии в практических работах связаны также с методом сбора сейсмоинформации. Совокупность данных, которые получаются при использовании метода отраженных волн с применением большой базы между источником и приемником, насыщена информацией скоростного и амплитудного характера, соответствующего как вертикальному, так и горизонтальному направлению распространения волн.

Причины сейсмической анизотропии, проявляющейся в непостоянстве значений скоростей продольных и поперечных волн от направления их распространения, могут быть разными. В тонкослоистой среде скорости распространения продольных и поперечных волн различны вдоль и поперек напластования. Поперечные волны также различаются по скоростям в одном и том же направлении в зависимости от ориентации плоскости поляризации. Этим вопросам в сейсморазведке и сейсмологии посвящена обширная литература [1–3]. Причины сейсмической анизотропии в осадочных породах могут иметь и более сложный и непредсказуемый характер. К этим причинам можно отнести направленную ориентацию анизотропных микрокристаллов под воздействием длительных тектонических и иных процессов, направленную ориентацию трещиноватости и пористости пластов. Истинной причиной сейсмической анизотропии могут быть и большие тектонические напряжения, действующие в отдельных направлениях [4].

Во всех указанных выше случаях суммарная длинноволновая сейсмическая анизотропия обнаруживается в виде изменений в кинематических и динамических характеристиках принимаемых сигналов. Практически наиболее распространенным в таких ситуациях является тот случай, когда средние показатели анизотропии становятся малыми, так как слоистая среда по физико-механическим и сейсмическим свойствам более похожа на изотропную среду. Эти случаи в литературе называются слабой анизотропией. Слабая сейсмическая анизотропия в сейсморазведке исследована Л. Томсенем, получены простые аналитические выражения для кинематических (сейсмические скорости) и динамических (коэффициенты отражения на границе двух упругоанизотропных сред) параметров [5, 6]. Для трансверсально-изотропных сред, когда направления напластования совпадают с вертикальной осью симметрии, Т.Алхлифah и И.Цванкином получено аналитическое выражение для годографа отраженных волн [7], исследована анизотропия осадочных пород соответствующих некоторым нефтяным месторождениям Западной Африки [8].

Полученная простая формула, наряду со значением величины средней скорости продольных волн распространяющихся в вертикальном направлении $V_{rms}(0)$, содержит еще параметр η , который характери-



Зависимость эффективных значений параметра анизотропии η от двойного времени пробега t

рует показатель анизотропии — отклонения скоростей продольных волн, распространяющихся в горизонтальном направлении от их средних значений, распространяющихся в вертикальном направлении. Дополнительное слагаемое в выражении годографа является причиной негиперболичности в области «время–удаление». При этом наибольшие отклонения от истинной гиперболы происходят на больших удалениях «взрыва–приема». Современные возможности компьютерной технологии и технологии сбора сейсмической информации с применением длинных морских сейсмических кос, когда база «взрыва–прием» достигает 6–10 км, дают возможность исследовать анизотропию в верхних частях осадочных бассейнов на глубинах 3–5 км, которые наиболее интересны с точки зрения разведки и разработки углеводородных скоплений.

Нами создана компьютерная программа, которая позволяет провести скоростной анализ с учетом анизотропии и негиперболичности годографа отраженных волн. Программа апробиро-

рована с использованием сейсмоданных, которые получены с применением современных средств сбора информации и соответствуют некоторому морскому месторождению Южно-Каспийского бассейна.

Для определения скоростей Р-волн и оценки параметра анизотропии η были использованы сейсмические данные отраженных волн, которые собраны с применением морского сейсмического кабеля длиной около 5 км. Полная обработка состоит из двух этапов. На первом этапе проводится процедура стандартного скоростного анализа с применением ближних удалений «взрыва–приема», где максимальное удаление соответствует не более 35° угла отражения продольной волны. На втором этапе после определения средней скорости суммирования, сейсмограммы, соответствующие дальним удалениям, используются для дальнейшей корректировки годографа, где интерактивно выбирается параметр η .

Рисунок иллюстрирует эффективные значения параметра анизотропии η в зависимости от двойного времени пробега t . Результаты приведены для различных значений ОГТ. Каждая из кривых соответствует различным местам (ориентировочно началу – линия 1, середине – линия 2, концу – линия 3) 25-километрового сейсмического профиля 2 D. Кривые показывают, что в начале временной области, когда время двойного пробега не превышает ориентировочно 2,5 с, параметр η принимает отрицательные значения. Это соответствует тому, что в рассматриваемом случае в самых верхних слоях величина скорости продольных волн, распространяющихся в горизонтальном направлении, на 4–6% меньше, чем величины соответствующих скоростей в вертикальном направлении. Однако с повышением глубины, скорости, соответствующие горизонтальному направлению распространения продольных волн, становятся больше, чем соответствующие скорости в вертикальном направлении. При этом на значениях эффективных скоростей эта разность достигает до 10–15%, что является достаточно высоким показателем. Результаты показывают, что использование совокупности ОГТ сейсмограмм, содержащих удаления «взрыва–приема» более 5000 м, позволяют определить η для глубин 5–6 км, который в данном случае соответствует 4,5 с временного разреза. Рассматривая сейсмоданные по различным направлениям и используя разработанный подход, можно исследовать также азимутальную анизотропию, что представляет большое практическое значение в сейсморазведке.

Установлено, что применение сейсмоинформации, полученной методом отраженных волн с достаточно большой базой «взрыва–приема», позволят уверенно определить параметры сейсмической анизотропии, который имеет достаточно хорошую перспективу применения в различных областях науки о Земле.

Литература

1. Ризниченко Ю.В. О сейсмической квазианизотропии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1949. № 6.
2. Невский М.В. Квазианизотропия скоростей сейсмических волн. М., 1974. 179 с.
3. Уайт Дж. Э. Возбуждение и распространение сейсмических волн. М.: Недра, 1986. 264 с.
4. Бурмаков Ю.А. и др. Структура и динамика литосферы по сейсмическим данным. М.: Наука, 1988. 137 с.
5. Thomsen L. Weak elastic anisotropy // Geophysics. Vol. 51, № 10. P. 1954–1966.
6. Thomsen L. Weak anisotropic reflections. Offset-Dependent Reflectivity – Theory and Practice of AVO Analysis / Eds. J. Castagna, M. Backus. SEG. 1993. P. 103–111.
7. Alkhalifah T., Tsvankin I. Velocity analysis for transversely isotropic media // Geophysics. Vol. 60, № 5. P. 1550–1566.
8. Toldi J., Alkhalifah T., Berthet P. Case study of estimation of anisotropy // The Leading Edge. Vol. 18, № 5, P. 588–593.

Влияние структурных неоднородностей литосферы на динамические параметры землетрясений

Во всех исследованиях, посвященных оценке влияния слоя рыхлых отложений на интенсивность и частотный состав землетрясений, перво-степенное значение имеют интерференционные особенности слоя. В качестве основных параметров, определяющих эти особенности, выступают: мощность слоя, скорость распространения сейсмических волн и частотный состав сейсмического сигнала. Эти три параметра в основном фигурируют в теоретических разработках [1–3] и очень мало используются при проведении экспериментальных работ, за исключением очень немногих [4], хотя существуют программы для моделирования частотных характеристик рыхлых грунтов [3].

Настоящая работа посвящена некоторым частным и общим связям между указанными параметрами, полученными на основе экспериментальных наблюдений, проведенных в Прибайкалье на нескольких участках. Для получения зависимостей между ними использовались близкие землетрясения с энергетическими классами 7–11 и эпицентральными расстояниями 10–300 км.

Изменение интенсивности сейсмического сигнала рыхлыми грунтами в некоторой точке характеризуется средней величиной отношения максимальных амплитуд A_n , полученной по ряду отдельных значений. Для однотипных грунтов различной мощности мы можем построить зависимость между A_n и h . Были построены две зависимости вида $A_n = f(h)$ – без учета обводненности и с ее учетом [5].

Наименьшая мощность грунтов, оказывающая заметное влияние на величину A_n для песков [2], составляет не более 2–3 м, поэтому кривая для обводненных песков достигает своего максимального значения на 15–20 м, оставаясь неизменной с ростом мощности слоя. Следовательно, можно предположить, что 20-метровая толща рыхлых отложений играет роль в изменении интенсивности сейсмического сигнала.

При проведении сейсмического микрорайонирования г. Ташкента [4] была получена зависимость, которая отражает рост приращения балльности ΔI с увеличением мощности лёссов. Эта зависимость нелинейна. Нелинейность зависимости $\Delta I = f(h)$ в основном наблюдается для мощностей от 0 до 10 м, после чего зависимость переходит в линейную и ΔI монотонно возрастает (на 1 балл от 15 до 50 м). При сравнении зависимостей, полученных нами для обводненных песков Баргузинской впадины и для лёссов г. Ташкента, отмечается явное их различие.

Следует отметить два положения: 1) сказанное выше относится только к области упругих деформаций грунтов и может быть справедливым для землетрясений средней силы; для сильных и, тем более, очень силь-

ных землетрясений его применение остается проблематичным; 2) на рыхлых отложениях большой мощности макросейсмика снижает балльность, что приводит к несоответствию между макросейсмическими и инструментальными данными. Но это противоречие кажущееся, так как A_n для песков с мощностью порядка 2000 м присущи периоды колебаний 0,5–1,0 с, в то время как собственные периоды колебаний большинства зданий $<0,5$ с.

Для мерзлых песков зависимость $A_n = f(h)$ выглядит несколько иначе. Она была найдена для пластично-мерзлых песков с температурой $T=0 \rightarrow 0,5^\circ\text{C}$. Аналитическое выражение этой зависимости имеет вид:

$$\bar{A}_n = k * e^{n * (h_m / h_n)} \quad (1)$$

где h_m – мощность мерзлой толщи; h_n – полная мощность слоя, $k=4,12$ и $n=-3,63$. Наибольшее изменение A_n происходит в том случае, когда $0 < h_m / h_n < 0,4$, тогда как при $0,4 > h_m / h_n > 1,0$ отношение амплитуд остается постоянным.

Исследования Е.Ф. Саваренского [1], А.З. Каца [6], В.В. Штейнберга [7], С.В. Пучкова [2], основанные на волновых представлениях распространения сейсмических волн в слое, позволили связать между собой мощность слоя h и длину волны λ :

$$h = (2n-1) * \lambda / 4 \quad (2)$$

Учитывая, что периоды максимальных амплитуд увеличиваются с ростом эпицентральных расстояний и энергий землетрясений, мы попытались выяснить, существует ли зависимость между периодом максимальной амплитуды в падающем сейсмическом сигнале и отношением периодов максимальных амплитуд. Для этой цели были построены зависимости отношения T_i/T_s от T_s . На фоне разброса отдельных значений T_i/T_s наблюдается явное убывание величины T_i/T_s , по мере роста периодов максимальных амплитуд в падающем сигнале. Вид этой зависимости приблизительно одинаков для всех рыхлых грунтов и довольно хорошо повторяется для различных компонент. Практически можно считать, что для всех грунтов в интервале периодов максимальных амплитуд в падающем сигнале от 0,3 до 0,5–0,6 с отношение $T_i/T_s=1$.

На основании полученных зависимостей между T_i/T_s и T_s можно построить, в свою очередь, зависимость между T_i/T_s и h_i , которая бы определяла некоторый средний период того или иного i -го рыхлого грунта.

Поскольку между мощностью рыхлого слоя h и периодом прямой связи нет, а существует связь между h и λ , то зависимость необходимо строить в координатах $(T_i/T_s, h/\lambda)$. Но из выражения (2) следует, что период $T_i \sim h/V_i$ и, следовательно, зависимость нужно строить в координатах $(T_i/T_s, h/V_i)$. При этом можно использовать все типы рыхлых грунтов – крупнообломочные, пески необводненные и обводненные и другие, так как из теоретических заключений [1, 6] преобладающий период на рыхлом грунте зависит только от мощности слоя h и скорости распространения сейсмических волн в слое.

Зная зависимость $T_i=f(T_2)$, выраженную в зависимости $T_i/T_2=f(T_2)$, можно построить для каждого отдельного типа грунта зависимость вида $T_i=f(h_i/V_i)$, но в этом случае получается, что при $h_i=0$ будет неопределенно T_i , что лишено реального смысла. Эта неопределенность снимается, если мы задаемся каким-то периодом в падающей волне, т. е. справедлива зависимость вида $T_i/T_2=f(h_i/V_i)$.

Допустимая точность расчетов относительных частотных характеристик грунтов при землетрясениях, на наш взгляд, невозможна без достаточно ясного представления о том, с какой детальностью и на какую глубину необходимо определить сейсмические характеристики среды. Учитывая трудность получения прямых данных, мы использовали расчетные методы (в сопоставлении с экспериментальными результатами) и пришли к необходимости построения двух типов моделей. Первый – это построение сейсмических моделей для конкретных районов, различающихся по сейсмическим, геологическим и мерзлотным условиям, до глубин в несколько километров. Второй тип моделей должен соответствовать самой верхней зоне разреза до глубин, на которых можно ожидать техногенные изменения свойств грунтов. Основой построения сейсмических моделей служили скоростные разрезы, полученные по данным ГСЗ [8], дополненные данными, полученными нами средне- и малоглубинной сейсморазведкой. Были выбраны скальные грунты (граниты), находящиеся в твердомерзлом, пластичномерзлом и талом состояниях.

По частотным характеристикам, полученным расчетным путем [3], достаточно наглядно разделяется влияние на интенсивность сейсмических колебаний структурных неоднородностей и неоднородностей самой верхней зоны разреза. Первые из них проявляются на частотных характеристиках, рассчитанных для моделей, построенных по данным ГСЗ, вторые – по моделям, учитывающим данные средне- и малоглубинной сейсморазведки. Величина изменения интенсивности сейсмических колебаний, обязанная верхней части разреза, может оцениваться в зависимости от частоты по их отношению. Такой анализ приводит к выводу о снижении влияния неоднородностей на интенсивность сейсмических колебаний исходного сигнала с уменьшением частоты. Для построенных нами конкретных моделей с 5 до 15 Гц преобладает влияние неоднородностей верхней зоны разреза до 200–300 м. Начиная с 3–5 Гц, вклад в увеличение колебаний исходного сигнала становится равным, и при дальнейшем снижении частоты влияние приповерхностных неоднородностей становится минимальным по сравнению с влиянием глубинных.

Если считать сцементированные льдом скальные грунты наиболее однородными, особенно при распространении в них слабоэнергетических сейсмических сигналов, то влияние структурных и приповерхностных неоднородностей на сейсмический сигнал можно оценивать по частотным характеристикам, полученным по записям землетрясений. Изменение интенсивности сейсмических колебаний приповерхностными

неоднородностями определяется в этом случае всей рассматриваемой областью частот.

Результаты расчетных и экспериментальных исследований влияния структурных и приповерхностных неоднородностей на сейсмический сигнал могут служить основой для разработки принципов формирования моделей, охватывающих разные глубины разреза, для районов, различающихся по сейсмическим, геологическим и мерзлотным условиям [9].

Литература

1. Саваренский Е.Ф. Элементарная оценка влияния слоя на колебания земной поверхности / Изв. АН СССР. Сер. Геофиз. 1959. №10. С. 1441–1447.
2. Пучков С.В. Закономерности колебаний грунта при землетрясениях. М.: Наука, 1974. 119 с.
3. Ратникова Л.И. Методы расчета сейсмических волн в тонкослоистых средах. М.: Наука, 1973. 124 с.
4. Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 года. Ташкент: Фан, 1971. 672 с.
5. Медведев С.В. Инженерная сейсмология. М.: Госстройиздат, 1962. 284 с.
6. Кац А.З. О физических основах методики сейсмического микрорайонирования // Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР. 1960. С. 73–79.
7. Штейнберг В.В. Исследование спектров близких землетрясений для прогноза сейсмического воздействия // Колебания земляных плотин. М.: Наука, 1967. С. 123–150.
8. Недра Байкала по сейсмическим данным / С.В.Крылов, М.М.Мандельбаум, Б.П.Мишенькин и др. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
9. Джурик В.И., Дреннов А.Ф. К построению сейсмической модели эталонных грунтов. // Развитие сейсмологических и геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1988. С. 98–99.

К.А. Докукина

Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

Сдвиговой тектогенез и метаморфизм в коллизионной системе Ольхонского региона (Западное Прибайкалье): синтез геологических, петрологических и структурных данных

Породы Ольхонского региона охвачены единым ореолом зонального метаморфизма с постепенной сменой фаций: от зеленосланцевой (ставролит-хлоритовой, эпидот-амфиболитовой) до гранулитовой. Параметры метаморфизма колеблются в диапазоне: температура 300–650°C, давление 3,5–6,5 кбар. Детальное геологическое картирование и структурный анализ территории [1–3] определили типы и морфологию синметаморфических деформаций, развитых в регионе. Здесь установлены три последовательно сменяющие друг друга структурных парагенезиса: покровный, купольный и сдвиговой, которые связаны с коллизионными событиями каледонского возраста (коллизия «дуга-террейн» и «террейн-континент»), происходившими на этой территории [2].

Последний сдвиговой этап синметаморфических деформаций связан

с косо́й коллизией Ольхонского террейна вдоль края Сибирского кратона и определяет современную картируемую структуру региона. Новые данные, полученные во время полевого геологического картирования с использованием аэрофотоснимков масштаба 1:25 000, 1:12 000 и 1:5 000 и детальный анализ полевой геологической карты масштаба 1:25 000 позволили автору составить карту сдвиговых пластин Ольхонского региона. Сопоставление и анализ геологической карты, карты метаморфизма, составленной С.П. Кори́ковским, и новой карты сдвиговых пластин позволили получить представление о кинематике региона в процессе последнего сдвигового этапа деформации. Границы метаморфических изоград преимущественно совпадают с картируемым рисунком сдвиговых пластин. Такое соотношение предполагает генетическую взаимосвязь между неизобарическим характером метаморфизма в регионе и сдвиговым этапом тектогенеза. Тектоническая история коллизионных событий в регионе представляется следующей.

1. Коллизия «дуга – терре́йн» включает в себя два крупных события. Первое событие – это формирование синхронных с метаморфизмом глубинных тектонических покровов, связанных с обдукцией комплексов океанического и переходного типа на древнее основание с корой континентального типа [2], завершающееся вовлечением их в зоны пластических листрических разломов, т.е. глубинные покровы начинают перемещаться в более верхние горизонты коры [4]. Второе событие – куполообразование, связанное с ремобилизацией континентальной коры террейна, тектонически перекрытой и экранированной островодужными аллохтонами [3].

2. Коллизия «терре́йн – континент». В режиме «косо́й коллизии» происходит столкновение Ольхонского террейна с Сибирским кратоном. В результате движения террейна вдоль края кратона происходит взаимодействие жестких блоков: края Сибирского кратона и крупных массивов габбро, входящих в состав пород Ольхонского террейна. В точке взаимодействия жестких блоков возникает режим транспрессии, как результат сочетания содвига со сдвигом. Для жесткого массива габбро режим транспрессии реализуется через вращение по часовой стрелке. Вмещающие породы претерпевают взбросо-сдвиговые деформации в режиме правого сдвига с последовательным выжиманием все более глубинных блоков в верхние горизонты земной коры из зоны реализации режима транспрессии.

Таким образом, можно сделать следующий вывод: причиной неизобарического характера зонального метаморфического ореола в коллизионной системе Ольхонского региона служит тектонический фактор, а такое большое разнообразие температурных и глубинных критериев на одном эрозионном уровне генетически связано с последним сдвиговым этапом деформации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проекты №№ 00-05-65308 и 01-05-06143.

Литература

1. Добержинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Сониюшкин В.Е., Лихачев А.Б., Федоровский В.С. Покровные и сдвиговые пластические деформации метаморфического комплекса Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геотектоника. 1992. № 2. С. 58–71.
2. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
3. Федоровский В. С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56–71.
4. Кацура И.К., Федоровский В.С. Главная сдвиговая зона коллизионной системы каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН. 1996. Т. 351. № 5, С. 1–6.

К.А. Докукина¹, В.Г. Владимиров²

Модель механического взаимодействия кислого расплава и терригенно-карбонатных пород в мезоабиссальных условиях верхней коры коллизионной системы Ольхонского региона (Западное Прибайкалье)

В 2000 г. по результатам работ в пределах Таастауской вулканоплутонической структуры (Чарская зона, Восточный Казахстан) был введен новый термин «тектонический минглинг» [Владимиров и др., 2001; Vladimirov et al., 2001]. Термин был предназначен для описания уникальных минглингподобных структур, представляющих собой механическую смесь магматических (фельзиты) и осадочных (песчано-сланцевые и черносланцевые породы нижнего карбона) пород. В основе предложенной модели лежит предположение о формировании вулканоплутонической постройки в условиях катастрофического сдвигового течения. Породы, претерпевшие высокоскоростные сдвиговые деформации, испытали кратковременное падение вязкости, что создало необходимые условия для проникновения в осадочную толщу кислого магматического расплава.

В настоящей работе рассмотрен пример проявления тектонического минглинга в мезоабиссальных условиях, когда инжектирование кислого расплава происходит в метаморфизованные породы терригенно-карбонатного состава.

В палеозойской коллизионной системе Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) в метаморфических толщах участка Нутгей (амфиболитовая фация метаморфизма) установлено, что внедрение гранитоидов сопряжено со сдвиговым этапом деформации Ольхонской коллизионной системы и имеет транспрессионную природу. В процессе внедрения

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

² Институт геологии (ИГ) СО РАН, Новосибирск, Россия.

синкинематические жильные гранитоиды и вмещающий их мраморный меланж механически взаимодействуют. Контакты между гранитоидами и мраморами имеют взаимопроникающий характер, образуют фестончатые и пламеневидные формы. Изученные соотношения между гранитным веществом и вмещающими породами позволяют сделать вывод, что в момент внедрения гранитоидов вязкость среды была сопоставима с вязкостью расплава. Контраст температур между вмещающей средой и расплавом фиксируется по зонам закалки.

Таким образом, взаимоотношение кислых гранитоидов и метаморфизованных толщ участка Нутгей Ольхонского региона свидетельствует об активном механическом взаимодействии неконсолидированного кислого расплава и вмещающих терригенно-карбонатных пород. Однако, в отличие от Тастаусской вулканоплутонической структуры, фактором, контролирующим падение вязкости среды, является не скорость деформаций, а температура среды в процессе ее объемного сдвигового течения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты №№ 00-05-65308 и 01-05-06143.

Н.С. Дорохов¹, А.А. Соболева²

Тектономагматическая эволюция севера Урала в позднем рифее–кембрии

После закрытия Енганапейского задугового бассейна, в позднерифейско-кембрийское время происходило аккреционное наращивание Восточно-Европейской платформы и образование коллизионных и постколлизионных вулканоплутонических ассоциаций.

Глубинной слагающей вулканоплутонических ассоциаций севера Урала являются гранитоидные интрузивы, геологический возраст которых находится в диапазоне поздний рифей–кембрий.

Одним из таких массивов является Народинский, который имеет сложное строение, отражающее этапы его становления. Мы полагаем, что в нем совмещены породы, образование которых происходило на разных геодинамических этапах развития региона.

В пределах Народинского массива можно выделить два типа гранитоидов: лейкограниты, слагающие его северную часть, близкие по своим характеристикам к А-типу, гранитоиды южной части, отвечающие I-типу.

Разделение гранитоидов на два типа проводится по ряду петрографических и геохимических признаков.

¹ Сыктывкарский государственный университет, Сыктывкар, Россия.

² Институт геологии (ИГ) Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия.

Гранитоиды южной части массива представлены кварцевыми диоритами, гранодиоритами и биотитовыми гранитами, при это наблюдается постепенный переход от кварцевых диоритов к более кислым разностям, граниты северной части представлены лейкократовыми разностями.

Гранитоиды южной части массива относятся к нормальному типу щелочности с калий-натриевым и натриевым уклоном и образуют длинный непрерывный ряд составов. Содержание суммы щелочей в них имеет положительную корреляцию с концентрацией SiO_2 . Граниты северной части имеют нормальную повышенную щелочность и обладают калиевой спецификой. Для них характерна обратная зависимость щелочности от SiO_2 при нешироких вариациях состава.

Породы южной части массива обогащены Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , CaO , FeO , Fe_2O_3 и обеднены SiO_2 по сравнению с гранитами северной части.

Содержание элементов-примесей также подчеркивает выявленные различия пород. Гранитоиды южной части массива обеднены по сравнению с лейкогранитами северной части TR, Th, Y, Yb, Zr, Rb и относительно обогащены Sr, Ba.

В выделенных типах гранитов наблюдается и различная концентрация и распределение редких земель. При более низком содержании редких земель в целом гранитоиды южной части массива относительно обогащены легкими лантаноидами ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=3,9-18,5$) и имеют небольшой дефицит Eu ($\text{Eu}_N/\text{Eu}_N^*=0,17-1,39$). Для гранитов северной части массива характерна тенденция обогащения как легкими, так и тяжелыми редкими землями ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=3,7-4,6$) и резко проявленный дефицит Eu ($\text{Eu}_N/\text{Eu}_N^*=0,25-0,38$). Это подтверждает вероятную самостоятельность формирования гранитоидов выделенных типов.

Взаимоотношения между выделенными типами гранитоидов остаются недостаточно ясными. Непосредственных геологических взаимоотношений биотитовых гранитов и лейкократовых гранитов не наблюдалось, и о последовательности внедрения гранитоидов можно судить лишь по косвенным признакам. В гранитах массива присутствуют ксенолиты, имеющие состав от габбро до кварцевых диоритов, при этом нигде не отмечено ксенолитов лейкогранитового состава. Постепенные переходы в ряду кварцевый диорит – биотитовый гранит свидетельствует в пользу того, что породы, встречаемые среди ксенолитов, и есть фрагменты интрузива, сформированного на более раннем этапе. Следовательно, гранитоиды I-типа внедрились раньше, чем лейкограниты A-типа.

Образование гранитоидов I-типа мы связываем с кадомской коллизией по типу дуга–континент, в результате которого произошло закрытие Енганпейского задугового бассейна. Становление же гранитов A-типа, с возрастом 557 млн лет ([Андреичев и др., 1999], Rb-Sr метод), уже происходило на постколлизиионном этапе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 01-05-06176 и 00-05-64645).

Геодинамическая природа особенностей изменения рельефа дна, морфоструктурной сегментации и аномальных геофизических полей вдоль простираания Юго-Восточного Индийского хребта

Юго-Восточный Индийский хребет (ЮВИХ) протягивается примерно на 8000 км между тройными соединениями (ТС) Родригес и Маккуори. Скорость спрединга увеличивается с запада на восток от 57,5 до 75,6 мм/год. Аномально «горячая» область плато Амстердам/Св.Павла (АСП) и аномально «холодная» область Австрало-Антарктического Дискорданса (ААД) разделяют ЮВИХ на три части, сильно различающиеся по характеру рельефа хребта, морфологии структурных нарушений, параметрам сегментации и аномальным геофизическим полям. Большое влияние на морфологию ЮВИХ оказывает также горячая точка Кергелен, способствующая формированию вдольосевого мантийного потока [1].

Морфология рифтовой зоны и сегментирующих его нарушений несколько раз меняется вдоль простираания ЮВИХ. На оси ЮВИХ можно встретить эшелonoобразно смещенные глубокие осевые долины (участок от ТС Родригес до 75° в.д. и район ААД), подобные наблюдающимся вдоль медленно раздвигающегося Срединно-Атлантического хребта (САХ) [2], и хорошо выраженные осевые поднятия (между 82° и 104° в.д. и восточнее 128 в.д.), сегментирующиеся перекрытиями центров спрединга, которые встречаются на быстро раздвигающемся Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП). Однако часто вдоль простираания ЮВИХ появляется некоторая промежуточная между осевым поднятием и глубокой рифтовой долиной форма осевой морфологии – мелкие рифтовые долины на фоне горстообразного осевого поднятия, (участки между от 75° в.д. до 82° в.д. и 104° и 114° в.д.), при которой встречаются как перекрытия, так и эшелонированные смещения оси и очень характерны продвигающиеся рифты. Они, по сути, похожи на перекрытия центров спрединга, но отличаются существенно большей величиной смещения [3].

Анализ геометрических и морфометрических параметров сегментов ЮВИХ показал, что при изменении морфологии рифтовой зоны меняется не только характер нарушений, сегментирующих хребет, но и среднее значение длины сегментов различных порядков, а также средняя величина смещения по нарушениям. В целом сегменты различных порядков на участках ЮВИХ с осевыми поднятиями и мелкими рифтовыми долинами оказываются длиннее сегментов соответствующих порядков на участках ЮВИХ с глубокими рифтовыми долинами.

Амплитуда смещений на нарушениях различных порядков изменяется в зависимости от морфологии рифтовой зоны хребта. На ЮВИХ в об-

ласти развития осевых поднятий смещения на трансформных разломах (ТР) больше, чем в районах распространения рифтовых долин. Причем смещения на ТР, нарушающих мелкие рифтовые долины, больше, чем на ТР, прерывающих глубокие рифтовые долины. Это, видимо, связано с тем, что сегменты с осевыми поднятиями длиннее сегментов с осевыми долинами, следовательно необходимы более значительные смещения на трансформных разломах, разделяющих сегменты с осевыми поднятиями, по сравнению с величиной смещений на ТР, разделяющих сегменты с рифтовыми долинами. Следовательно, на хребтах с осевыми поднятиями для реализации такого же напряжения, как и на хребтах с рифтовыми долинами, на трансформных разломах необходимо большее по амплитуде смещение. Смещения оси на структурных нарушениях более низкого порядка, т.е. на крупных перекрытиях центров спрединга, продвигающихся рифтах и нетрансформных смещениях, почти не меняются вдоль ЮВИХ, несмотря на изменение осевой морфологии.

На ВТП величина смещений на крупных перекрытиях центров спрединга немного больше, чем на крупных нетрансформных смещениях САХ. Но на ЮВИХ величина смещений на нарушениях этого типа больше, чем на ВТП и чем на САХ. Это может еще раз подчеркивать уникальность ЮВИХ. В итоге, мы можем прийти к выводу, что морфология нарушений и характер сегментации хребта контролируются теми же процессами, что и морфология рифтовой зоны. В их число входит не только скорость спрединга и периодичность тектономагматического цикла, но, как показывает пример ЮВИХ, и интенсивность снабжения хребта расплавом, которая во многом определяется температурой подстилающей мантии и контролирует толщину хрупкого слоя литосферы.

Для исследования закономерностей образования и развития структурных неоднородностей, сегментирующих осевые зоны СОХ со средними скоростями спрединга были проведены эксперименты по их моделированию. Опыты были выполнены с учетом условий подобия на экспериментальном комплексе, позволяющем производить растяжение упругопластичной литосферы, лежащей на жидком основании (астеносфере). Исследовались следующие параметры, влияющие на результаты модельного процесса: скорость растяжения, толщина и ширина деформируемого слоя. Моделирование показало, что характер образования структурных нарушений вдоль среднескоростных СОХ зависит от толщины литосферы и ширины зоны ее прогрева, обусловленной уровнем поднятия астеносферы, наличием осевой магматической камеры или вдольосевым астеносферным потоком. При этом вероятно образование структур, характерных для хребтов как с быстрыми (крупные перекрытия осей спрединга), так и с медленными (эшелонированные трещины и нетрансформные смещения) скоростями растяжения.

Изменения осевой морфологии вдоль ЮВИХ сопровождаются увеличением около осевой глубины склонов хребта на 500 м, изменяясь от 2800 м около 88° в.д. до 3300 м около 114° в.д., и увеличением регио-

нального уровня гравитационной мантийной аномалии Буге (МАБ) на 50 мГал на этом же расстоянии. Региональное изменение глубины дна и МАБ может объясняться изменением толщины коры на 1,7–2,4 км или изменением температуры мантии на 50–90°C между 88° в.д. и западным окончанием ААД. Вдольосевой градиент МАБ непостоянный. Выраженные ступени в МАБ регионального уровня наблюдаются на 103°30'–104° в.д. и на 114°–116° в.д. и соответствуют изменениям в осевой морфологии и в амплитуде морфологии абиссальных холмов. Это дает возможность предположить, что различные формы осевой морфологии не плавно переходят друг в друга, а представляют собой достаточно репрезентативные, отчетливо различающиеся формы осевой структуры и тектоники с резким переходом между ними [4].

Такие скачкообразные изменения МАБ, вероятно, могут свидетельствовать либо о резком изменении толщины коры или температуры мантии, либо о скачкообразном изменении плотности коры, вызванном изменением стиля аккреции и, возможно, строения коры при изменении типа осевой морфологии.

Различные формы осевой морфологии также связаны с различными типами внутрисегментных МАБ. Сегменты с осевым поднятием имеют пониженные значения МАБ, располагающиеся в области минимальных глубин в центре сегмента. На ВТП-образных сегментах понижение МАБ составляет около 10 мГал с вдольосевым градиентом 0,15–0,25 мГал/км подобно тому, что наблюдается на ВТП. На рифтовых поднятиях понижение МАБ меньше и градиенты МАБ также меньше, позволяя предполагать истощенную смесь магматической камеры и редуцированное, эпизодическое снабжение расплавом. Сегменты с мелкой осевой долиной имеют очень плоские вдольосевые профили МАБ со слабым соответствием между осевой глубиной и осевой МАБ [4].

Существование различных типов морфологии на ЮВИХ с промежуточной скоростью спрединга и наличие резких, хорошо выраженных и наблюдающихся на ограниченном расстоянии переходов между отдельными типами подтверждает правильность модели формирования осевой морфологии, вовлекающие «пороговый» механизм для быстрых изменений между двумя различными состояниями. Такое заключение подтверждается наблюдением, что переходы от одного типа осевой морфологии к другому сопровождаются значительными резкими изменениями батиметрической изрезанности и амплитуды магнитных аномалий. Это свидетельствует о том, что переходы осевой морфологии сопровождаются существенными изменениями механизма аккреции, который определяет локальный батиметрический рельеф и аномальные геофизические характеристики.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 00-05-64399) и ФЦП «Интеграция» Рег. № А0070.

Литература

1. *Marks K.M., Sandwell D.T., Vogt P.R., Hall S.A.* Mantle downwelling beneath the Australian-Antarctic Discordance zone: evidence from geoid height versus topography // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol.103. P.325–338.

2. *Sempéré J.-C., Cochran J.R.* The Southeast Indian Ridge between 88°E and 118°E: Variations in crustal accretion at constant spreading rate // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol.102. P.15,489–15,505.
3. *Ma Y., Cochran J. R.* Transitions in axial morphology along the Southeast Indian Ridge // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. P.15,849–15,866.
4. *Cochran J.R., Sempéré J.-C.* The Southeast Indian Ridge between 88°E and 118°E: Gravity anomalies and crustal accretion at intermediate spreading rates // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. P.15,463–15,487.

В.А. Дубровский, В.Н. Сергеев

Институт динамики геосфер (ИДГ) РАН, Москва, Россия

Законы сохранения и тектоника

Физические законы сохранения и тектонические модели обязаны быть взаимно увязанными, т. е. законы сохранения диктуют характер и свойства моделей. Основываясь на законах сохранения энергии, импульса, момента и вещества, условиях равновесия можно зачастую предсказать возможные типы тектонических движений, формулировать ряд ограничений на их основе. При этом весьма полезным оказывается формализация законов сохранения в виде уравнений математической физики. Любые решения таковых уравнений, учитывающих в качестве граничных и начальных условий реальные результаты наблюдений, должны иметь соответствующие аналоги природных явлений. Конечно, при условии, что выбрано адекватное приближение, с одной стороны, и в этом приближении аналитические выкладки и численный счет могут быть проведены с достаточной точностью современными физико-математическими средствами, с другой стороны. Такое оптимальное сочетание упрощения и технических возможностей и представляет собой, в конце концов, истинный, результативный научный подход, оставляющий за бортом беспочвенные фантазии и модели и определяющий реальные рамки существующих построений. Это особенно важно в такой пограничной области наук о Земле как геофизика. Постараемся сформулировать здесь некоторые модельные задачи и результаты их исследований, обладающие вышеупомянутыми свойствами.

Проблема равновесия в системе литосфера–астеносфера с инверсией плотности. Эта проблема может проясниться на основе только точного решения модельной математической задачи о равновесии тяжелого упругого слоя, лежащего на более легкой несжимаемой жидкости [1]. Аналитическое и численное исследование приводит к следующим выводам. 1. Тяжелый слой – литосфера должен самопроизвольно деформироваться под влиянием силы тяжести с определенным латеральным размером возмущений. 2. Этот размер близок к критическому размеру, определяемому упругоплотностными параметрами, при которых имеет место равновесие, т. е. равенство архимедовой силы (подъема

легкого материала астеносферы и опускания тяжелого материала литосферы) и противодействующей ей упругой силы деформации литосферы. 3. Это равновесие оказывается неустойчивым, т. е. все возмущения с размерами, большими критического, будут неограниченно расти (под действием силы тяжести), приводя к многообразию тектономагматических проявлений. 4. Возмущения с размерами меньше критического, будут приводить к колебательному режиму, такому, что частота колебаний должна стремиться к нулю по мере приближения к катастрофическому порогу неустойчивости (условию равновесия), но при конечной длине волны возмущения. Этот новый в сейсмологии тип волн с таким необычным соотношением частоты и длины волны может ассоциироваться с сейсмоакустическими предвестниками землетрясений или с современными волновыми движениями, предвещающими орогенный режим, определяя в любом случае известный феномен «затишья перед бурей». 5. Деформирование литосферы в равновесии или при развитии неустойчивости должно быть принципиально неоднородным так, что вертикальные смещения границы литосфера–астеносфера оказываются в десятки раз большими, чем дневной поверхности. Такая неоднородная деформация обеспечивает понижение в средней линии центра тяжести толстого упругого слоя-литосферы (в отличие от приближения тонкой пластины, используемого модной в настоящее время плиттектоникой). 6. Неоднородная деформация литосферы происходит так, что горизонтальные смещения имеют место в основном на поверхности, а вертикальные – в глубине, на границе литосфера–астеносфера. 7. При такой деформации силы, приводящие к горизонтальным движениям на поверхности, оказываются внутренним, самосогласованным свойством исследуемой задачи об упругой, толстой литосфере. Этим наша постановка выгодно отличается от модельной задачи о тонкой пластине, используемой в плиттектонике, когда для объяснения наблюдаемых горизонтальных движений приходится в каждом конкретном случае привлекать априорно нужные силы со стороны, вне рамок поставленной проблемы, тем самым обходя проблему движущей силы.

Нелинейные геодинамические процессы в системе литосфера–астеносфера реализуются в виде квазипериодического уменьшения (вплоть до полного исчезновения) астеносферного слоя в результате интенсивных тектономагматических процессов, чередующегося с воссозданием этого слоя в спокойные периоды. Воссоздание астеносферы происходит за счет глубинного теплового потока, существующего в результате постоянного высвобождения гравитационной энергии при плотностной конвекции в нижней мантии [2].

Нелинейность процесса понимается как зависимость условий протекания процессов от их интенсивности и наоборот [2]. Это точное определение нелинейности формализуется обычно в виде нелинейных уравнений математической физики, учитывающих априорные физические законы сохранения. Получить точное аналитическое решение

нелинейных задач удается в редчайших случаях. Компьютерное же моделирование также не приносит существенного успеха без понимания сущности процессов и предварительного аналитического, физико-математического исследования, создавая зачастую ложное чувство результативности исследований. Однако более успешный подход связан с линеаризованными задачами, поддающимися более легкому изучению, когда ряд параметров общей нелинейной задачи рассматриваются на определенном этапе фиксированными [2].

Так, в нашей задаче об условиях равновесия системы литосфера-астеносфера с инверсией плотности мы зафиксировали определенные параметры литосферы и астеносферы с целью понять процесс развития геодинамической неустойчивости и его свойства, сформулированные выше в семи пунктах. Более общая, нелинейная задача предполагает, что в полной мере развитая неустойчивость, реализующаяся в виде тектономагматической активности, приводит, в конце концов, к резкому уменьшению эффективного модуля сдвига литосферы и к интенсивному, конвективно (или адвективно) подобному отводу тепла из астеносферного слоя и как, результат, его исчезновению.

Другими словами тектономагматические явления приводят к полной или частичной ликвидации астеносферы, как причины и генератора этих явлений, т. е. как бы убивают сами себя. Здесь происходит квазипериодическая смена двух состояний: одно механически неравновесное (с инверсией плотности), но термодинамически стационарное с ярко выраженной астеносферой, а другое механически равновесное, но термодинамически нестационарное с отсутствием астеносферного слоя. Переход из первого во второе связан с интенсивными тектономагматическими проявлениями, в то время как переход из второго в первое является более спокойным прогреванием вещества в районе астеносферного слоя за счет глубинного теплового потока. Можно привести, хотя и упрощенную, но довольно близкою аналогию с кипящим на плите чайником, когда крышка чайника периодически приподнимается, выпуская пар, а с ним и тепло, идущее от плиты. В этом состоит как раз сущность нелинейного процесса, являющегося, как правило, нестационарным. Другим примером линеаризации, но на ином масштабном уровне, является концепция плитовой тектоники, основанная на приближении тонкой пластины, взятом из механики. Плейттектоника достигла существенного прогресса в толковании многих геолого-геофизических явлений, но из-за приближения тонкой пластины она вынуждена, как было отмечено выше (пункт 7), постулировать внешние движущие силы и описывать внутриплитовую тектонику с большими допущениями, означающими, по существу, отказ от приближения тонкой пластины. Более адекватным оказывается моделирование коры и литосферной мантии толстыми упругими слоями [1].

Обобщенное условие изостазии является результативным шагом при учете еще одного физического закона: условия гидростатичности.

Традиционное условие изостазии принимает условия гидростатики в мантийной литосфере ниже границы Мохо. Это допущение оправдано до некоторой степени тем, что жесткость коры существенно выше жесткости материала мантийной литосферы. Более естественно, однако, полагать областью гидростатичности астеносферу. Простой подсчет в этом случае выявляет большее разнообразие изостатических ситуаций, при которых традиционное условие изостазии, вообще говоря, не соблюдается. Более того, оценки указывают на то, что знак традиционных изостатических аномалий указывает на характер смещения границы литосфера–астеносфера. Именно положительным аномалиям соответствует подъем этой границы, а отрицательным – опускание [3]. Таким образом, мы получаем мощный метод исследования глубинной тектоники с помощью относительно легко выполнимых оценок гравитационных аномалий.

Новая тектоническая концепция (НТК) следует из обобщенного условия изостазии. Именно, как показано в [3], возникают три различные геодинамические ситуации, когда над поднятием (опусканием) границы литосфера–астеносфера могут быть: а) поднятие (опускание) коры с одновременным ее утонением (утолщением), подобно рифтовым областям; б) опускание (поднятие) коры с утонением (утолщением); в) поднятие (опускание) коры с утолщением (утонением). Утонение коры возможно вплоть до образования океанической. Ситуация б) может моделировать окраинные моря и прилегающие островные дуги, а ситуация в) – Кавказ с прилегающими Черным морем и Южным Каспием. Наиболее вероятной сменой ситуации в процессе развития неустойчивости в системе литосфера–астеносфера с инверсией плотности является последовательность а)→б)→в), когда на месте рифтового режима возникает сначала морской с утоненной (может быть, океанической) корой, а затем – горное сооружение типа Кавказа. Это над поднятием астеносферного материала. В прилегающих районах с компенсационным опусканием литосферного материала при переходе б)→в) горное коровое сооружение заменяется утоненной корой. Примечательным в обсуждаемой тектонической схеме является то, что в одном и том же географическом месте, над одним и тем же поднятием (опусканием) границы литосфера–астеносфера возможно образование в процессе эволюции неустойчивости как утоненной коры (океанической), так и мощной коры горного сооружения. Такая смена ситуаций неустойчивого равновесия (изостатического) сопровождается горизонтальным перебросом корового материала из областей горных сооружений в области опусканий. И этот процесс больших горизонтальных возвратных перемещений на уровне коры должен происходить при однонаправленном перемещении границы литосфера–астеносфера.

Вихревые тектонические движения могут иметь место при достаточно быстром развитии неустойчивости в системе литосфера–астеносфера. При этом вихри, как один из способов развития конвективных

движений (ячеистая конвекция), должны оставлять следы в виде кольцевых структур. Физико-математические оценки и лабораторное моделирование показывают, что могут быть как восходящие, так и нисходящие вихревые течения в зависимости от поведения вязкости с температурой. Примером нисходящего вихря могут быть тектонические провалы Южного Каспия и Восточного Черноморья (может быть, Западного Черноморья и Восточного Средиземноморья), инициированные мощным опускающимся литосферным корнем [4].

Предвестник природных катастрофических явлений типа интенсивного орогенеза и землетрясений, связанных с существованием в механической системе состояния неустойчивого равновесия, с необходимостью реализуется в виде медленных волновых движений, о чем говорилось выше. Можно сформулировать утверждение на уровне теоремы о таком предвестнике. Если система имеет при некотором наборе характеризующих ее критических параметров положение неустойчивого равновесия, разделяющего области значений параметров, соответствующих устойчивому и неустойчивому состоянию системы, то в устойчивой области будут возникать волны, частота которых стремится к нулю по мере приближения к критическому положению неустойчивого равновесия при конечных значениях длины волны возмущения. В качестве волновых движений, предваряющих орогенез, могут быть так называемые современные тектонические движения [5]. Перед землетрясениями в Турции, на Кавказе, на Балканах наблюдались также волновые движения, регистрируемые через сейсмические колебания Черного моря [6].

Литература

1. Дубровский В.А., Сергеев В.Н. Неустойчивость в системе литосфера-астеносфера с инверсией плотности // Геофизика. Журн. ЕАГО. 1995, №4. С. 54–58.
2. Дубровский В.А. Нелинейная неустойчивость как основа тектонических процессов и вихревых проявлений // Вопросы нелинейной геологии и геодинамики. М.: ГЕОС, 1998. С. 49–58.
3. Дубровский В.А., Сергеев В.Н., Фунс Г.С. Обобщенное условие изостазии // ДАН. 1995. Т. 342, №1. С. 105–107.
4. Дубровский В.А., Сергеев В.Н. Кольцевые тектонические структуры // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 167–171. (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
5. Дубровский В.А., Сергеев В.Н. Обязательный предвестник катастроф // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. С. 222–226 (Материалы XXXIV Тектонич. совещания; Т. 1).
6. Нестеров В.В. Большебазовые лазерные интерферометры в геофизических исследованиях. Симферополь: Таврия, 1996. 284 с.

Верхняя мантия территории России

При сейсмических исследованиях с ядерными взрывами, выполненных Центром ГЕОН, дальность регистрации колебаний достигала 4500 км. Примененная система наблюдений обеспечила надежное изучение строения верхней мантии до глубины 800 км. Анализ полученного материала (волнового поля) позволил сделать вывод о том, что в верхней мантии содержатся три слоя с пониженной скоростью на глубинах 75–115 км, 140–170 км и 200–260 км. Скорости на границах этих слоев изменяются скачком, что обеспечивает возникновение интенсивных отраженных волн [1, 2]. Новая скоростная модель мантии континентальных районов России (Евразия России – ЕАР) приведена на рис. 1. Отметим, что модель ЕАР, как и другие обобщенные модели, показывает лишь принципиальные черты строения. В действительности, в пределах конкретных геологических провинций скоростное строение верхней мантии может несколько отличаться от модели ЕАР. При этом основные отличия заключаются в изменении мощности и глубины залегания слоев с пониженной скоростью. Это, например, видно на разрезе по профилю Кратон, пересекающему Западно-Сибирскую плиту и Сибирскую платформу (рис. 2).

Возникновение аномальных зон с пониженной скоростью зачастую связывается с частичным плавлением мантийного вещества, существующего в настоящее время. Однако, лабораторные исследования показали, что при частичном плавлении пород скорости продольных волн плавно уменьшаются с увеличением объема расплава [7]. Из этого следует, что переход от вмещающей среды к слою, подвергнувшемуся частичному плавлению, не может быть представлен сейсмической границей первого рода (скачок скоростей), т.е. должны отсутствовать соответствующие отраженные волны [7]. На сейсмограммах же такие волны четко выделяются [2]. Более обоснованной, вероятно, является гипотеза, объясняющая вертикальную скоростную зональность верхней мантии ее химической зональностью.

Для объяснения химической зональности необходимо знание распределения температуры вещества мантии по глубине как в настоящее время, так и в предшествующее. Одной из основных причин изменения температуры мантии во времени является перераспределение концентрации теплогенерирующих элементов. Из данных работы [5], полученных для теплового потока Сибирской платформы, а также результатов исследования А.Н.Тихоновым с сотрудниками цикличности проплавления верхней мантии за последние 3 млрд лет, обусловленной влиянием радиоактивного распада [3], следует, что по мере накопления теплогене-

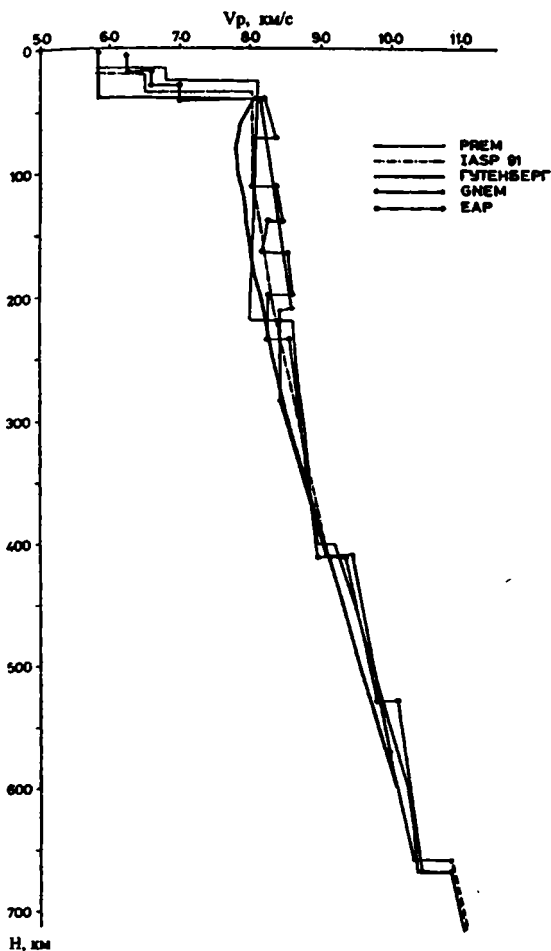


Рис. 1. Скорости продольных волн в верхней мантии для разных моделей

рирующих элементов в коре происходит смещение вниз области частичного плавления пород мантии. Глубина кровли проплавленной зоны при этом составляет 125–145 км, 165–190 км и 295–300 км, т.е. располагается в слоях с повышенной скоростью модели EAP. Таким образом, можно предполагать, что слои с пониженной скоростью представлены главным образом исходным веществом мантии (пиrolит), а слои с повышенной скоростью – тугоплавкими компонентами (дунит, перидотит), выделившимся в результате частичного плавления. Об этом свидетельствует и распределение скоростей продольных волн (V_p) в верхней мантии. По

[6] V_p в пиrolитах равна 8,01–8,38 км/с, а в дунитах и перидотитах – 8,42–8,48 км/с. В модели EAP V_p в слоях с пониженной скоростью изменяется от 8,02 до 8,23 км/с, в слоях с повышенной скоростью – от 8,34 до 8,60 км/с.

Переходная зона верхняя мантия – нижняя мантия отделяется сейсмической границей на глубине 410 км. Еще одна общепризнанная граница в переходной зоне располагается на глубине порядка 660 км. В результате работ Центра ГЕОН получены также убедительные доказательства существования границы на глубине 500–550 км [1, 2]. Границы 410, 520 и 660 км обусловлены, соответственно, изохимическими фазовыми

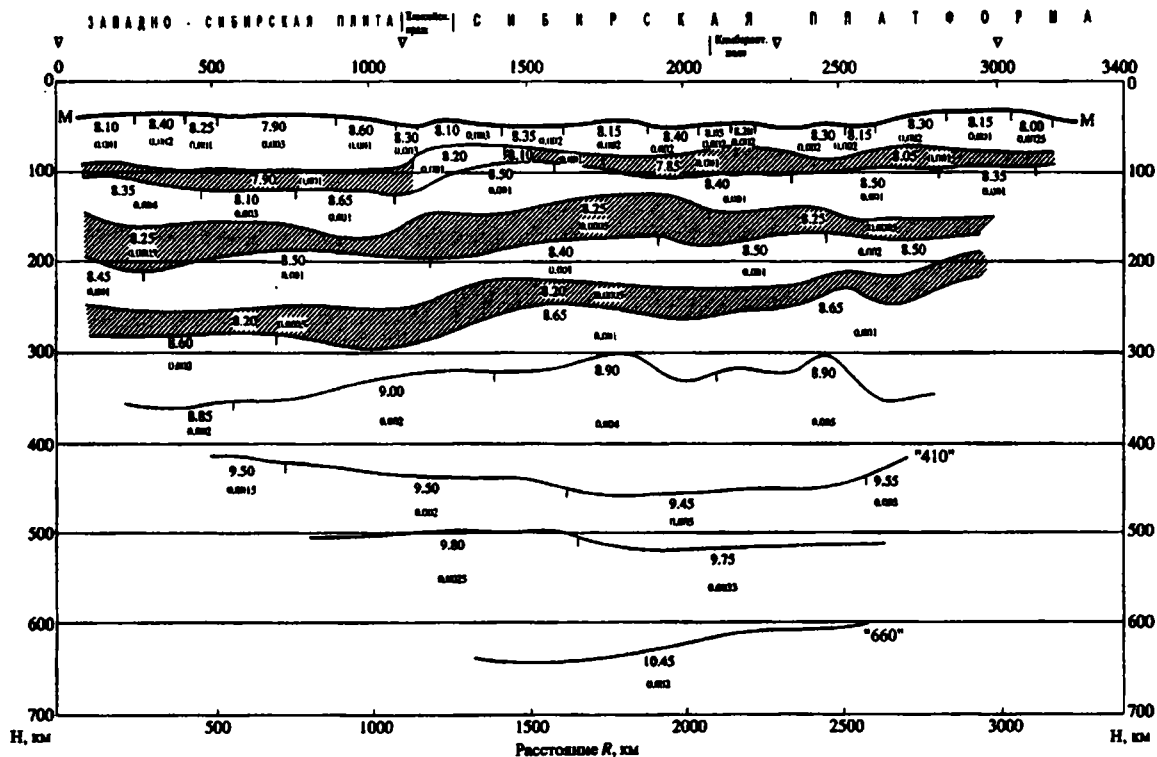


Рис. 2. Сейсмический разрез по профилю Березово-Усть-Мая («Кратон»)
 Заштрихованы слои с пониженной скоростью. 8.15 – скорость продольных волн у кровли слоя, км/с; 0.001 – линейный градиент нарастания скорости с глубиной в слое (км/с на км)

трансформациями α -оливин- β -оливин, β -оливин- γ -оливин и γ -оливин-перовскит+магнезиовюстит [4]. Первая трансформация характеризуется прямой зависимостью между температурой и давлением – при повышении температуры трансформация происходит при больших давлениях (глубинах), а третья – обратной. Как следует из рис. 2, граница 410 км погружается под Сибирским кимберлитовым полем, а граница 660 км – воздымается. Это говорит о росте температуры низов верхней мантии примерно на 300° [2], что, вероятно, и является причиной кимберлитового магматизма.

Литература

1. Егоркин А.В. Изучение мантии на сверхдлинных геотраверсах // Физика Земли. 1999. № 7/8. С. 114–130.
2. Егоркин А.В. Строение верхней мантии под Далдыно-Алаakitским кимберлитовым полем по сейсмограммам ядерных взрывов // Геология рудн. месторождений. 2001. Т. 43, № 1. С. 24–37.
3. Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли // ДАН СССР. 1969. Т. 188, № 2. С. 338–341.
4. Bina G.R. Mantle discontinuities // Rev. Geophys. 1991. Vol. 29. P. 783–793.
5. Rudnick R.L., M'Donough W.F., O'Connell R.J. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere // Chemical Geol. 1998. Vol. 145. P. 395–411.
6. Ringwood A.E. A model for the mantle // Geophys. Res. 1962. Vol. 67. P. 857–867.
7. Sato H., Sacks I.S., Murase T., Muncill G., Fukuyama H. Qp-melting temperature relation in peridotite at high pressure and temperature: Attenuation mechanism and implications for the mechanical properties of the upper mantle // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94? № B8. P. 10647–10661.

А.С. Егоров, Д.Н. Чистяков

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
(ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия*

Структура консолидированного фундамента западно-Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей (по данным геолого-геофизического моделирования профилей ГСЗ и МОВ-ОГТ)

Главными объектами глубинного геолого-геофизического моделирования в процессе составления опорных разрезов литосферы (геотраверсов) вдоль региональных сейсмических профилей ГСЗ-МОВЗ и МОВ-ОГТ являются области «стационарности расчетных геофизических параметров» и разделяющие их градиентные зоны [1]. Первые занимают до 80% объема разреза земной коры. Однотипность их проявления в сечениях древних платформ и фанерозойских складчатых областей подтверждает вывод о том, что основной объем консолидированного фундамента современных континентов представлен палеоплитами с древней раннедокембрийской корой. Заложение шовных (градиентных) зон связывается с геодинамическими обстановками растяжения, сжатия и сдви-

га, которые проявлялись в геологическом прошлом вдоль границ литосферных плит. Отличительной особенностью их глубинного строения является клинообразная морфология верхней части разреза и узкие, полого погружающиеся глубинные каналы.

Результаты изучения глубинного строения Западно-Сибирской платформы вдоль шести профилей ГСЗ и одного профиля глубинного МОВ-ОГТ позволили существенно уточнить представления о строении консолидированного фундамента этого региона. В его составе выделяются погруженные части Уральской, Казахстанской, Алтае-Саянской и Енисейской складчатых областей, а также Обь-Тазовская складчатая система.

Уральские складчатые сооружения в фундаменте Западной Сибири представлены восточным флангом Тагило-Магнитогорской сутурной зоны, Восточно-Уральской палеоплитой и Шеркалинской сутурной зоной. Тагило-Магнитогорская зона на глубинах до 12–14 км моделируется в виде сложной бивергентной структуры аллохтонных пластин, выполненных осадочно-вулканогенными комплексами океанического и островодужного генезиса. На основании интерпретации сейсмических и гравиметрических данных нами моделируется западное направление погружения канала этой сутурной зоны на интервале глубин от 20 до 45 км. Шеркалинская зона, занимающая пограничное положение между Уральскими и Казахстанскими структурами, по вещественному наполнению и характеру проявления складчато-надвиговых деформаций имеет черты сходства с Тагило-Магнитогорской зоной. Главное отличие связано с более высокой интенсивностью проявления вдоль ее простирания региональных сдвиговых деформаций.

Данные ГСЗ и результаты интерпретации потенциальных полей указывают на преимущественно континентальный тип разреза земной коры погруженной части Казахстанской складчатой области. В ее составе выделяются Кокчетавская, Ханты-Мансийская и Зауральская палеоплиты. Обращает на себя внимания аномальная структура коры Зауральской палеоплиты, которая на разрезе МОВ-ОГТ проявляется в виде сквозькоровой области чередования линзовидных зон повышенной «сейсмической расслоенности» и «сейсмически прозрачного» матрикса. Эта особенность глубинного разреза связывается нами с высокой интенсивностью проявления сдвиговых тектонических дислокаций в зоне сочленения Восточно-Европейской и Казахстанского континентальных плит. Северная граница распространения казахстанских каледонид маркируется Сальмской сутурной зоной.

Обь-Тазовская зона, пересекающая фундамент Западно-Сибирской платформы в северо-западном направлении, выделяется по низким значениям скорости продольных волн верхней мантии и аномальной инфраструктурой скоростного разреза земной коры. Мы рассматриваем эту зону как палеозойский остаточный океанический бассейн, разрез верхней коры которого включает аллохтонные пластины, выполненные деформированными океаническими осадками и островодужными образованиями.

Вдоль западной окраины Сибирской платформы располагается Енисейская складчатая область, ширина которой достигает 150–200 км. Ее узкий глубинный канал погружается в восточном направлении. К западу от нее выделяются Нядояхская и Кетская палеоплиты, с аккрецией которых к окраине Сибирской платформы связывается формирование рифейских складчатых сооружений. Западнее обрамление Сибирской платформы представлено Колпашевской палеоплитой, которая включается в состав палеозойских складчатых сооружений.

В юго-восточной части фундамента Западной Сибири прослеживаются погруженные части Минусинской и Кузнецкой палеоплит и разделяющей их Кузнецко-Алатауской зоны комбинированного морфокинематического типа.

В северо-западной части фундамента Западно-Сибирской платформы выделяется окраина Южно-Карской палеоплиты. Вдоль ее восточной границы установлена Ямало-Гыданская зона с аномальным сейсмическим разрезом земной коры и верхней мантии. В наших построениях принята «океаническая» модель этой структуры.

Важное место в тектонике консолидированного фундамента Западной Сибири принадлежит сдвиговым дислокациям. Удаётся проследить продолжение на северо-запад Иртышской зоны смятия. Далеко на север прослеживается Восточно-Саянский сдвиг. В центральной части Западной Сибири выявлены две протяженные зоны сдвиговых дислокаций (Назинско-Колпашевская и Барабинско-Камень-Обская), которые обусловили формирование Томского надвига [2].

Обоснование эволюционной схемы формирования глубинного строения Западной Сибири выполнено в форме палеоразрезов, набор которых отражает последовательность развития земной коры, ее усложнение во времени и пространстве. Они характеризуют процессы интеграции и дезинтеграции континентов с изменением относительной позиции палеоплит, островных дуг и океанических областей в фиксированные моменты главных тектономагматических циклов, определивших доминирующие черты его современной структуры и вещественного состава фундамента Западной Сибири.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №00-07-90277).

Литература

1. Егоров А.С., Чистяков Д.Н., Гурьев Г.А. и др. Глубинное строение типоморфных структур литосферы по данным геолого-геофизических исследований вдоль геотравесов России // Разведка и охрана недр. 2001. № 1. С. 2–10.
2. Чистяков Д.Н., Егоров А.С., Гурьев Г.А. Геодинамика северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 570–573 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).

Качественная модель образования протокоры Земли

1. Возраст древнейших пород коры оценивается в 4–3,5 млрд лет. Это преимущественно кварциты и породы средне-кислого состава: серые гнейсы или тоналит-трондьемит-гранодиоритовые (ТТГ) комплексы и содержащиеся в них включения метавулканитов и метаосадочных пород [Хаин, 1995]. Циркон названных включений еще более древний – 4,1–4,2 млрд лет. Последнее определение циркона из ТТГ-пород Австралии – 4,4 млрд лет [У.Пек, Дж.Велли, 2000]. Основные объемы протокоры были сформированы уже к среднему архею или к протерозою. По оценке [Abbott et al., 2000] к концу архея, т.е. ~2,7 млрд лет назад, было сформировано 29–45% коры, а к концу раннего протерозоя (~1,8–2 млрд лет) – 51–79%. При этом мы априори принимаем сингенетичность формирования ТТГ-комплекса и железистых кварцитов.

Нет никаких конкретных фактов, которые бы указывали на более раннее образование, чем ТТГ-комплексы, каких либо базальтоидов или коматиитов, ассоциирующих обычно с гранит-зеленокаменными поясами. Древнейшие офиолиты Карелии и Китая имеют возраст позднего архея, ~2,8–2,5 млрд лет [К.А.Крылов, 2000]. Тем не менее, идея о более раннем образовании основных вулканитов весьма популярна, поскольку иначе как последовательной магматической дифференциацией нельзя объяснить появление средне-кислых пород из материала первичной мантии [Богатиков и др., 1991].

Известно, однако, что базальтовая магма может дать не более 7–10% средне-кислого остатка, при этом остальная часть первоначального объема, т.е. больше 90% расплава, должна быть превращена в твердое габбро. Если же подобный остаток производить из коматиита или перидотита, то возможности еще меньше; его будет не более первых или долей процентов. Подобная доля локально образующегося кислого остатка не может образовать мощную протокору (более 30 км). Наконец, заметим, что коматииты нельзя произвести прямой выплавкой из мантии. Образование перидотитовых коматиитов возможно лишь при окололиквидусном фракционировании и аккумуляции оливина [Гирнис, 1984]; необычный геохимический состав некоторых коматиитов требует контаминации магмы *коровым* материалом с долей последнего от 10 до 30% [Huppert et al., 1985]. Температуры этого процесса заметно превышают те, которые рассчитываются для нуклеарной стадии. Симптоматично отсутствие интрузивных аналогов коматиитов; этот факт также свидетельствует о нерéalности их образования при выплавлении или фракционировании первичной магмы. Эволюция магмы при дифференциации требует последовательной смены некоторых ее изотермических состояний, охватывающих весь объем расплава, от подошвы до поверхности.

Сепарация остаточного расплава при кристаллизации осуществляется за счет его последовательного отжигания от интрателлурической фазы и обогащения легкоплавкими компонентами. Чтобы получить необходимые объемы средне-кислых пород протокоры, нужно **перекристаллизовать** объемы первичного вещества, на два порядка большие, чем объем протокоры, что не приемлемо.

2. Исследования изотопии Sm–Nd и Rb–Sr [Балашов и др., 1991] показали, что процесс дифференциации вещества первичной мантии Земли на деплетированную мантию (ДМ) и обогащенную кору происходил ранее 4 млрд лет назад; с другой стороны резервуар ДМ имел глобальный характер. В древней коре следует ожидать накопление легких R3Э, K, Rb, Ba и других подобных элементов. Граничные условия образования коры определяют низкую степень плавления субстрата, которая обуславливает удаление некогерентных элементов при почти неизменном исходном зерцолитовом составе мантии. К близкому выводу приходит И.Н. Толстихин [1991] на основании анализа изотопии Ar и He. Эти идеи поддерживают и другие геохимики [Р. Кэр, С. Боуринг, 1993]. Образование протокоры по названным данным произошло в первые 500–600 млн лет существования Земли; допускается неоднократное перемешивание коры и ее однородный вещественный состав. Этот вывод согласуются с эмпирическим обобщением (см. выше), хотя геохронологические методы дают больший диапазон образования протокоры (4,4–3,5 млрд лет).

Предполагается, что ведущими процессами при этом были плавление и фракционирование вещества мантии в присутствии флюидов, либо возгонка и дегазация при импактных процессах. Ряд аргументов против магматической дифференциации первичного ультраосновного вещества на ранней стадии приведен выше. Импактные процессы должны были бы привести к массовому формированию специфических пород, чего не наблюдается. При импактном процессе вряд ли можно ожидать избирательное плавление. Импактные процессы вносят существенный вклад в нагрев поверхностного слоя и в общее накопление вещества Земли, но не в его фракционирование.

3. Диапазон оценок температур поверхности в период формирования протокоры очень велик, от расплавленной поверхности до 100°C; допускается отклонение от последней оценки в 600–700°C [Рябчиков и др., 1991]. Это дает нам основание принять среднюю температуру поверхности в ~400°C. В любом случае, даже при минимальных оценках, на поверхности Земли в ранний период исключается присутствие воды. Это заключение противоречит утверждению об образовании наиболее древних железистых кварцитов в водных осадочных бассейнах. Возможное решение заключается в образовании слоистых осадочных пород без воды, в условиях ураганной циркуляции сильно запыленной протоматмосферы; бассейны осадконакопления – это большие и малые ударные депрессии, которые быстро заполнялись «отложениями ветра». По расче-

там О.Г. Сорохтина [1999], максимальная температура на стадии образования протокоры ($4 \cdot 10^9$ лет) соответствуют глубинам 800 км (1930°C), однако при данном давлении она была все же ниже солидуса ультраосновной мантии. Салидус появлялся на глубинах 240–400 км, а ближе к поверхности геотермическая кривая вновь оказывается ниже температур плавления ультраосновного субстрата. Температура на поверхности составляла $\sim 730^\circ\text{C}$, а суммарный градиент на глубинах 0–400 км составлял 1000°C . Если принять величину поверхностной температуры в 400°C , градиент увеличится до 1330°C . При данных условиях первичный расплав появился на глубинах 240–400 км, а флюид мобилизовался в толще всего слоя; температура его поверхности соответствовала условиям кипения пневматолитового раствора.

4. В позднем архее(?) обнаружены гексагональные структуры, напоминающие ячейки Бенара с зональным расположением гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых куполов [А.М. Goodwin, из Хаина, 1995]. Магматизм этой стадии происходил позднее формирования ТТГ-комплекса (менее чем 3,5 млрд лет). Хотя мы рассматриваем более ранний период развития Земли, это – ключевая информация, которая позволяет думать о проявлении подобных структур в раннем архее и в до-архее, поскольку температурные условия на рубеже 4 млрд лет были более благоприятными. Проявление процессов самоорганизации (синэргетики) во внешней оболочке с формированием высокоорганизованной структуры предполагает, что предыдущее состояние в этой оболочке было хаотическим [Осипов, 1986; Шелепин, 1987], что соответствует и другим данным [Монин, Сорохтин, 1982]. Геологические данные указывают, что смена этих типов структуры произошла 4,4–4,2 млрд лет назад. Ячейки Бенара образуются в слое, толщина которого приблизительно равна их поперечнику. Можно думать, что толщина составляет примерно 400–600 км и отвечает фазовой границе переходного слоя между верхней и нижней мантией. Она близка к глубине (400 км?), на которой, как отмечено, достигаются условия начала плавления ультраосновного субстрата.

Заметим, что поперечник ячеек Бенара в сферическом слое на Солнце имеет протяженность $\sim 10^5$ км, что на три порядка выше. Вязкость конвектирующего слоя должна быть довольно низкой, что можно допустить, учитывая тот огромный объем летучих в первичном веществе, который составит в будущем атмосферу и гидросферу Земли. Конвекция в ячейках Бенара имеет скорость выше, чем при любом другом подобном процессе; при этом легкоплавкое вещество (флюид-расплав?) экстрагирует весь объем твердого вещества, каждый его элемент, например, кристалл. Это позволяет легкоплавкому веществу выделяться сразу во всем объеме. Таким образом, нет проблем с быстрым выделением ТТГ-комплекса. Однако остается проблема сепарации легкого вещества.

При конвекции все вещество циркулирует и перемешивается, главным результатом конвекции является высокая теплопередача и охлаж-

дение слоя. Однако на практике, в эксперименте, оказывается, что легкое вещество, которое все время поднимается и пополняется, сепарируется на поверхности и исключается из конвективной циркуляции очевидно за счет его высокой плавучести. К концу процесса, т.е. к моменту распада ячеек, мы имеем дело с полностью разделенным первичным веществом, которое в принципе может соответствовать ДМ и ТТГ-комплексу. Здесь отметим два важных обстоятельства. Первое, легкая кора сгоняется конвективными движениями к нисходящей ветви; она не занимает всю поверхность конвективных ячеек. Остаются большие «окна», на которых легкого материала нет, но образуется тонкая корочка быстрого охлаждения (слой океанской коры?). Второе, образовавшийся легкий слой еще не является корой; он имеет высокую температуру и содержит много летучих. Остывание и разделение слоя на составляющие приведет к окончательному образованию ТТГ-комплекса и ранней атмосферы. Предлагаемый процесс позволяет сформировать ТТГ-комплекс даже при небольшом субсолидусном плавлении. При этом выносятся огромное количество пневматофильных компонентов вещества мантии, которые размещаются в ТТГ-комплексе в рассеянном состоянии. Концентрирование компонентов – это свойство магматического, а не конвективного процесса.

Следующий рецидив эндогенной активности возник в позднем архее (менее 3,5 млрд л.), когда сформировались упомянутые гранит-зеленокаменные пояса. Поскольку к этим поясам относятся главные объемы базальтов и коматиитов, мы должны полагать, что в названный период резко увеличились температуры мантии и (или) углубились области выплавления. Происходит первый масштабный всплеск магматизма. Повышение температуры вероятно связано с потенциальной гравитационной энергией в период, когда происходила окончательная локализация ядра; этот процесс способен поднять температуру мантии в среднем на 2000°C [Рингвуд, 1981]. Коматииты и базальты раннего протерозоя имели максимальную железистость [Ронов и др., 1990]. Поскольку зеленокаменные пояса формировались на протоконтинентальной коре [Хаин, 1995, с. 33], вполне логично ожидать и высокую роль контаминации в образовании коматиитов. Общей мелкоячейистой конвекции в этот период уже не существовало. Поток тепла, скорее всего, был локальным, так что можно говорить о появлении первых плюмов, которые лишь реанимировали некоторые прежние конвективные ячейки.

В.И.Старостин [Старостин, Сорохтин, 2001] показал, что гигантский пик накопления сидерофильных компонентов (Fe, Ti, V, Cr, Au и платиноиды) приходится на период 2,7–2,5–2,2 млрд лет, когда формировались месторождения-супергиганты. Подобный процесс больше не повторялся в истории Земли. Между тем, как раз к этому периоду (2,5–2,4 млрд лет) относится Гуронское оледенение с температурой поверхности примерно +10°C (по О.Г.Сорохтину). Это значит, что магматизм в это время проявлялся локально; тепло расходовалось в коре, не достигая поверхности.

Это также свидетельствует о том, что по прошествии примерно 0,5 млрд лет плюмы сменили глобальную мелкоячеистую конвекцию.

Заключение. В нуклеарную стадию развития Земли после короткого периода аккреции можно выделить две длительные стадии эндогенного породообразования: 1) 4,4–3,5 млрд лет – образование протокры (ТТГ-комплекса) и 2) менее 3,5, примерно до 2,0 млрд лет – образование зеленокаменных поясов и основной части базитов (офиолитов?). Образование протокры связано с мелкоячеистой конвекцией. В этот период процессы имели глобальный характер, магматизм в общепринятом смысле отсутствовал. Источник тепла связан преимущественно с энергией столкновения планетоземалей и метеоритной бомбардировки. Во второй период сформировались главные объемы магматических базитов, ультрабазитов, их дериватов, метаморфических аналогов и крупнейшие месторождения сидерофильных элементов. В этот период происходит активная переработка протоконтинентальной коры; появились водные бассейны. Зеленосланцевый метаморфизм собственно и является индикатором появления массовой воды. Эндогенные процессы в это время связаны с локальным магматизмом, порождаемым крупнейшими плюмами. Источник тепла – потенциальная гравитационная энергия, выделившаяся при обособлении ядра Земли.

Д.В. Зархидзе, О.С. Юрченко, Е.А. Гусев, А.С. Рудой

ОАО «Полярноуралгеология», Воркута, Россия

Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

Санкт-Петербургское отделение Института литосферы окраинных и внутренних морей (СПбОИЛ) РАН, Санкт-Петербург, Россия

Неотектонические дислокации в центральных районах Большеземельской тундры

В рамках решения проблемы проявления неотектонических дислокаций Европейского Заполярья летом 2001 г. ОАО «Полярноуралгеология» были проведены структурные исследования по ряду представительных разрезов позднего кайнозоя в бассейне р. Море-Ю (север Большеземельской тундры). Среди широкого спектра дислокаций позднекайнозойского чехла (гравитационные, криодислокации, неотектонические) по ряду характерных признаков выделены неотектонические. Для разных стратиграфических уровней выявлена различная степень дислоцированности отложений. Так, под практически недислоцированными осадками последнего кожимского этапа развития речной сети, представленными комплектом четырех надпойменных террас аллювиально-

морского (IV терраса) и аллювиального (I–III террасы) генезиса наблюдаются разрезы более древних бассейновых осадков, богатые морской фауной (N_2-Q_1) и интенсивно деформированные преимущественно дизъюнктивными нарушениями. По всему району уверенно прослеживаются два структурных плана, отражающих характер нарушенности неоген-четвертичных осадочных образований неотектоническими движениями. К границе разнорасположенных комплексов приурочено угловое несогласие. Подошва верхнего комплекса маркируется пачкой перекрестно-слоистых, линзовидно-слоистых и косослоистых песков с линзами ракушняка. Ранее наблюдение подобных взаимоотношений обычно трактовалось как проявление гляциодислокаций [Астахов и др., 2000].

По результатам полевых исследований для ряда структурных полигонов определено преимущество смещений по северо-восточным (СВ) направлениям при подчиненном значении северо-западных (СЗ) смещений, ортогональных первым. Наиболее значительные депрессии современного рельефа в пределах района полевых исследований характеризуются именно СВ простираниями: Восточноморею – Пяйюская и Сябую-Весниюская депрессии. Поскольку и сопряженные водораздельные гряды, сложенные породами позднего кайнозоя, имеют также СВ простирания, можно говорить о структурном контроле разрывных дислокаций по СВ направлениям на позднекайнозойском неотектоническом этапе. Таким же простиранием характеризуются современные депрессии региона (Роговская, Верхнеколвинская, Адьзвинская, Верхнеусинская, Нижнеусинская, Сейдинская, Нижнепечорская и проч.). Эти разнопорядковые неоструктуры ограничены сериями прямолинейных СВ уступов, отделяющих площади распространения вложенного комплекса гидросети современного плана (плюс сопряженный бассейновый комплекс четырех уровней) от водораздельного комплекса осадков этапа древнебореальных трансгрессий. Выявленное по району р. Море-Ю преимущество в проявлении неотектонических нарушений СВ направлений над СЗ является принципиально значимым для полярных территорий Европейского Северо-Востока.

Структурный анализ – расчеты дислокаций по обнажениям в комплексе с известными закономерностями микро-, мезо-, мегаплана региона, позволяют сделать первичные выводы.

1. На фоне общего СВ-СЗ плана структур региона, развивавшегося с РЗ поныне, активное проявление тектонических смещений по унаследованным СВ-СЗ направлениям носит для позднего кайнозоя этапный характер. Детальные исследования обнажений указывают на существование не менее чем двух таких структурных уровней для позднекайнозойских образований (первый – N_2-Q_1 , второй – Q_{II-N}).

2. Неотектонические дислокации СВ/СЗ направлений являются наиболее активными для позднего кайнозоя. Проявление СВ дизъюнктивных дислокаций предопределяет положение большинства неоструктур.

3. Зоны структурной интерференции СЗ и СВ направлений имеют в целом субширотное положение (среднее течение Печоры, среднее течение р. Море-Ю и др.). Долины рек соответствуют зонам узких депрессий, сформированных в результате этой структурной интерференции. Такие депрессионные зоны, как правило, ограничены водораздельными грядами СВ простирания.

4. Активизацией неотектонических движений в конце раннего неоплейстоцена заложен структурный каркас, контролирующий простирание основных областей седиментации и предопределивший эволюцию аккумулятивного рельефа низменных территорий современного плана Европейского Северо-Востока.

Т.К. Злобин¹, Л.М. Злобина²

Строение осадочного чехла земной коры восточной, прикамчатской части Охотского моря (по сейсмическим данным)

Сейсмические работы МОВ ОГТ в западной, присахалинской, части Охотского моря на нефть и газ привели к открытиям здесь крупных промышленных месторождений углеводородов. В то же время, в восточной части Охотского моря подобные результаты до сих пор не получены. В связи с этим нами проведены новые дополнительные исследования осадочного чехла земной коры на акваториях восточной части Охотского моря и Западной Камчатки. При этом на акваториях были использованы данные МОВ ОГТ, на суше – КМПВ и МОВЗ [1–4]. В основу наших построений положены данные 24- и 48-кратного МОВ ОГТ, выполненного по методике непрерывного профилирования с фланговой системой наблюдений по сети профилей, прилегающих к западной Камчатке и отработанных трестом «Дальморнефтегеофизика». Интерпретация этих данных была проведена под руководством и при непосредственном участии ранее и в настоящее время одного из авторов доклада [3 и др.]. Исследования осуществлялись по сети профилей 40 x 60 км и 100 x 100 км. Расстояние между каналами 50м, длина полученной сейсмической записи – 10–12 с, дискретность – 4 мс, глубинность исследований 7–8 км. Источник колебаний пневматический, мощность 30–36л.

В результате выполненной нами интерпретации данных МОВ ОГТ в Охотском море были построены структурная карта акустического фундамента в его восточной части (рис. 1) и карта изопахит осадочного чех-

¹ Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, Сахалинский государственный университет, Южно-Сахалинск, Россия.

² Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия.

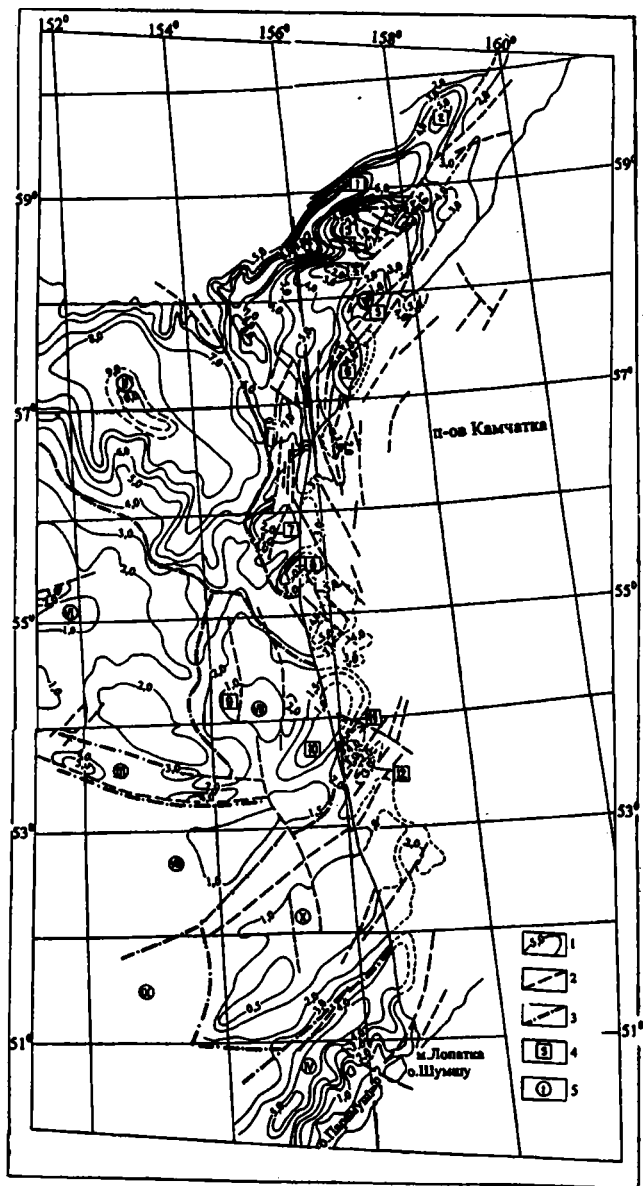


Рис. 1. Структурная схема акустического фундамента осадочного чехла Охотского моря в восточной (прикамчатской) части

1 – изогипсы, км; 2 – разломы; 3 – границы основных структур и осадочных бассейнов; 4, 5 – структуры II (4) и III (5) порядков

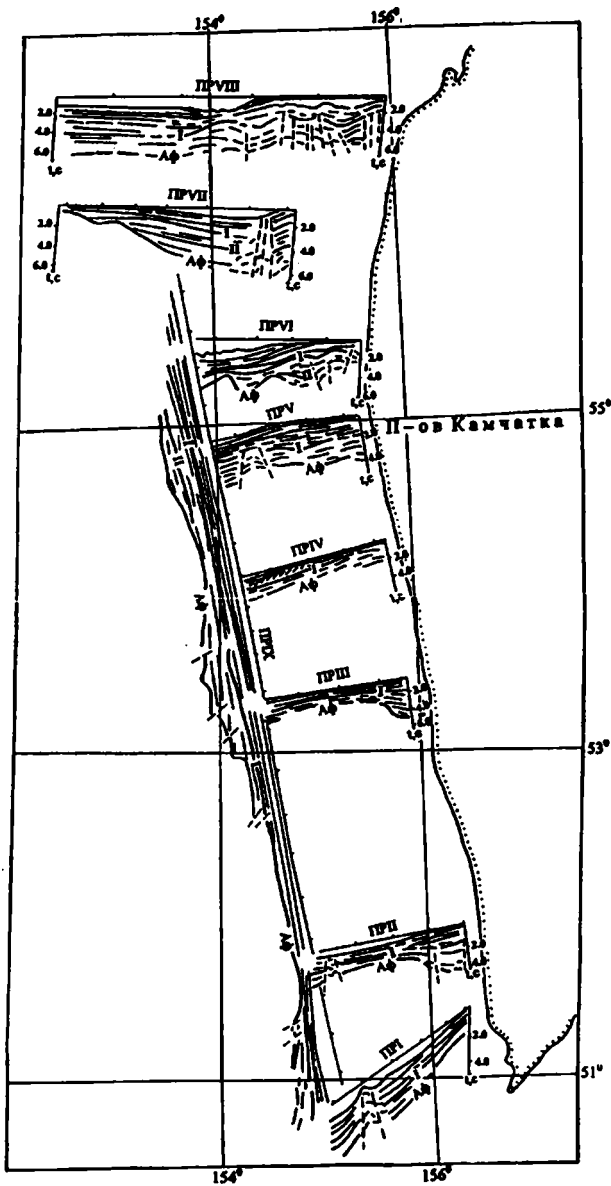


Рис. 2. Сейсмические разрезы МОВ ОГТ в восточной, прикамчатской, части Охотского моря по профилям I-VII.

I, II – подошва вышележащего сейсмокомплекса и его номер; Аф – акустический фундамент

ла, установлены типы скоростных кривых и области их распространения. Были также построены схема основных структур (бассейнов и поднятий), сейсмические и временные разрезы и т.п. На построенной структурной схеме осадочных отложений (см. рис. 1) показаны крупные и более мелкие локальные структуры, выделенные нами. Среди первых – отрицательные структуры: прогибы Шелихова (I), Тинро (II), Центрально-Охотский (III) и Голыгинский (IV). Крупными положительными структурами являются: Прикамчатский вал (V), Центрально-Охотский свод (VI), Соболевское поднятие (VII), Поднятие Института океанологии (VIII), Поднятие АН СССР (IX) и Большерецкое поднятие (X). В пределах вышеназванного Шелиховского прогиба нами выделены следующие локальные структуры: грабен Шелихова (1), Северная мульда (2), Центральный свод (3), Срединный свод (4). В пределах Прикамчатского вала и Соболевского поднятия выделены Омгон-Утхолокский купол (5), Хайрюзовская мульда (6), Сопочный свод (7), Ичинский купол (8), Соболевский свод (9), Юго-Восточное Соболевское поднятие (10), Кольский прогиб (11) и Кихчикская мульда (12).

На основе изучения скоростных особенностей и сейсмической слоенности осадочных отложений по данным МОВ ОГТ проведено сейсмостратиграфическое расчленение разреза осадочного чехла и выделено три комплекса: верхний – плиоцен-четвертичный; средний – олигоцен-миоценовый и нижний – нерасчлененный палеогеновый (рис. 2). Установлены структуры, обладающие благоприятным условием для формирования литологических ловушек углеводородов. Несколько таких областей выделено на карте изопахит. Они расположены в средней части площади, в области сочленения прогибов Тинро и Шелиховского с Прикамчатским валом и Соболевским поднятием, в его западной части.

Анализ тектонических режимов и особенностей осадконакопления показал, что Охотоморский регион можно рассматривать как рифтовую систему. Поэтому особо выделили границы Тинровского прогиба, поскольку он является узлом сочленения рифтогенных структур, которые могут являться главным очагом углеводородов в данной части площади.

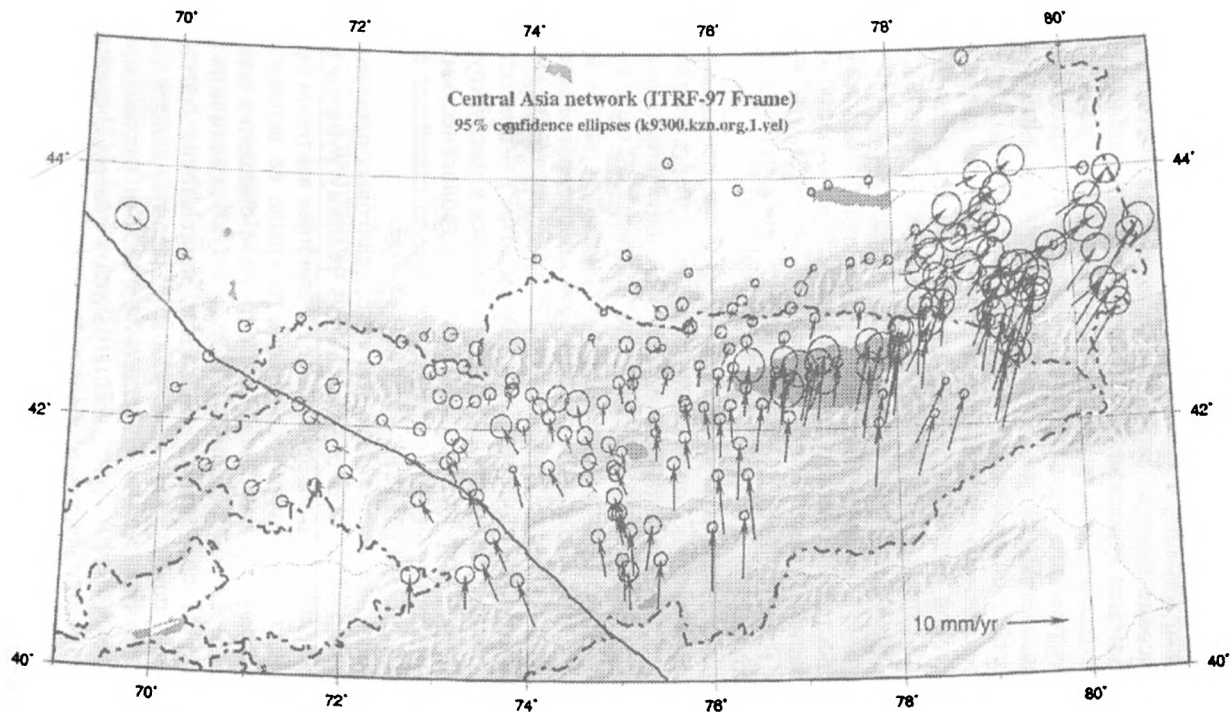
Литература

1. *Злобин Т.К., Злобина Л.М.* Строение земной коры Курильской островной системы // Тихоокеан. Геология. 1991. № 6. С. 24–35.
2. *Злобин Т.К., Злобина Л.М.* Изучение глубинного строения земной коры Охотской литосферной плиты // Тектоника неогена: Общие и региональные аспекты. М.: 2001. ГЕОС, С. 245–248 (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.).
3. *Злобина Л.М., Даценко И.В., Еремина Г.Ф. и др.* Комплексные рекогносцировочные и геофизические исследования в южной части Охотского моря // Морская геология и геофизика. № 6. М.: ВИЭМС, 1986. №6. 110 с.
4. *Мишин В.В.* Геолого-геофизическое строение юга Камчатки // Тихоокеан. Геология. 1997. Т. 16, № 4, С. 64–70.

О поле скоростей современных движений земной коры Тянь-Шаня

Возможность высокоточного измерения современных движений земной коры (СДЗК) на больших территориях появилась в результате создания на базе навигационной системы NAVSTAR глобальной системы позиционирования (GPS – Global Positioning System) [1] и развития на ее основе методов космической геодезии [2]. Сеть GPS-наблюдений в Центральной Азии, измерения на которой проводятся уже в течение десяти лет [3, 4], считается одной из наибольших и плотных в мире. Она охватывает территорию Кыргызстана и Казахстана. Количество пунктов в сети более 350, в том числе десять постояннодействующих станций, работающих в непрерывном режиме и служащих для увязки всех получаемых данных во времени. Среднее расстояние между пунктами составляет около 25 км в Тянь-Шане и примерно 200 км в Центральном Казахстане. Измерения на каждой точке, за исключением постояннодействующих станций, проводятся, в основном, один раз в год в летне-осенний период во время полевых кампаний. Одновременно измеряется от трех до восьми пунктов во время сессий, длящихся по 36 ч. Обработка GPS-данных осуществляется пакетом программ GAMIT/GLOBK, разработанных в Массачусетском Технологическом Институте США.

В работе исследуется поле скоростей современных горизонтальных движений поверхности земной коры Центрального Тянь-Шаня, вычисленное относительно стабильной Казахской платформы. При рассмотрении различных вариантов определения систем отсчета наилучшей оказалась система, определенная по 29 южно- и центрально-казахстанским пунктам. Критерием хорошего решения служило отсутствие значительных однонаправленных движений у пунктов, расположенных в Центральном Казахстане. Поле скоростей Центрального Тянь-Шаня в такой системе отсчета представлено на рисунке. Большинство векторов скоростей имеют преимущественно субмеридиональное направление, а их величины убывают с юга на север. Это означает укорочение земной поверхности поперек Тянь-Шаня, согласующееся с геологическими данными о субмеридиональном сжатии тянь-шаньской горной системы. В восточной и западной частях Центрального Тянь-Шаня происходит увеличение широтных составляющих, направления которых от центра на запад и восток расходятся. Значение северной компоненты скорости движения южных пунктов сети дает величину сокращения Центрального Тянь-Шаня в меридиональном направлении (без территории Китая), которое составляет 10–12 мм/год. Пункты с максимальными значениями



Поле скоростей современных движений поверхности земной коры Центрального Тянь-Шаня, вычисленное относительно Казахской платформы

скоростей, расположены вдоль линии, имеющей восток-северо-восточное простирание параллельно хребту Кокшалтау. Это свидетельствует о том, что в сужающейся восточной части Тянь-Шаня происходят более интенсивные деформации, что, по-видимому, нашло отражение в рельефе. Самые высокие горы в Тянь-Шане находятся на востоке. Если это так, то наблюдаемая картина поля скоростей имеет подобный характер длительное, в геологическом понимании время. Меридиональная компонента скорости с юга на север здесь резко затухает, что особенно интенсивно проявляется между $42,5^\circ$ и 43° с.ш. Одновременно, у всех векторов скоростей данного района имеется значительная широтная составляющая восточного направления. С юга на север ее вклад в общую величину векторов возрастает, что создает видимость разворота векторов по часовой стрелке. При детальном рассмотрении, однако, оказывается, что в меридиональном направлении ее значение практически не меняется. В то же время, к востоку величина широтной компоненты векторов скоростей возрастает. Это свидетельствует о растяжении земной коры в данном направлении, которое можно объяснить выдавливанием горных масс в широтном направлении за счет сильного меридионального сжатия.

Поле скоростей западной части сети имеет более сложное распределение, которое, возможно, определяется влиянием Ферганской впадины. Векторы скоростей здесь имеют характер вращательного движения с центром внутри Ферганской впадины. Это подтверждается и геологическими, и палеомагнитными данными [5]. Координаты центра приблизительно равны 72.00° в.д. и 40.55° с.ш., а угловая скорость составляет от 0,5 до 1,5 мс/год против часовой стрелки. В пределах западного участка сети находится и Таласо-Ферганский разлом (ТФР) – правосторонний сдвиг северо-западного простирания, относящийся к числу крупнейших тектонических структур Центральной Азии. По геологическим данным, среднегодовые сдвиговые движения на разломе за новейшее время составляют от 5 до 15 мм/год [6].

Для определения величины современных сдвиговых перемещений на разломе по GPS-данным для близлежащих к разлому пунктов была вычислена касательная к линии разлома составляющая векторов скоростей. Практически для всех точек юго-западного крыла ее величина имеет большее значение, чем для северо-восточного, а смещение между бортами разлома в среднем составило 1 мм/год. Хотя эта величина на порядок отличается от геологических данных, направление соответствует правостороннему сдвигу. Для того, чтобы проверить, действительно ли сдвиговые движения связаны с Таласо-Ферганским разломом, он был условно «перенесен» примерно на полградуса к северу. Значения касательной компоненты векторов скоростей юго-западного крыла оказались выше, чем северо-восточного, т.е., юго-западное крыло «нового разлома» также движется быстрее северо-восточного, хотя сдвиг здесь выражен слабее – от 0,5 до 0,8 мм/год, а разброс значений выше. Пример

показывает, что сдвиговые смещения в районе Таласо-Ферганского разлома прямо не связаны с ним, а характеризуют общее распределение скоростей в регионе. Несогласие между геологическими и GPS-данными может означать, что подвижки на Таласо-Ферганском разломе носят импульсный характер и за время GPS-наблюдений себя не проявили. В Тянь-Шане большинство крупнейших разломов, в отличие от Таласо-Ферганского, имеют простирание, близкое к широтному. В условиях субмеридионального сжатия сдвиговые напряжения на этих разломах должны быть значительно меньше, чем на ТФР. Поэтому, маловероятно, что на них существуют современные сдвиговые движения крипового характера.

Литература

1. *Leick A.* GPS satellite surveying: Second Edition. N. Y.: John Wiley & Sons, 1995. 560 p.
2. *Herring T.A.* Geodetic Applications of GPS. Proceedings of the IEEE. 1999. Vol. 87, № 1. P. 92–110.
3. *Макаров В.И., Трапезников Ю.А., Сквородкин Ю.П., Гусева Т.В., Мишин А.М.* Современные деформации земной коры под влиянием глобальных и региональных процессов // Современные изменения в литосфере под влиянием природных и антропогенных факторов. М.: Недра, 1996. С. 7–50.
4. *Abdrakhmatov K.Ye., Aldazhanov S.A., Hager B.H., Hamburger M.W., Herring T.A., Kalabaev K.B., Makarov V.I., Molnar P., Panasyuk S.V., Prilepin M.T., Reilinger R.E., Sadybakasov I.S., Souter B.J., Trapeznikov Yu.A., Tsurkov V.Ye., Zubovich A.V.* Relatively construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates // Nature. 1996. Vol. 384. P.450–457.
5. *Bazhenov M.* Cretaceous paleomagnetism of the Fergana Basin and adjacent ranges, Central Asia: Tectonic implications // Tectonophysics. Vol.221. P.251–267.
6. *Трифонов В.Г., Макаров В.И., Скобелев С.Ф.* Таласо-Ферганский правый сдвиг // Геотектоника. 1990. №5. С 81–92.

Б.В.Иванов¹, С.В.Попруженко², С.Е.Апрелков¹

Тектоника центрально-камчатской депрессии и структурная позиция вулканов

Плиоцен-четвертичные вулканы Центрально-Камчатской депрессии (ЦКД) по структурной позиции выделяются в обособленную вулканическую зону Камчатки. Всеобщее внимание своей почти непрерывной активностью привлекали и привлекают, естественно, вулканы Ключевской группы (КГВ), общий объем вулканических продуктов которой, по утверждению Н.Н. Кожемяки [11], является «уникальным как в абсолютных цифрах, так и на единицу площади». Морфологически, а также по

¹ Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН, П-Камчатский, Россия.

² Комитет природных ресурсов по Камчатской области и Корякскому АО, П-Камчатский, Россия.

геофизическим данным ЦКД протягивается от истоков реки Камчатки до берегов Укинской губы на северо-востоке и далее в заливе Литке, с востока она ограничена поднятиями Восточных хребтов, с запада – отрогами Срединного хребта. В ЦКД сосредоточено значительное количество плиоцен-четвертичных вулканов: от Кинчоклы (Николка) на юге до Шивелуча, Начикинской и Хайлюлинской вулcano-структур (BC) на северо-востоке. Анализ геолого-геофизических данных показывает, что территория, включаемая в ЦКД, характеризуется по геофизическим данным весьма сложным блоковым строением, подчиненным определенным региональным закономерностям, однако присутствует и явно выраженная наложенная тектоника более высокого порядка, причем, последняя, предполагается, имеет определенную связь с локализацией и генетическими типами плиоцен четвертичных вулканических проявлений.

Эволюцию представлений о структуре фундамента наиболее изученной Ключевской группы вулканов (КГВ) можно проследить по работам Б.И. Пийп [18], А.Е. Святловского [20, 21], Э.Н. Эрлиха [22], Б.В. Иванова [10] и др.. Предполагается несколько вариантов парагенетических связей тектоники и вулканизма: извержения вулканов сопровождаются медленным погружением всего Ключевского дола, сопряженным с поднятием хребта Кумроч; зона опускания, предшествовала вулканизму, а формирование вулканов приурочено к обширным поднятиям внутри ЦКД; вулканы Ключевской, Камень, Безымянный связаны с восточным бортом Ключевского вулcano-тектонического поднятия, а массив Плоских сопок – западным; Ключевское сводово-глыбовое поднятие плиоцен-четвертичного возраста, отделено с востока от горст-антиклинория хребта Кумроч серией ступенчатых сбросов с амплитудой до 1000 м и более, с запада ограничивается разломом с амплитудой сброса 200–800 м; сводово-глыбовое поднятие разбито разломами северо-западного простирания на ряд мозаичных глыб, представляющих собой структуры типа горстов, как например, Кинчоклинская, Ключевская, Шивелучская или грабенов – Толбачинского, Харчинского, покоящихся на разновысоких глыбах мелового фундамента и т.д.

Представления о глубинном строении ЦКД основаны, в основном, на геофизических данных – ГСЗ, КМГВ, МТЗ, МОВЗ, сейсмологии, аэромагнитной и гравиметрической съемок. Литература посвященная этой проблеме весьма обширна и разнородна [1, 3, 4, 5, 8, 19 и др.], поэтому ограничимся кратким изложением результатов этих работ вне хронологических рамок.

Основным фактором, на который опираются структурные построения и формирование геолого-геофизических моделей, является глубина залегания сейсмической границы с $V_r = 5,0-5,4$ км/с, к которой привязывается высокоомное основание и контрастная плотностная граница. Достаточно достоверно по данным бурения и непосредственным геологическим выходам на поверхность эта петрофизическая граница связывается с кровлей верхнемелового складчатого основания, и чаще называется

“меловым фундаментом” (МФ). Петрофизические характеристики МФ обусловлены высокой степенью регионального метаморфизма и интенсивной дислоцированностью. Ниже довольно уверенно прослеживается граница с $V_r=5,7-6,4$ км/с, которая большинством исследователей считается кровлей кристаллического фундамента (КФ), геологическая природа ее не столь однозначна. В некоторых случаях она связывается с фронтом метаморфизма [18], но чаще – с древним основанием меловой геосинклинали (Восточная Камчатка) или с кристаллическим фундаментом Охотской эпимезозойской платформы (Срединный хребет). Данная граница характеризуется скачком плотности и является границей обмена сейсмических волн [16]. Для МФ и КФ на основании качественного анализа динамических и кинематических характеристик зарегистрированных сейсмических волн, данных плотностного моделирования, величины электропроводности и др. отмечается латеральная неоднородность с выделением крупных гетерогенных блоков, разделенных зонами глубинных разломов. Значительная латеральная и вертикальная неоднородность характерна, также, для нижних горизонтов земной коры и верхней мантии [1, 5, 6]. При этом, раздел “К” чаще выделяется по серии отражающих площадок, тяготеющих к резкой плотностной границе, а проведение границы “М” в некоторых районах (Ключевская группа вулканов, Козыревская впадина) становится неопределенным, в связи с наличием переходного коромантийного слоя.

Геофизические исследования в ЦКД, хотя и не являлись в полной мере планомерными и систематическими (исключая аэромагнитные и гравиметрические съемки), позволили получить общее представление об особенностях ее глубинного строения на некоторых участках, при этом были выделены и охарактеризованы ряд крупных структурных элементов – Ключевское поднятие, Хапицкая, Толбачинская вулкано-тектонические депрессии и Козыревская впадина.

I. Вещественный состав фундамента ЦКД. Вся южная большая часть ЦКД до поворота реки Камчатки в широтном направлении полностью закрыта четвертичными рыхлыми и вулканогенными образованиями. Сведения о геологическом разрезе этой части ЦКД были получены при нефтепоисковых работах, в разрезе вскрытом скважиной “Долиновская-2” присутствуют рыхлых четвертичных образований (580 м), – неогеновые (580–1050 м) и палеогеновые (эоцен-олигоцен, 1050–2380 м) осадочные, вулканогенно-осадочные отложения. В одной из скважин (Безводная) под неоген-четвертичной молассой вскрыты вулканогенные образования, которые условно сопоставляются с олигоцен-миоценовыми отложениями анавайской серии. В северной более приподнятой части обнажаются не только отложения, выполняющие ЦКД, но и образования, слагающие ее фундамент, в том числе и, очевидно, самые древние доверхнемеловые-? метаморфические образования Хавывенской возвышенности. Последние представлены гнейсами и кристаллическими сланцами основного состава с интрузиями аподуни-

товых и апонеридотитовых серпентинитов (средняя плотность 2,88 г/см³). Их перекрывают верхнемеловые кремнисто-вулканогенные отложения (1700 м) хапицкой свиты, при этом в кремнистых осадочных брекчиях отмечались обломки пироксенитов. Эффузивно-пирокластические и туфогенно-осадочные отложения (1000 м) предположительно верхнемелового возраста (средняя плотность – 2,59) были установлены в нижнем течении реки Еловки [2]. Характерной особенностью этой толщи являются базальты с мегалопорфировыми выделениями авгита. Толща прорвана довольно крупной интрузией габбро-диоритов (2,88). Там же, несколько севернее выходов верхнемеловых пород, в районе горы Матера, обнажается слоистая толща (120–150 м) эоценового возраста, представленная песчаниками, алевролитами, аргиллитами с карбонатными конкрециями (2,37).

Сведения о более высоких горизонтах геологического разреза ЦКД были получены Б.В. Ежовым при изучении Хайлюлинской ВС, а затем были значительно уточнены А.К. Боровцевым при геологической съемке. Палеоценовые отложения полностью отсутствуют в горстовом поднятии полуострова Озерного. Здесь, в основании кайнозойского разреза с резким угловым несогласием и размывом на верхнемеловых отложениях (хапицкая свита). Вдоль западного борта Озерновского горста и южнее Хавывенской возвышенности (т.е. в пределах ЦКД) закартированы олигоценые отложения свиты (500 м). Южнее Начикинской вулканоструктуры, в пределах ЦКД, на поверхности обнажены также согласно залегающие миоценовые отложения (650 м). По возрасту последние отвечают пахачинской свите Корякского нагорья и какертской, этолонской свитам кавранской серии Западной Камчатки.

Таким образом, по данным из разных участков депрессии складывается довольно полное представление о геологическом разрезе ее северной части (снизу вверх): доверхнемеловой метаморфический комплекс (кристаллический фундамент – ?, >1000 м), верхний мел – 1700 м, маастрихт-палеоген – около 2000 м, неоген – 650 м. Обращает внимание отсутствие в разрезе черно-сланцевых и существенно вулканогенно-осадочных метаморфизованных отложений верхнемелового возраста, известных в Ганальском и Валагинском хребтах.

Строение ЦКД. Основываясь на комплексной интерпретации гравиметрических данных, базирующейся на петрофизических различиях разновозрастных структурно-вещественных комплексов горных пород, нами в пределах ЦКД выделяются три продольные структурные зоны (Восточная-ВДЗ, Западная-ЗДЗ депрессионные, Хавывенское погребенное поднятие – ХПП), особенно четко проявленные в строении верхних горизонтов земной коры (рис. 1). Западная депрессионная зона ЦКД прослеживается системой гравитационных минимумов, фиксирующих депрессий мелового складчатого основания и кристаллического-? фундамента. К наиболее крупным и глубоким морфологически проявленным локальным впадинам относятся Долиновская и Козыревская с глубиной

залегания МФ и КФ соответственно 4–6 и 6–8 км. Эти впадины вписываются в неотектонические границы ЦКД и ограничены с Запада относительно поднятыми блоками верхнемелового-? складчатого основания, перекрытыми преимущественно вулканогенными комплексами Центрально-Камчатского вулканического пояса (ЦКВП). Северо-восточнее прослеживается ряд небольших впадин «проникающих», вписывающихся в блоковую мозаику основания ЦКВП. Восточнее указанной зоны впадин протягивается зона поднятий (МФ и КФ), включающая их выходы на поверхность. Геологическая природа последней оценивается по разному. Ряд исследователей [14] считают ее продолжением горст антиклинальной структуры Валагинского хребта. Другие высказывают предположение, что эта зона, названная Хавывенским погребенным поднятием (ХПП) [2], парагенетически связана с палеозоной Беньюфа. Кроме этого высказывалось мнение о значительной роли метаморфогенных процессов (поднятие фронта метаморфизма и базификация) в формировании глубинных петрофизических параметров в связи с интенсивным базальтоидным вулканизмом [6]. В пределах ХПП выделен ряд крупных блоков, отраженных максимумами поля силы тяжести разной интенсивности: Николкинский, Ключевской, Еловский, Хавывенский и др. Блоки разделены депрессиями: Толбачинской, Харчинской и др. По геофизическим данным глубина залегания МФ в Толбачинской депрессии достигает 5 км, КФ – 8 км, а в Ключевском блоке соответственно 0–2 км и 5 км.

С востока, как и с запада, ХПП также ограничено линейной зоной депрессий в которую входят Щапинские грабены, Хапицкая ВТД, Шивелучская и др. впадины. Наиболее изученной геофизическими методами является Хапицкая ВТД (некоторые считают ее впадиной), где глубина залегания МФ оценивается в 4–5 км, а КФ – 8–10 км.

Сложный характер морфологии поля силы тяжести – ПСТ (наличие разноранговых гравитационных ступеней, линий корреляции деформаций изоманомал и т.д.) свидетельствует, что блоковая структура ЦКД сформирована под влиянием тектонических деформаций курилокамчатского и алеутского направления, северо-западных и субширотных транскамчатских глубинных разломов, иногда со сдвиговой компонентой (Карымский, Унанский, Облуковинский, Лаучан-Андреановский, Толбачинский, Крестовский и др.).

II. Структурное положение четвертичных вулканов. Интенсивной верхнеэоцен-четвертичной вулканической деятельностью характеризуется ВДЗ, восточные фланги ХПП и его локальные депрессионные зоны. К ВДЗ приурочены вулканы преимущественно базальт-андезит-дацитовой ассоциации: Сопки Зимины, Шивелуч, Малая и Большая Удина, Безымянный, Начикинская ВТС, а вулканы базальт-андезит-базальтовой ассоциации Толбачик, Камень, Ключевской – над крупнейшими структуроконтролирующими разломными зонами фундамента ЦКД. В осевой зоне ХПП приурочены крупные щитовые плиоцен-четвертичные вулканы Николка и Плоские. В размещении вулканов

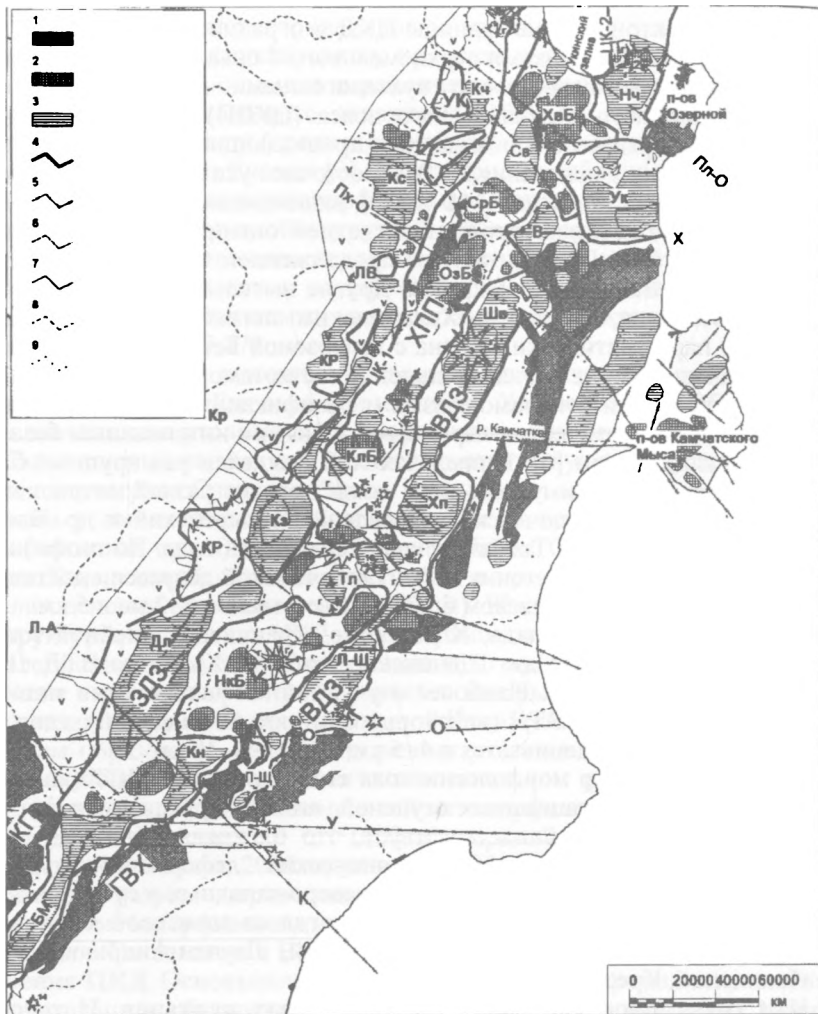


Рис. 1. Тектоническая схема Центрально-Камчатской депрессии по геолого-геофизическим данным.

1 – выходы верхний мел-палеоценовых и более древних образований складчатого основания ЦКД; 2 – максимумы аномалии поля силы тяжести в редукции Буге; 3 – то же, минимумы; 4 – главные структуроконтролирующие разломы, фиксируемые интенсивными гравитационными ступенями; 5 – прочие разломы, прослеживаемые по комплексу признаков; 6 – разломы вулканотектонического происхождения (предполагаемые); 7 – вулканы; 8 – гидросеть, береговая линия; 9 – морфологические ограничения ЦКД и некоторые разломы по морфологическим данным. Крапом показаны зоны распространения «v» – вулканогенные комплексы Центрально-

← Рис. 1 (окончание).

Камчатского вулканического пояса (ЦКВП), «г» – вулканической зоны Центрально-Камчатской депрессии (Восточно-Камчатский вулканический пояс).

Буквами отмечены, выделяемые по геофизическим данным тектонические элементы: впадины и грабены Восточной (ВДЗ) и Западной (ЗДЗ) депрессионных зон ЦКД Б-М – Быстринско-Мильковский грабен, Дл – Долиновская, КЗ – Козыревская, Кр – Киреунская, Кс – Киннинская, Кч – Кичевинская впадины в пределах ЗДЗ; НЧ – Начикинская, УК – Уколкинская, В – Верхне-Маимлинская, ШВ – Шивелучская, ХП – Хапицкая, Л-Щ – Ловощапинский и П-Щ – Право-Щапинский грабены в пределах ВДЗ; Т-Л – Толбачинская, Св – Севанская, Кн – Кирганинская наложенные в ХПП; блоки зоны Хавывенского погребенного поднятия НКБ – Николкинский, КЛБ – Ключевской, ХРБ – Харчинский, ЕЛБ – Еловский, зоны поднятия основания ЦКВП КРА – Крапивнинское, ЛВ – Левос, Ук – Укинское); (СК – Северо-Кирганик-ский горст); разломы Ц-1 – Центрально-Камчатский-1, Ц-2 – Центрально-Камчатский-2, У – Унанский, К – Кирганикский, О – Облуковинский, Л-А – Лаучан-Андри-ановский, Т – Толбачинский, Кр – Крестовский, Х – Хайрюзовский, Пл-О – Паланско-Озерновский, Пх-О – Пухль-Озерновский; вулканы: 1 – Хайлюлинский, 2 – Начикинский, 3 – Шивелуч, 4 – Харчинский, Заречный, 5 – Ключевской, 6 – Безымянный, 7 – Плоских Сопок, 8 – Зимины, 9 – Толбачинский, 10 – Удины, 11 – Николка, 12 – Кизимен, 13 – Унана, 14 – Бакенинг.

Одной из наиболее интересных особенностей морфологии поля силы тяжести в районах вулканов является наличие локальных аномалий предположительно вулкано-тектонической или «интрузивной природы». Наличие погребенных локальных вулкано-тектонических депрессий, некоторые из которых могут иметь кальдерный генезис предполагаются в районах вулканов Кинчокла, Удины, Шивелуч, Хайлюля и др. В ряде случаев фиксируются четкие локальные максимумы над центральной частью вулканов отражающие наличие плотных экструзивно-субвулканических образований магматического очага или колонны (Кинчокла, Зимины, Шивелуч, Начикинский)

Выводы

1. ЦКД имеет трехчленное зональное строение, осложненное блоковой тектоникой более высокого порядка (в том числе, вулкано-тектонического генезиса).

2. Судя по геологическим данным, можно предполагать, что заложение ЦКД произошло в маастрихте – начале палеогена и изначально она развивалась как зона линейных грабенов, связанная с глубинным разломом ЦК-1.

3. Плиоцен-четвертичные вулканы приурочены к осевой зоне погребенного поднятия, разломам отделяющим его от ВДЗ и в ней самой. Вулкан Кизимен следует отнести к группе вулканов ЦКД, так как он приурочен к восточному разломному борту Лево-Щапинского грабена.

4. Наличие четких гравитационных аномалий в районах вулканов свидетельствует о сложном строении их основания и, возможно, о более длительной и сложной истории развития некоторых вулканических центров (Шивелуч, Николка, Удины и др.).

Литература

1. *Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А. и др.* Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М. Наука, 1978. 130 с.
2. *Апрелков С.Е., Ольшанская О.Н., Иванова Г.И.* Тектоника Камчатки // Тихоокеанская геология. 1993. №3. С. 62-75.
3. *Апрелков С.Е., Соколов В.А., Синельников С.Г., Зеленский В.В.* Условия формирования эффузивно-пирокластической толщи и габбропорфиритов реки Еловки. // Вулканология и сейсмология.
4. *Балеста С.Т., Гонтовая Л.И., Гринь Н.Е., Сеников С.Л.* Возможности сейсмического метода при изучении зон питания современных вулканов // Вулканология и сейсмология. 1989. №6. С. 42-53.
5. *Балеста С.Т., Гонтовая Л.И., Каргопольцев В.А. и др.* Результаты сейсмических исследований земной коры в районе Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1991. № С. 3-18.
6. *Балеста С.Т., Иванов Б.В., Утнасин В.К., Аносов Г.И.* Строение земной коры района Ключевской группы вулканов. Особенности тектоники и вулканизма // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток. 1976. С. 7-16.
7. Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка 1975-1976 гг. М.: Наука, 1984. 633 с.
8. *Ежов Б.В., Апрелков С.Е.* Плиоценовый кислый вулканизм Северной Камчатки // Геология и геофизика. 1980. №10. С. 125-129.
9. *Зубин М.И., Таракановский А.А.* Тектоника и особенности поля силы тяжести района Ключевской группы вулканов. С. 17-28.
10. *Зубин М.И., Козырев Л.И., Лучицкий А.И.* Гравитационная модель строения Ключевского вулкана (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1990. №5. С. 76-93.
11. *Иванов Б.В., Горельчик В.И.* Тектоника, сейсмичность и вулканизм Ключевской группы вулканов // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С. 42-51.
12. *Кожеемяка Н.Н.* Долгоживущие вулканические центры в системе новейших вулканических зон Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1984. №4. С. 4-13.
13. *Литвинов А.Ф., Белый А.В., Лопатин В.Б.* Поздкайнозойский вулканизм полуострова Озерной (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1991. №2. С. 12-27.
14. *Литвинов А.Ф., Лопатин В.Б., Крикун Н.Ф. и др.* Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений полуострова Озерной // Тихоокеанская геология. 1990. №6. С. 68-77.
15. *Мараханов В.И., Потапьев С.В.* Структурное районирование Камчатской тектонической области. М.: Наука, 1981. 88 с.
16. *Меняйлов А.А.* Основные этапы развития вулкана Шивелуч // Тр. Лаб. Вулканол. 1954. Вып. 8. С. 115-125.
17. *Мишин В.В.* Тектоника юго-западной части Центрально-Камчатского прогиба // Тихоокеанская геология. 1993. №2. С. 37-51.
18. *Огородов Н.В., Белоусов В.И.* Некоторые новые данные о вулканах Харчинском и Заречном // Булл. Вулк. Ст. 1961. №31. С. 46-51.
19. *Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944-45 гг. и в прошлом. М.: Изд. АН СССР, 1956. 310 с.
20. *Потапьев С.В., Каратаев Г.И.* Строение земной коры Средней Камчатки по геофизическим данным // Геология и геофизика. 1975. №8. С. 96-101.
21. *Святловский А.Е.* О вулcano-тектонике Ключевской группы вулканов на Камчатке // Булл. вулк. ст. 1957. №26. С. 114-121.
22. *Святловский А.Е.* Новейшие движения земной оболочки и вулканизм в районе Курило-Камчатской островной дуги // Тр. Лаб. Вулканол. 1958. №13. С. 89-98.
23. *Эрлих Э.Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, 1973. 244 с.

Природа Платиноносного пояса Урала: новые геолого-геофизические данные

В западной части палеостороводужного сектора Урала, в пределах Тагильского и Магнитогорского террейнов, давно выявлена линейная мегазона интенсивных максимумов силы тяжести, известная как Главный Уральский гравитационный супермаксимум, резко градиентная с запада, со стороны, прилегающей к Центрально-Уральскому поднятию, и более плавно затухающая в восточной части. На севере Урала, на западе Тагильской вулканогенной мегазоны, эпицентральной часть супермаксимума совпадает с Платиноносным поясом – одним из наиболее крупных и значительных геологических тел Урала. Пояс расположен восточнее Главного Уральского разлома и состоит из 1000 км цепи массивов, сложенных дунитами, клинопироксенитами, оливиновыми габбро, габбро-норитами и гранитоидами. На профилях, пересекающих одновременно ультрабазитовый и габбровый массивы, как правило, отмечаются два экстремума аномалии Буге. Показано [1 и др.], что Платиноносный пояс имеет островодужную природу и сложен разноглубинными выплавками, генерировавшимися над зоной субдукции, падающей на восток и представленной ныне Главным Уральским разломом [2 и др.].

По содержаниям большинства петрогенных и малых элементов (титана, ванадия, хрома, никеля и др.) габброиды массивов пояса обнаруживают явное сходство с толеитами островных дуг. Породы Платиноносного пояса, при всем своем петрографическом разнообразии, имеют отчетливое петрологическое родство с габброидными и ультраосновными ксенолитами в базальтах островных дуг, а также с породами габбро-ультрабазитовых комплексов Тихоокеанского побережья (Южная Аляска, Калифорния, Корякия и др.), для которых устанавливается связь с ассоциирующими островодужными вулканическими комплексами. Массивы Пояса целиком располагаются среди геологических комплексов, сформированных в надсубдукционной геодинамической обстановке. На востоке это вулканиты (O_3-S_1) островодужного типа, на западе – офиолиты, которые по ряду признаков сформировались в окраинных бассейнах над зоной субдукции. Возраст пород Пояса, надежно определенный в последнее время разными методами как 420–430 млн лет [3 и др.], совпал с возрастом располагающейся восточнее Пояса именовской островодужной вулканогенной формации. Последний уточнен [2 и др.] по конodontам как граница лландовери–венлока (зона *amorphognathoides*),

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия.

² Институт геофизики (ИГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия.

³ Бюро геологических исследований (BRGM), Франция.

которая принята на уровне 428 млн лет. Тренды РЗЭ вулканитов Тагильской мегазоны [4 и др.] и габброидов Пояса [5, 6] также аналогичны. Эти факты доказывают комагматичность отмеченных интрузивных и вулканических членов Тагильского островодужного террейна.

За более чем 100 лет изучения Пояса установлено, что слагающие его комплексы пород обнаруживают четкие генеральные (хотя и осложненные) латеральные тренды: с запада на восток увеличивается кремнекислотность пород, габбро-ультрабазитовые комплексы латерально сменяются в этом направлении относительно более молодыми и менее глубинными гранитоидными. Получается, что глубина эрозийного среза Тагильского островодужного террейна уменьшается в восточном направлении. При этом вулканогенные комплексы Тагильской мегазоны надстраивают сверху разрез Пояса, который, таким образом, по всей видимости является ее магматическим фундаментом, вызывая гравитационный супермаксимум Урала.

Вероятной причиной генерации кремнекислых магм на заключительной стадии формирования Платиноносного пояса является постепенное сужение и затем закрытие располагавшегося западнее ордовикского океана, реликтом которого является Салатимский серпентинитовый шов. При этом в зону субдукции под Платиноносный пояс, представленную Главным Уральским разломом, во все возрастающем объеме (сначала наряду с океанической корой) стали вовлекаться и переплавляться водонасыщенные и обогащенные силикатным материалом (включая сопутствующие микроэлементы) осадочные толщи континентального подножия Русской платформы. Широко проявленные в Платиноносном поясе метасоматоз и водный метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, развитие мафит-ультрамафитовых пегматитов были вызваны потоком флюидов (первично-океанических вод), поднимавшихся от зоны субдукции в результате дегидратации и дегазации субдуцируемых масс. По всей видимости, именно эти флюиды обусловили, в частности, и отмечаемые [7 и др.] миграцию и перераспределение (вплоть до образования месторождений) элементов платиновой группы.

Выполненные нами геолого-структурные наблюдения на крупнейшем ультраосновном теле пояса – массиве горы Соловьевой и в других местах, показали, что для богатых крупных платиноворудных тел (ныне почти полностью отработанных – «Госшахта» и др.) характерны такие же ориентировки, как и у мелких шширов хромитов в окружающих дунитах; зачастую они секут более ранние и высокотемпературные ориентировки оливина. Недавно выявленная [8] линейная рудная зона западно-северо-западного простирания с обеих сторон ограничена низкотемпературными левыми сдвигами, по всей видимости, сингенетичными Rt-минерализации. Кроме систем разрывных нарушений, в ультрабазитах отмечаются и складки разных температурных генераций. Структурная эволюция массивов проходила в целом при падающих температурах и

давлениях. Преобладающими являлись два процесса: 1) подъем диапироподобных остывающих магматических тел в зону верхней коры (при этом структуры пластических деформаций накладываются на магматические; характерны концентрические субизометричные мегаструктуры тел с крутопадающей линейностью) и 2) левосдвиговые деформации, формирующие линейновытянутые массивы с субгоризонтальной линейностью, происходившие, по-видимому, в результате косой коллизии Тагильского террейна с Русской платформой. Современные структуры массивов Пояса являются главным образом результирующей этих процессов (исследованиями [9] получены результаты, во многом созвучные нашим), причем меридиональновытянутые, раздавленные массивы преобладают в краевых южных и северных частях Пояса, а субизометричные тела отмечаются преимущественно в средней части пояса.

Образование, подобное Платиноносному поясу, отсутствует в Магнитогорской мегазоне, по крайней мере, на уровне современного эрозионного среза. По ряду профилей от широты г. Белорецка до г. Орска выполнен вариант двумерной интерпретации аномалии Буге в области гравитационной ступени и супермаксимума Ирландской зоны, ориентируясь на наиболее достоверно установленную форму гравитирующих тел Платиноносного пояса. Результаты интерпретации с большой степенью уверенности показывают, что под андезито-базальтовыми толщами Ирландской островодужной постройки в ее основании на глубине нескольких километров находятся габбровые массивы, подобные массивам Платиноносного пояса. Имеющиеся различия, по всей видимости, объясняются более пологим залеганием и менее глубоким эрозионным срезом Ирландской островной дуги.

Исследования проводятся при поддержке РФФИ (проект № 00-15-98517) и проекта «MinUrals» INCO COPERNICUS (ICA2-CT-2000-1-10001).

Литература

1. Иванов К.С., Шмелев В.Р. Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // ДАН. 1996. Т. 347, N 5. С. 649–652.
2. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.
3. Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р. и др. К проблеме изотопного датирования Платиноносного пояса Урала: Rb-Sr и Sm-Nd систематика Чистопского массива // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. Ч. 2. С. 119–123.
4. Каретин Ю.С., Иванов К.С. Новые данные о РЗЭ в вулканических формациях района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Ежегодник – 2000. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2001. С. 31–35.
5. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С. и др. Новые данные по геохимии Платиноносного Пояса Урала: Вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия. 1999. №4. С. 352–370.
6. Шмелев В.Р., Седлер И., Борг Г. Петролого-геохимические особенности пород Тагильского платиноносного массива // Ежегодник – 1996. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 1997. С. 89–92.
7. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Платина Урала. Платиново-металльное оруденение и перспективы его освоения // Изв. вузов. Горн. журн.. Екатеринбург. 1994. № 6/4. С. 62–85.

8. Волченко Ю.А. Платиновое оруденение Нижнетагильского массива. Екатеринбург: УТГГА, 1999. 26 с.

9. Савельева Г.Н., Перцев А.Н., Астраханцев О.В. и др. Структура и динамика становления плутона Кытлым на Северном Урале // Геотектоника. 1999. №2. С. 36–60.

Л.А. Изосов

Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

Тектоническая эволюция Япономорского региона в среднем палеозое–мезозое

Для того чтобы восстановить PZ₂-MZ тектоническую картину Япономорского региона, прежде всего было необходимо выяснить, какое положение занимали интересующие нас структуры до раскрытия Японского моря в миоцене. По палеомагнитным данным [11, 12], перед ранним миоценом Юго-Западная Япония располагалась близ п-ова Корея, а Северо-Восточная примыкала к Сихотэ-Алиню. 15–20 млн лет назад в результате вращения они заняли свою современную позицию. Эти выводы подтверждаются палеобиогеографическими реконструкциями, базирующимися на характере изменения миоценовых моллюсков и фораминифер [7, 15] и корреляции юрских радиоларий Наданьхада-Алиня, Западного Сихотэ-Алиня и Японии [10].

Палеотектоническая схема данной территории, составленная на палинспастической основе (рисунок), позволяет сделать следующие основные выводы по рассматриваемой проблеме: 1. Япономорский регион представляет собой область стыковки крупных дорифейских блоков: Северо-Восточного выступа Китайской платформы [3], параплатформ Сино-Корейской и Янцзы [8], разделенных PZ-MZ полициклическими покровно-складчатыми системами и зонами [2]. 2. Заложение последних приходится, в основном, на PZ₂, хотя Туманган-Лаоэлин-Гродековская зона, разделяющая Северо-Восточный выступ Китайской платформы



Палеотектоническая схема Япономорского региона на палинспастической основе

1–3 – дорифейские массивы: Северо-Восточного выступа Китайской платформы (1), параплатформ Сино-Корейской (2) и Янцзы (3); 4 – активизированный Хасанский блок Сино-Корейской параплатформы; 5–6 – полициклические покровно-складчатые системы и зоны (возраст в скобках указывает время заложения структуры): 5 – каледонско-варисские (яньшаньские ?) и 6 – яньшаньские; 7 – реликты среднепалеозойских рифтовых зон в покровно-складчатых системах и зонах длительного развития: океанических (1) и морских глубоководных (2), здесь и далее индекс на схеме указывает время заложения зон; 8 – реликты деформированных («захлопнутых») среднепалеозойских морских и океанических рифтовых зон с остатками платформенного чехла; 9 – внутриконтинентальные рифтовые зоны; 10 – платформенные терригенно-карбонатные прогибы; 11 – дива-впадины; 12 – силурийские терригенно-карбонатные прогибы, вступившие в девоне в стадию развития дива; 13 – главные разломы.

делах докембрийских блоков выполняют магмоконтролирующие и амагматичные депрессионные структуры рифтогенного типа, а в полициклических долгоживущих покровно-складчатых системах и зонах выступают в виде аллохтонов различных размеров, фиксирующих реликты крупных раздвиговых структур с океанической корой. 4. Во внутриконтинентальных рифтах PZ₂ формации обычно сильно дислоцированы и нередко приобретают чешуйчато-надвиговую структуру [4]. 5. Тектоническое совмещение в MZ микститах остатков океанической коры и фрагментов платформенного чехла PZ₂ возраста [6, 14, 16] свидетельствует о закрытии рифтов в связи с развитием J₃-K₁ аккреционно-коллизийных процессов в Япономорском регионе [1, 5]. 6) Движение тектонических масс при этом происходило с юга и востока, что связано с дрейфом литосферных плит Кула и Тихоокеанской [9 и др.].

Литература

1. *Изовос Л.А., Кандауров А.Т., Бажанов В.А. и др.* Силурийские отложения Приморья // Тихоокеан. геология. 1988. № 5. С. 75–82.
2. *Изовос Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А.* Проблемы геологии и алмазности зоны перехода континент–океан (Япономорский и Желтоморский регионы). Владивосток: Дальнаука, 2000. 326 с.
3. *Смирнов А.М.* Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 157 с.
4. *Филатова Н.И., Ким Зон Хи, Ким Хен Со.* Тектоника Корейского полуострова // Изв. АН СССР. 1991. № 6. С. 131–144.
5. *Ханчук А.И.* Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дисс ... д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.
6. *Geology and mineral resources of Japan.* Hisamoto: Kawasaki-shi, 1977. Vol. 1. 430 p.
7. *Chinzei K.* Opening of Japan Sea and Marine Biogeography during the Miocene // J. Geomag. Geoelectr. 1986/ Vol.38. P. 487–494.
8. *Hsu K.J., Li Jiliang, Chen Haihong et al.* Tectonics of south China: Key to understanding West Pacific Geology // Tectonophysics. 1990. Vol. 183. P. 9–39.
9. *Klimets M.P.* Speculations the Mesozoic plate tectonic evolution Eastern China // Tectonics. 1983. Vol. 2. № 3. P. 139–166.
10. *Kojima S.* Mesozoic Terrane accretion in North-East China, Sikhote-Alin and Japan regions // Paleogeography, Paleoclimatology, Paleogeology. Amsterdam: Elsevier Sci. Publ. B. V., 1989. Vol. 69. P. 213–232.
11. *Otofuji Y., Matsuda T.* Paleomagnetic evidence for the clockwise rotation of Southwest Japan // Earth. Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 70. P. 373–382.
12. *Otofuji Y., Matsuda T., Nohda S.* Paleomagnetic evidence for the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan - rifting process of the Japan arc // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 75. P. 265–277.
13. *Regional Geology of Jilin province* // Geological memoirs. Beijing, Geol. Publ. House, 1989. Ser. 1. # 10. P. 621–698.
14. *Suzuki N, Takahashi D., Kawamura T.* Late Silurian and Early Devonian Polycystine (Radiolaria) from the Middle Paleozoic deposits in the Kamaishi area, northeast Japan // Jour. Geol. Soc Japan. 1996. Vol. 102, № 9. P. 824–827.
15. *Tai Y.* Historical change of Neogene foraminiferal assemblages in the Setouchi and San-in Provinces and Foram. Sharp Line // Fossils (Pal. Soc. Japan). 1963. № 5. P. 1–7 (in Japanese).
16. *Wakamatsu H., Sugiyama K., Furutani H.* Silurian and Devonian radiolarians from the Kurosegawa Tectonic Zone, southwest Japan // J. Earth Sci. Nagoya Univ. 1990. Vol. 37. P. 157–192.
17. *Wakita K.* Accretionary tectonics in Japan // Bull. Geol. Surv. of Jap. 1989. Vol. 40(5). P. 251–253.

Линеаменты Южно-Приморской зоны сочленения континент–океан

Составлена схема линеаментов и кольцевых структур, которая охватывает обширную территорию Южного Приморья и прилегающую к ней акваторию Японского моря (рисунок). В пределах исследованной территории обособляются области дорифейской консолидации коры (остаточные массивы Ханкайский и Сергеевский), полициклические покровно-складчатые структуры (Туманган-Лаоэлин-Гродековская и Сихотэ-Алинская), соответственно, каледонско-яньшаньского и яньшаньско-гималайского возраста, раннегималайская зона полициклического тафрогенеза (континентальный шельф и склон Японского моря) и область рифтогенеза (глубоководная котловина Японского моря), возраст которой определяется, вероятно, движениями раннегималайского субцикла.

Использованы данные дешифрирования топопланшетов и многозональных космофотоснимков Приморья и прилегающих территорий КНР, батиметрических карт Японского моря, составленных по материалам новейших эхометрических съемок акваторий. Проинтерпретированы гравиметрические карты Южного Приморья и смежных районов дна Японского моря (в редукции Буге и Фая) масштаба 1:1000 000. Линеаменты, вероятно, отвечают дизъюнктивам различных генетических типов и могут рассматриваться как индикаторы разломов. Выявленные системы линеаментов заверены в процессе мелкомасштабной геологической съемки побережья Японского моря. Как правило, они выражены зонами дробления, милонитизации, расланцевания и интенсивной трещиноватости, а также фиксируются дайками основного, ультраосновного и кислого составов, кварцевыми и кварц-калишпатовыми жилами, интрузивными контактами.

В границах изученного отрезка зоны сочленения континент–океан развиты две главные (планетарные) системы разломов – близширотная («азиатская» или Ляодун) и северо-восточная перипацифическая («тихоокеанская» или Таньлу). Они четко фиксируются на космофотоснимках различных уровней генерализации [2, 3]. Однако в пределах акватории Японского моря наиболее мощными ослабленными зонами, вероятно, являются широтные, меридиональные и северо-восточные структуры, которые фиксируются гравитационными ступенями. Явно господствуют дизъюнктивы, простирающиеся по азимуту примерно 45°. Отмечается весьма хорошая сходимість геофизических и геоморфологических данных, четкая увязка систем разломов, развитых на побережье и на дне Японского моря, яркая выраженность структурных линий субширотного простирания. Эти линии составляют главные линеаменты Приморья и относятся к зоне Северо-Янцзиньского структурного

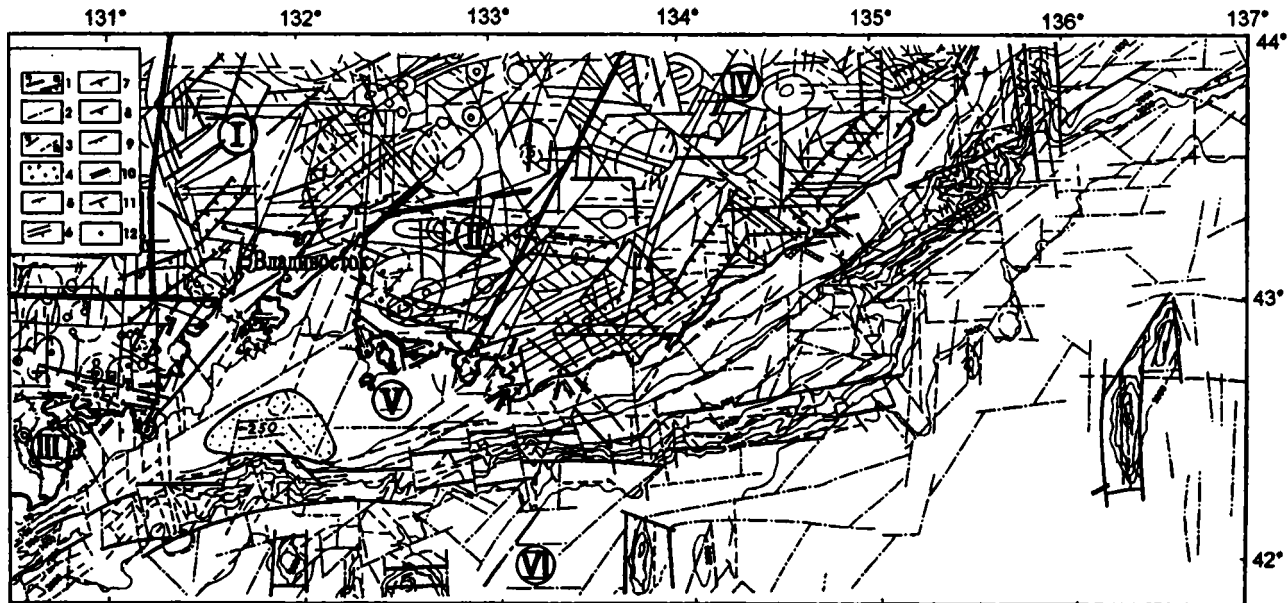


Схема линейментов и кольцевых структур Южного Приморья и прилегающей акватории Японского моря

1 – гравитационные аномалии типа «над ступенью» (1), то же, с предполагаемым направлением падения (2); 2 – структурные линии, намеченные по конфигурации гравитационных аномалий; 3 – линейменты, выделенные на многозональных космофотоснимках масштаба 1:1 000 000 (1), то же, на топооснове и батиметрических картах Японского моря масштаба 1:200 000 и 1:1 000 000 (2); 4 – депрессия акустического фундамента и ее глубина (в м) по данным сейсмопрофилирования; 5 – дайки основного и ультраосновного состава; 6 – то же, кислого состава; 7 – кварцевые и кварц-кашлищатовые жилы; 8 – зоны дробления и милонитизации пород; 9 – зоны расланцевания; 10 – зоны интенсивной трещиноватости; 11 – интрузивные контакты; 12 – точки геологических наблюдений. Структурно-формационные зоны: Ханкайская (I), Сергеевская (II), Туманган-Лаозлин-Гродековская (III), Сихотэ-Алинская (IV), Шельфовая (V), Котловинная (VI)

шва, отделяющего Сино-Корейскую параплатформу от Северо-Восточного выступа Китайской платформы [2]. У материкового склона Южного Приморья они отражают раздвижки и связанные с ними сдвиги растяжения [1]. Раздвижки фиксируются линейными аномалиями магнитного поля и гравитационными ступенями. Большинство из них представляют дизъюнктивы первого ранга, поскольку определяют конфигурацию морфоструктурных элементов Японского моря, его морфологию и геологическое строение. Характерно, что субширотные раздвижки постепенно меняют свое простирание на северо-восточное у восточного побережья.

Тектоническими линиями широтного и меридионального простирания образован наиболее древний (дорифейский) структурный план региона. Вдоль них уже в раннем архее формировались вулканические пояса, разделявшие зоны гранитообразования. Система северо-западных разломов заложилась, по-видимому, в рифее и наиболее активно функционировала в ордовике. Она соответствует направлению позднебайкальских складчатых структур и контролирует размещение позднекембрийских орогенных вулканоплутонических комплексов [3]. Структурные северо-северо-восточные линии отвечают наиболее яркому «тихоокеанскому» направлению. Разломы этого типа разграничивают дорифейско-позднебайкальский Ханкайский остаточный массив и мезозойско-кайнозойскую Сихотэ-Алинскую покровно-складчатую область [2]. Они же контролируют Западно-Сихотэ-Алинский краевой вулканический пояс, основные черты которого определились в раннем силуре в связи с заложением системы рифтов [2]. Разломы северо-восточного направления (45°) согласуются со складчатыми структурами мезозоид и нередко залечены позднемезозойскими офиолитами. Они, вероятно, фиксируют положение рубцовых зон в мезозойском покровно-складчатом сооружении, которые косо расположены по отношению к восточной границе Ханкайского массива и имеют торцовое сочленение с байкалидами. Наибольшую активность они проявили, скорее всего, в поздней юре–берриасе и готериве–альбе.

Касаясь проблемы возраста дизъюнктивов рассматриваемой части Япономорской котловины, следует иметь в виду, что они представляют собой прежде всего разломы фундамента, активизированные в связи с раскрытием этого окраинного бассейна. Вероятно, эти структуры являются фрагментами деформированных и разорванных линеаментных систем, существовавших в докайнозойское время на восточной окраине Азиатского континента. По данным И.И. Берсенева и др. [1] разломы, способствующие формированию материкового склона, образовались во второй половине позднего мела. Горизонтальные перемещения блоков коры в западной части Японского моря, послужившие началу формирования глубоководной впадины, пришлись на интервал поздний мел – начало палеоцена. В конце раннего – начале среднего миоцена происходило погружение подводных возвышенностей по сбросам вдоль зон ра-

нее существовавших раздвигов. Заложение раздвигов, по мнению И.И. Берсенева с соавторами, произошло в момент проявления интенсивной складчатости в Сихотэ-Алине в начале позднего мела. К началу палеогена движения по ним, по-видимому, прекратились, а в неоген-четвертичное время вдоль этих дизъюнктивов произошли опускания.

Литература

1. Берснев И.И., Липкин Ю.С., Сигова К.И. Разломы котловины Японского моря // Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 99–116.
2. Изосов Л.А., Мельников Н.Г. О чешуйчато-покровных структурах Западного Приморья // Тихоокеан. геология. 1988. № 6. С. 47–53.
3. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А. Проблемы геологии и алмазоносности зоны перехода континент–океан (Япономорский и Желтоморский регионы). Владивосток: Дальнаука, 2000. 325 с.

В.С. Имаев, Л.П. Имаева, Б.М. Козьмин

*Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГА и БМ) СО РАН, Якутск,
Россия*

Тектоника, сейсмичность и глубинное строение Якутии

Республика Саха (Якутия) – самый значительный по площади (более 3 млн кв. км) субъект Российской Федерации, что составляет около 30% территории России. Тектоника этого стратегически важного и геологически весьма перспективного региона, обладающего разнообразными полезными ископаемыми, обусловлена процессами сопряжения одного из древнейших на Земле стабильных блоков с континентальной земной корой (Сибирского кратона) и двух до настоящего времени весьма активных и подвижных поясов (Урало-Монгольского и Тихоокеанского).

Западная половина Якутии принадлежит к структурам Сибирской платформы, а восточная – к горно-складчатым сооружениям внешнего обрамления Тихоокеанского пояса. Юг Сибирской платформы в виде активных структур Байкало-Патомской горно-складчатой области и южной окраины Алданского щита могут быть включены в состав Урало-Монгольского подвижного пояса [Тектоника Якутии, 1975]. Степень современных геодинамических процессов, протекающих в пределах главных геоструктурных элементов на территории Якутии, существенно зависит от пространственного положения этих геоструктур относительно границ литосферных плит, установленных в пределах Северо-Востока Азии.

Древняя Сибирская платформа расположена вблизи восточной и южной границ современной Евразийской литосферной плиты с Северо-Американской и Амурской (Китайской) плитами. Западная часть Сибирской платформы практически асейсмична, а восточная, испытывавшая процессы активизации, продолжает оставаться динамичной и в совре-

менное время. Наиболее высокий уровень тектонической и сейсмической деятельности наблюдается в краевых частях восточной части Сибирской платформы, приурочиваясь к тем участкам, где крупные разломы земной коры, служащие тектоническими границами платформы, совпадают с современными границами Евразийской плиты. К разряду таких разломов могут быть отнесены Лено-Анабарский, Становой и Нелькано-Кыллахский краевые швы.

Местоположение Лено-Анабарского разлома устанавливается по линейной магнитной аномалии и резкой градиентной ступени в поле силы тяжести, следящейся вдоль Оленекского залива моря Лаптевых от дельты р.Лена в северо-западном направлении к п-ву Таймыр и отчетливо выделяемой на космических снимках. К зоне влияния этого разлома тяготеет Лено-Таймырская полоса слабой сейсмичности, вытянутая от дельты р.Лены к Таймыру и далее к островам Северная Земля. Некоторые из землетрясений этой группы имели магнитуды $M = 5,0-5,7$, в частности Оленекское событие 1980 г. с $M=5,7$ и последнее Таймырское землетрясение 1990 г. с $M=5,1$. Здесь также закартировано несколько дислокаций земной поверхности сейсмогравитационного генезиса [Сейсмотектоника Якутии, 2000].

Менее активны Западно-Верхоянский и Нелькано-Кыллахский краевые швы, а также соединяющая их Южно-Верхоянская поперечная взбросо-сдвиговая система, которые пространственно удалены на 200–600 км от современных границ Евразийской плиты. Первый из разломов представляет собой выпуклую к западу большую дугу, длиной свыше 1000 км, отделяющую складчатые сооружения Верхояно-Колымской системы мезозойд от Сибирской платформы. Несмотря на отчетливую выраженность его в рельефе и на космических снимках, наличия контрастной градиентной ступени в геофизических полях и другие признаки, разлом практически асейсмичен.

Нелькано-Кыллахский дизъюнктив вытянут в субмеридиональном направлении от Верхоянского хребта к хребту Джугджур и является крупным надвигом, по которому складчатые сооружения хребта Сетте-Дабан надвинуты на Сибирскую платформу. Зона влияния этого разлома слабосейсмична, за исключением дугообразного Кыллахского сегмента, где зафиксированы несколько землетрясений с $M = 5,5-6,5$, в том числе известное Сетте-Дабанское землетрясение 1951 г. с $M=6,5$. По сейсмологическим данным, его фокальный механизм соответствует надвигу.

Южно-Верхоянская взбросо-сдвиговая система (Нижнеалданский сдвиг) – один из наиболее контрастно выраженных разломов, создающий неповторимый структурный облик всей Верхояно-Колымской складчатой системы в виде ее сигмоидального подворота. Инструментальные наблюдения показывают, что в зоне влияния этого разлома фиксируется невысокий уровень сейсмичности, где отмечены землетрясения с $M = 4,0-4,6$. Наибольшую магнитуду здесь имел Нижнеалданский толчок 1995 г. с $M=4,6$.

Максимум сейсмической активности на Сибирской платформе отмечен в пределах ее юго-восточного ограничения. Здесь вдоль южной границы Алданского щита развита система субширотных разломов сдвигового и взбросо-сдвигового генезиса, формирующих Становой краевой шов, к которому приурочена крупная неоднородность в земной коре, выраженная линейной цепочкой максимумов и минимумов в поле силы тяжести, которая вытянута от р.Олекма до побережья Охотского моря. Эти разрывные нарушения отчетливо диагностируются на космических снимках, и именно к ним тяготеет Олекмо-Становая сейсмическая зона (ОСЗ), служащая границей Евразийской и Амурской (Китайской) литосферных плит. В ее пределах зарегистрировано более 20 тыс. местных землетрясений, наиболее катастрофические из которых имели магнитуды 6,5–7,0. К сильнейшим из них относятся Олекминские 1958 г. и Южно-Якутское 1989 г. события с $M = 6,5-7,0$. Повсеместно в Олекмо-Становой сейсмической зоне обнаружены современные и палеосейсмодислокации [Сейсмотектоника Якутии, 2000].

Единичные землетрясения с магнитудой $M = 4,5-5,0$, происходящие вдоль южной окраины Сибирской платформы, связаны с процессами торозения и наползания края Байкало-Патомского складчато-надвигового подвижного пояса на платформенные образования, при этом в отдельных случаях активизированными оказываются пограничные платформенные структуры, расположенные далеко от границ литосферных плит (до 400 км), как в случае со Среднененским землетрясением 1974 г. с $M = 5,2$ в Березовском прогибе, имеющим надвиговый тип подвижки в очаге.

Не менее сейсмоактивны неотектонические структуры, развитые на северо-востоке Якутии, где они маркируют собой границу Евразийской и Северо-Американской плит. Проявления сейсмичности формируют здесь протяженный сейсмический пояс Черского (СПЧ), в пределах которого зарегистрировано свыше 10 тыс. сейсмических событий, наиболее крупные из которых имели $M \geq 7,1$.

Сейсмотектонические процессы на современной границе Евразийской и Северо-Американской плит протекают в условиях их сближения в субширотном направлении и формируют систему активных разломов северо-западного простираения типа сдвига и взбросо-сдвига. Такая кинематика разломов подтверждается решениями фокальных механизмов сильных землетрясений, структурно-геологическими исследованиями и полученными в последнее время данными по космической геодезии (наблюдения GPS-станций) [Kogan et al., 1999]. СПЧ пространственно совпадает с крупной сатурой мезозойского возраста, которая отделяет тектонические структуры Сибирского континента с более тяжелой и массивной корой от расположенных восточнее блоков Колымо-Омолонского микроконтинента с более легкой океанической корой [Парфенов и др., 1999].

Комплексный геолого-геофизический анализ с привлечением дополнительных тектонофизических, структурно-геологических, геоморфоло-

гических и неотектонических данных для северо-востока Азиатского континента показывает, что максимум сеймотектонической активности приходится на два протяженных сейсмических пояса: Арктико-Азиатский и Байкало-Становой, составными частями которых является СПЧ и ОСЗ, соответственно. Указанные пояса пересекают территорию Якутии и маркируют границы Евразийской, Северо-Американской и Амурской (Китайской) литосферных плит. Взаимодействие этих плит охватывает довольно широкую (до нескольких сотен километров) полосу, в пределах которой по серии активных разломов происходят местные землетрясения. Уровень сейсмичности в названных подвижных поясах существенно отличается от его величины для активизированных частей Сибирской платформы, примыкающих к этим сейсмическим поясам, где землетрясения имеют меньшую интенсивность и более редкую их повторяемость.

Кроме того, все якутские землетрясения происходят в пределах земной коры и являются надежными маркерами, позволяющими проследить отличия в глубинном строении отдельных частей территории Якутии. Так, землетрясение 20 апреля 1989 г. и его афтершоки в ОСЗ на юге Якутии отмечены на глубине 5–40 км, что в сравнении с определениями глубин для землетрясений СПЧ на северо-востоке Якутии (8–30 км) указывает на существенные различия в строении земной коры. Утоненная кора в пределах СПЧ (30–35 км) объясняется развитием здесь в позднем кайнозое Момской рифтовой системы и растяжением земной коры, которое лишь в конце плейстоцена было трансформировано в сжатие [Имаев и др., 1980]. В то же время, мощность земной коры на юге Якутии в ОСЗ достигает 40–60 км [Суворов, Корнилова, 1985]. Здесь в кайнозойское время вплоть до современного не отмечен рифтогенез.

Создание надежных геодинамических моделей весьма разнородных в тектоническом плане территорий, к которым безусловно относится Республика Саха (Якутия), является насущной задачей нового столетия. Корректность решения данной задачи в настоящее время зависит от получения новых геолого-геофизических данных для слабоактивных районов Сибирской платформы, которые вместе с уже имеющимися сведениями по сейсмическим поясам Якутии и северо-востока Азии, возможно, позволят предложить более совершенную модель современной геодинамики этих регионов. Это также является актуальной практической задачей, поскольку создание надежной карты сейсмического районирования Якутии невозможно без достоверной геодинамической схемы, особенно если учесть, что около 50% ее территории подвержены 6–9-балльным сейсмическим воздействиям.

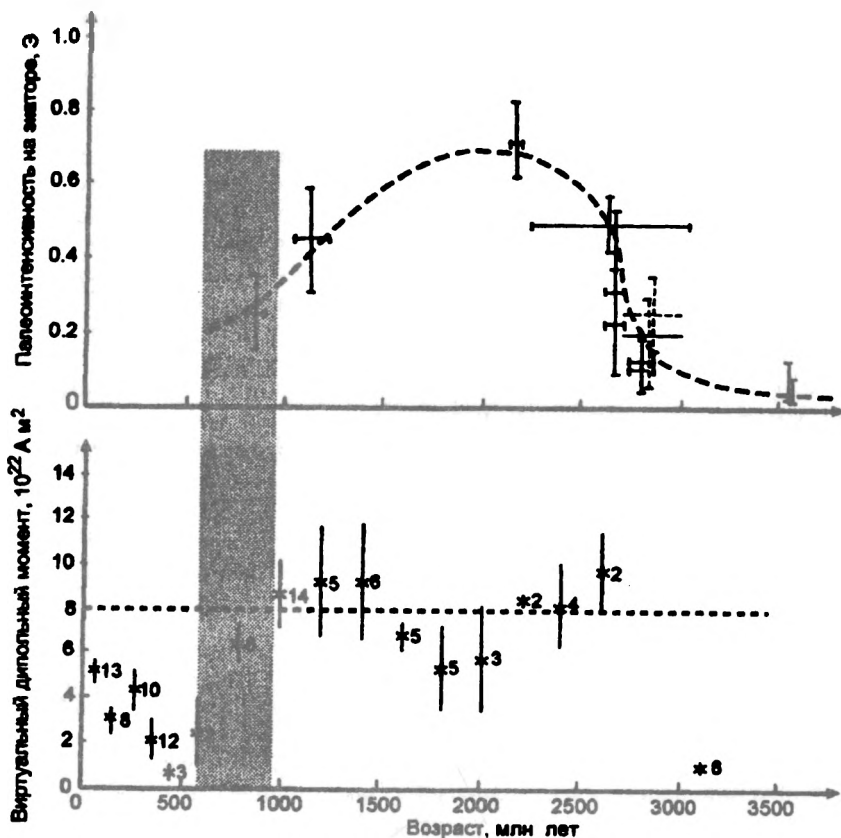
Настоящие исследования поддержаны фондом РФФИ (№№ 01-05-96215 и 01-05-96219) и программой Университеты России – фундаментальные исследования.

Реконструкция теплового режима Земли по геолого-геофизическим данным

Современные представления о тепловой истории Земли базируются на двух антагонистических моделях образования Земли – «холодной» и «горячей». Время же остывания для последней оценивается сроками от 20 млн лет (Кельвин) до нескольких миллиардов лет. Если исходить из того, что «тектонические явления, генерация тепла и геомагнитного поля порождается одной и той же причиной» [1, с. 6], то косвенным показателем температуры недр Земли за последние 3,5 млрд лет могут служить документальные данные по палеоинтенсивности и виртуальному дипольному моменту геомагнитного поля, поскольку существование магнитного поля Земли определяется, как считается, наличием жидкого проводящего слоя на границе ядра, который (слой) может существовать только в определенном диапазоне температур.

На Венере и Марсе тепловая эволюция (тектоническая активность) закончилась, соответственно, 0,5 и 1,5 млрд лет назад [2, 3], поэтому сейчас их магнитные поля чрезвычайно слабы. Земля занимает промежуточное положение между Венерой и Марсом по расстоянию от Солнца и близка по размерам первой. Следовательно, тепловая эволюция Земли должна была закончиться где-то около 1 млрд лет назад. И похожую на это картину дают палеомагнитные данные (свидетельствующие в пользу «холодной» модели) по интенсивности и дипольному моменту магнитного поля Земли [4, 5], приведенные на рисунке. На их основании, по мнению К.Хэйла «еще труднее объяснить, почему геомагнитное динамо все еще работает» [5, с.231]. Действительно, с термических позиций приведенные графики можно интерпретировать так: на интервале 2,5–3 млрд лет назад сформировалось ядро Земли с жидким проводящим слоем, поэтому интенсивность магнитного поля нарастала экспоненциально. Но завершение дифференциации и сокращение количества короткоживущих радиоактивных изотопов привело к остыванию, экспоненциально прогрессирующему с границы рифей–протерозой (около 1 млрд лет назад). На минимум интенсивности магнитного поля (максимум остывания) приходится самое продолжительное за всю историю Земли (почти два галактических года!) и глобальное «покровное оледенение, которое имело место в докембрии от 950 до 600 млн лет назад. Позднедокембрийские ледниковые отложения известны теперь на всех материках (кроме ныне покрытых льдом Антарктиды и Гренландии)» [6].

К началу фанерозоя интенсивность магнитного поля снизилась до минимума (менее 10% современного или рифейского), как это произошло в свое время и на других планетах земного типа. Но, в отличие от последних, в фанерозойе начались вторичный разогрев недр и рост интен-



Значения палеоинтенсивности магнитного поля во времени (вверху) по: [5] и среднего виртуального дипольного момента (внизу) по: [4].

Значения интенсивности даны с указанием возможной погрешности по величине и по возрасту; значения дипольного момента осреднены с интервалом 100 млн лет для 0–700 млн лет и 200 млн лет для 700–2700 млн лет; точка на 3100 млн лет – осреднение шести самых древних определений для интервала в 800 млн лет. Цифрами указано количество определений, пунктирной прямой отмечено современное значение дипольного момента. Затенен интервал покровного оледенения Панген

сивности и магнитного момента диполя магнитного поля, особенно усилившийся к концу фанерозоя. По мнению К.Хэйла, одним из возможных объяснений этому может быть «непрерывный рост внутреннего ядра, который обеспечивает достаточно гравитационной энергии, чтобы “раскручивать” магнитное динамо» [5, с.231], но это не согласуется со сказанным выше. На конец фанерозоя приходится и «требующая особого рассмотрения широко проявившаяся одновременность главного реологического изменения – перехода от разрывных деформаций к пласти-

ческим... Возможно, что это явление было следствием термического эффекта, как предполагает Д.Фалвей [7], однако термические процессы развиваются медленно, и, возможно, следует предположить такой термический процесс, который сам был вызван каким-то крупным изменением в глобальной системе напряжений» [8, с.90].

Конец фанерозоя отличается также беспрецедентным по масштабам внегеосинклинальным базальтовым магматизмом как в пределах континентов, так и в новообразованных океанах, что также свидетельствует в пользу вторичного разогрева недр Земли. При этом одним из важнейших дискуссионных вопросов геофизики остается парадоксальное равенство тепловых потоков на континентах и в океанах, что, по мнению Ф.Стейси [9], можно было бы объяснить только за счет энергии запасенного тепла или, может быть, энергии вращения.

Все вышеизложенное не позволяет реконструировать тепловую историю Земли с униформистских позиций (как для остальных планет земного типа), а требуется уникальный механизм. Такой механизм представляет предложенная автором адунационная модель [10]. Согласно этой модели, современная Земля образовалась в результате адунации (adunation – слияние, объединение в одно целое) двух одинаковых по размерам и массам планет (Пангеи и Панталассы), до конца палеозоя составлявших тесную двухпланетную систему. Приведенные на рисунке палеомагнитные данные относятся к магнитному полю Пангеи (аналогичную эволюцию прошла и Панталасса, но ее данные не сохранились из-за отсутствия на ней континентальной коры). Тектоническая эволюция на обеих планетах протекала аналогично эволюции Венеры и Марса и должна была закончиться около миллиарда лет назад, если бы не появился новый источник энергии – приливное трение, нараставшее по мере сближения планет (весь палеозой), закончившегося стыковкой (на рубеже Р-Т) и последующей адунацией (МЗ) планет [10]. В результате адунации в виде тепла высвободилась большая часть кинетической энергии вращения планет, обеспечившей планетарную перестройку в МЗ-КЗ (в том числе и спрединг в океанах), при весьма незначительном среднегодовом выделении тепла (в расчете на период в 100 млн лет), предотвратившем термическую катастрофу.

Литература

1. Физика Земли: Новый взгляд на некоторые проблемы / В.В. Кузнецов, Н.Н. Семаков, В.Н. Доровский, П.Е. Котляр. Новосибирск: Наука, 1989. 128 с.
2. Барсуков В.Л. Сравнительная планетология и ранняя история Земли // Геохимия. 1985. №1. С. 3–19.
3. Шмакин В.Б. Экзогенные факторы тектоники Земли // Булл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66, № 5. С. 13–22.
4. Merrill R.T. Use and abuse of intensity data // Nature. 1987. Vol. 329, No. 6136. P.197–198.
5. Hale C.J. Paleomagnetic data suggest link between the Archaean-Proterozoic boundary and inner-core nucleation // Nature. 1987. Vol. 329, No. 6136. P. 233–237.
6. Ушаков С.А., Ясаманов Н.А. Дрейф материков и климаты Земли. М.: Мысль, 1984. 206 с.
7. Falvey D.A. The development of continental margins in plate tectonics theory // Austr. Petr. Explor.

- Assoc. J. 1974. Vol. 14. P. 95–105.
8. Kent P.E. Major synchronous events in continental shelves // *Tectonophysics*. 1976. V. 36. No 1. P. 87–91.
9. Стейси Ф. Физика Земли. М.: Мир, 1972. 342 с.
10. Kazansky B.A. Quasi-plate tectonics – an adunation model // *Proc. Int. Symposium on new concepts in global tectonics*. Tsukuba, Japan. 1998. P. 154–158.

Г.И. Каратаев¹, А. Сас-Ухрыновски²

Современная геодинамика запада Восточно-Европейской платформы во временных аномалиях гравитационного и магнитного полей

Для изучения современной динамики тектоносферы Беларуси в 1988 году создана сеть геодинамических геофизических пунктов, включающая гравиметрический и магнитометрический полигоны (линии которого секут все крупные тектонические структуры региона), и сеть пунктов для изучения компонент векового хода геомагнитного поля. Пункты расположены как непосредственно на блоках земной коры, характеризующихся относительной стабильностью, так и в зонах глубинных разломов, отличающихся своей палео- и современной интенсивной геодинамикой. Гравиметрические наблюдения на полигоне повторяются через один год, а магнитометрические – через два года.

Неприливные вариации во времени ускорения силы тяжести изучаются на Белорусском гравиметрическом полигоне, проложенном по линии Лида-Россоны-Борисов-Калинковичи-Лида с рассечкой Лида-Минск-Борисов (33 пункта, расстояние между которыми 30–50 км).

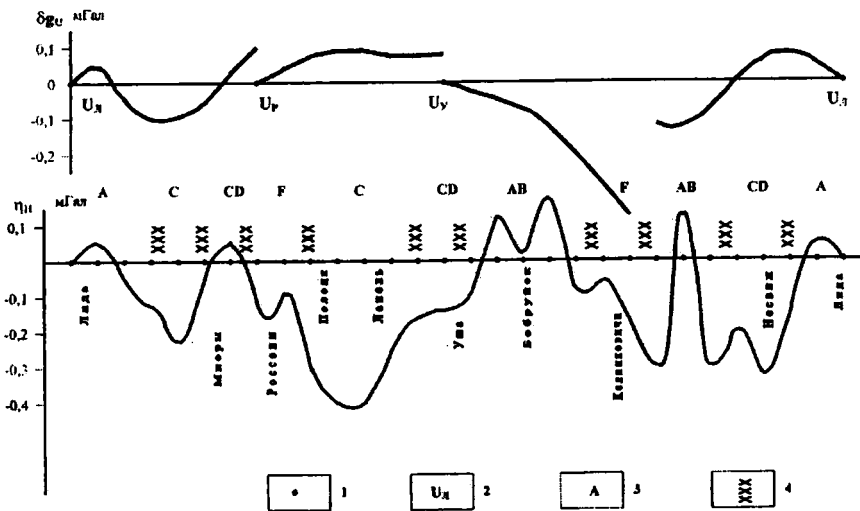
Исследования векового хода модуля полного вектора геомагнитного поля, его наклона и склонения проводятся на обсерватории Плещеницы и в 14-ти пунктах векового хода, равномерно разбросанных по территории Беларуси. Аномалии векового хода выявляются на Белорусском геодинамическом магнитометрическом полигоне, проходящем по линии Лида-Полоцк-Лепель-Сенно-Ельск-Лельчицы-Слуцк-Лида с рассечкой Вилейка-Плещеницы-Бобр. Полигон включает 37 опорных магнитометрических пунктов, заложенных с шагом 20–40 км; между ними имеются рядовые пункты с шагом 5–12 км. Всего на полигоне 163 магнитных пункта.

Кроме того, ранее в 80-х годах прошлого столетия функционировал аналогичный геодинамический полигон, включающий Прибалтику: Рига-Витебск-Бобруйск-Советск-Рига.

Повторные геофизические наблюдения на этих полигонах дали следующую информацию о современной динамике гравитационного и маг-

¹ Институт геологических наук НАН Беларуси, Минск, Беларусь.

² Институт геодезии и картографии, Варшава, Польша.



Вариации поля силы тяжести во времени на Белорусском гравиметрическом полигоне.

1 – гравиметрические пункты; 2 – узловы пункты, относительно которых построены кривые региональных вариаций поля силы тяжести; 3 – геофизические типы земной коры (пояснения в [1]); 4 – глубинные разломы литосферы.

нитного поля на территории Беларуси и сопредельных областей (рис.). В гравиметрических пунктах, расположенных в зонах разломов, наблюдается наиболее резкое изменение вариаций поля силы тяжести, достигая величин 0,4 мГал. Кривая же регионального поля вариаций (с исключением возмущающего влияния зон разломов) по приращениям изменяется слабо. Однако накопленные вариации регионального поля относительно узловых гравиметрических пунктов Лида, Россоны, Уша имеют вполне значимые величины с высокой надежностью. Что свидетельствует об изменении между этими пунктами плотностного режима крупных глубинных масс. Так, от г.п. Лида, расположенном на стабильном Вильнюсском блоке земной коры типа А, поле вариаций уменьшается в северном направлении до широтной Полоцко-Курземской зоны глубинных разломов на $-0,1$ мГал. На западе эта зона на участке Советск-Рига также отмечена значительным изменением во времени гравитационного и магнитного полей. Это обусловлено, на наш взгляд, протеканием процессов разуплотнения глубинного подкорового вещества в Полоцко-Курземской зоне разломов, зафиксированного ранее материалами комплексной интерпретации аномалий поля силы тяжести и сейсмологических данных, полученных методом обменных волн от землетрясений. Далее на север к пункту Россоны это поле увеличивается до $+0,1$ мГал. На участке г.п. Россоны – г.п. Уша, пересекающем Центрально-Белорус-

скую зону сочленения Фенноскандинавского и Сарматского сегментов, представленную Лепельским и Минским блоками земной коры типа С и CD соответственно, поле вариаций практически остается постоянным на уровне около $+0,1$ мГал, свидетельствуя об уплотнении вещества.

На участке г.п. Уша – г.п. Калинковичи, в особенности южнее г.п. Бобруйск, при приближении к Припятскому палеорифту региональное поле вариаций весьма существенно уменьшается, достигая значений – $0,3$ мГал. Аналогичная картина наблюдается при переходе от Вильнюсского блока земной коры (г.п. Лида) к Припятскому палеорифту (г.п. Старобин), хотя и с меньшей интенсивностью. Нет сомнения – это связано с процессом разуплотнения вещества в низах земной коры и верхней мантии Припятского палеорифта, где по данным глубинных сейсмических зондирований выявлены зоны пониженных сейсмических скоростей сейсмических волн.

Значительные вариации поля силы тяжести (за 15 лет зафиксировано изменение поля на $0,25$ мГал) были получены также на участке г.п.Порозово-Каменец, секущем глубинный разлом мантийного заложения, который разделяет Брестский и Вильнюсский блоки различной типизации: Вильнюсский блок характеризуется стабильностью земной коры, а Брестский блок входит в единую с Припятским палеорифтом Припятско-Брестскую зону активизации, для которой характерно протекание современных тектонофизических процессов.

Повторные наблюдения элементов геомагнитного поля к настоящему времени проведены на пунктах Плещеницы и Гостбище. Получены значения аномалий векового хода полного вектора геомагнитного поля, равные для Плещениц $3,9$ нТл, для Гостбища $10,4$ нТл. Склонения и наклонения на этих пунктах за период 1997–1996 гг. практически не изменились. Вековой ход геомагнитного поля хорошо зафиксирован на обсерватории Плещеницы на отрезке времени [1960–1999]. По модулю полного вектора геомагнитного поле имеет четкую тенденцию возрастания со скоростью 22 нТл/год. На фоне регионального роста наблюдается периодическая составляющая, которая на временном отрезке [1972–1999] носит практически синусоидальное колебание с периодом около 26–30 лет с амплитудой 55–60 нТл. Первый минимум этой локальной составляющей можно отнести к 1967–1968 годам, второй минимум – к 1993–1995 года и максимум между ними – к 1979–1980 годам. То есть локальные колебания векового хода геомагнитного поля неплохо коррелируют с максимумами и минимумами солнечной активности. Линейную тенденцию роста геомагнитного поля на обсерватории Плещеницы можно интерпретировать глубинными внутриземными источниками, формирующими главное магнитное поле Земли. Что касается наложенной на эту линейную тенденцию периодической составляющей, то ее природе, скорее всего, следует связывать с внешними возмущениями геомагнитного поля, с солнечной деятельностью. с магнитной активностью.

Пункты Плещеницы и Гостбище находятся в зоне сочленения круп-

нейших сегментов Восточно-Европейского кратона – Фенноскандии и Сарматии. Для этой зоны характерны длительные палео- и современные интенсивные глубинные тектонофизические процессы, фиксируемые, в том числе и вышеизложенными материалами повторных гравиметрических наблюдений. Это позволяет интерпретировать полученные аномалии векового геомагнитного поля в пунктах Плещеницы и Гостбище в качестве информации о современных тектонофизических процессах.

Приведенные материалы изучения вариаций во времени гравитационного и магнитного полей дают основания сделать следующие выводы. Во-первых, скачкообразное изменение вариаций поля силы тяжести приурочивается к зонам глубинных разломов мантийного заложения, разделяющим крупные блоки земной коры с существенно различным типом ее строения и характером эволюции. Во-вторых, области повышенных значений вековых вариаций поля силы тяжести соответствуют участкам с относительно малой мощностью земной коры, с приподнятым залеганием поверхности Мохоровичича (Мохо), выраженной поднятием. В то же время относительно пониженным значениям вариаций отвечают области увеличений мощности земной коры, соответствующие впадинам в рельефе поверхности Мохо.

Литература

Каратаев Г.И., Гирич Р.Э., Данкевич И.В. и др. Геофизические модели земной коры Белорусско-Прибалтийского региона. Минск: Наука и техника, 1993. 188 с.

Ю.В. Карякин¹, В.С. Оксман², Ф.Ф. Третьяков²

Калгынский офиолитовый комплекс: геологическое строение и геохимия пород (Верхояно-Колымская орогенная область)

Геологическое строение. Калгынский офиолитовый комплекс (КОК), обнажающийся в междуречье Калгын–Тирехтях, представляет собой сложно построенный аллохтон, состоящий из пакета тектонических пластин. Подстилается он автохтоном, сложенным терригенно-карбонатными и вулканогенно-терригенными толщами, зонально метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Комплекс на разных структурных уровнях пронизан многочисленными силлами габбро, габбро-диабазов и диабазов, имеющими четкие закалочные эндоконтакты.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

² Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАНБМ) СО РАН, Якутск, Россия.

Нижнее структурное положение в аллохтоне занимает пластина серпентинитового меланжа. Среди обломочного наполнения меланжа встречаются образования как вышележащего офиолитового комплекса (гипербазиты, габбро, базальты), так и автохтона (габбро-диабазы, двуслюдяные микросланцы, мраморизованные органогенно-обломочные известняки). Особое место среди обломков занимают впервые обнаруженные олистолиты стратифицированных офиолитокластовых олистостром, представленные ритмично построенными калькаренитами, серпентинитовыми песчаниками, серпентинитовыми гравелитами и конгломератами.

Структурно выше тектонической пластины серпентинитового меланжа расположен гипербазитовый (дунит-гарцбургитовый) покров, мощностью в первые сотни метров. Покров по пологому надвику надвинут как на меланж, так и на автохтон.

Выше гипербазитового покрова, с небольшими телами серпентинитов в основании, залегает покров кумулятивного габбро мощностью до 300 м. В подошве покрова габбро интенсивно рассланцовано и метаморфизовано. Этот покров выполняет роль своеобразного неоавтохтона, так как тектонически перекрывает образования и автохтона, и меланжевого, и гипербазитового покровов. Ритмично построенные, как правило, амфиболитизированные, средне- и крупнозернистые кумулятивные габбро покрова по составу меняются от лейкократовых до меланократовых разностей.

Верхнее структурное положение в пакете тектонических пластин аллохтона занимает базальтовый покров, с серпентинитами в основании залегающий на меланже и кумулятивных габбро. Породы этого покрова формируют серию изолированных выходов в северо-западной части КОК. Пиллоу-базальты, как правило, зеленокаменно изменены, но подушки имеют четко выраженные зоны закалки. Межподушечное пространство заполнено гиалокластитам. Видимая мощность покрова колеблется в пределах 50–150 м.

Геохимия базальтов. Анализ материалов по геохимии базальтов КОК (таблица) показывает, что они довольно разнообразны по содержанию как петрогенных оксидов, в первую очередь TiO_2 , FeO , MnO , K_2O и P_2O_5 , так и редких элементов (Cr , Ni , Rb , Sr , Nb , Ba). Среди них выделяются две группы составов: низкотитанистые ($TiO_2 < 1,8\%$) и высокотитанистые ($TiO_2 > 1,8\%$). Для последних характерны относительно низкие концентрации Al_2O_3 , Cr , Ni , Co и высокие – K_2O , P_2O_5 , V , Y , Zr , редкоземельных элементов. По нормативному составу среди базальтов покрова различаются слабо пересыщенные толеиты с нормативным кварцем и большим содержанием гиперстена, а также оливиновые толеиты с нормативными оливином и гиперстеном.

На диаграмме AFM базальты показывают выраженный толеитовый тренд дифференциации. По соотношению $Al_2O_3 - (FeO^* + TiO_2) - MgO$ они относятся к высокожелезистым толеитам. Отношение Y/Nb в базальтах колеблется в широких пределах (2,67–20,53), что в целом характерно для океанических базальтов толеитового ряда.

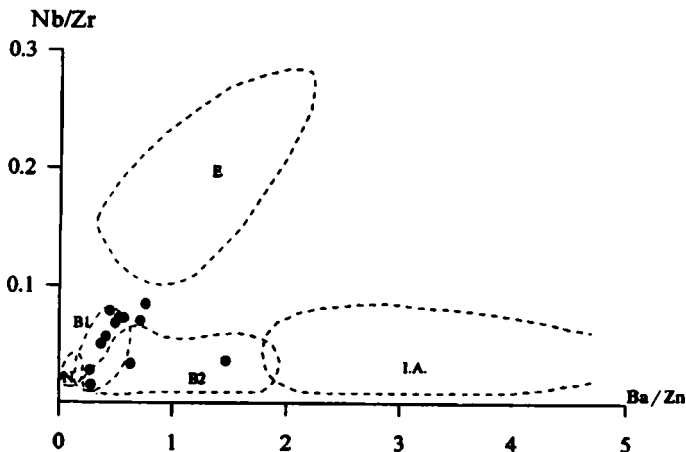


Диаграмма Nb/Zr – Ba/Zr по [Ishizuka et al., 1990] для базальтов Калгын-ского офиолитового комплекса

Поля базальтов: N – N-типа MORB, E – E-типа MORB, I.A. – островных дуг, B1 – «неактивных» задуговых бассейнов, B2 – «активных» задуговых бассейнов

На дискриминационной диаграмме Ti–Cr все фигуративные точки составов располагаются в поле базальтов океанического дна, разделившись на две группы: высокохромистые, с относительно низкими концентрациями титана, и низкохромистые, с относительно более высокими содержаниями титана.

Из диаграммы Мулена следует, что часть анализируемых составов по вариациям содержаний в них MnO, TiO₂ и P₂O₅ может быть отнесена к толеитам внутриокеанических островов, а часть сопоставима с базальтами MORB. Аналогичный вывод следует из анализа диаграммы Zr – Ti/100 – Y×3, на которой облако анализов разместились в полях внутриплитных базальтов и базальтов океанического дна.

Базальты покрова сопоставимы с океаническими толеитами и по другим геохимическим параметрам. Так, величина отношения в них Ba/Y колеблется в пределах 0,76–3,27 и не выходит за рамки вариаций этого отношения (0,2–4,4) в толеитах океанического дна, в то время как для типичных островодужных толеитов это отношение, как правило, значительно превышает значение 3,9.

Сравнение средних составов и интервалов концентраций некогерентных элементов базальтов КОК с таковыми для некоторых кайнозойских геодинамических обстановок вулканизма показывает, что по большинству параметров калгынские базальты сопоставимы как с океаническими базальтами, так и с базальтами окраинных бассейнов, сформировавшимися в обстановке задугового спрединга.

По концентрациям редкоземельных элементов относительно низко-

титанистые разности калгынских базальтов характеризуются незначительными отклонениями содержаний REE от среднего состава базальтов MORB, обусловленными, вероятно, вторичными изменениями. В то же время более высокотитанистые разновидности обнаруживают явное, хотя и незначительное, обогащение легкими лантаноидами.

Геохимия кумулятивных габбро. Геохимические данные по кумулятивным габбро (см. таблицу) среднего покрова КОК показывают, что часть этих пород обнаруживает геохимическое родство с базальтами верхнего покрова комплекса, а часть значительно отличается от последних. В целом, габбро КОК геохимически значительно более разнообразны.

Среди них преобладают недосыщенные разности, в нормативном минеральном составе которых присутствуют оливин и гиперстен; реже встречаются насыщенные, с большим количеством нормативного гиперстена, а также кварц-нормативные.

Для габбро характерны широкие вариации концентраций не только главных породообразующих оксидов, но и почти всех редких элементов. Наиболее яркие отличия габбро от базальтов выражены в относительно более низких содержаниях TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , V, Ni, Y, Zr и более высоких – MgO, Sr. Величина отношения Y/Nb в них колеблется в пределах 1,57–5,29, что, вкупе с низкими концентрациями TiO_2 , позволяет относить их к образованиям толеитового ряда.

Разнообразие составов габбро хорошо иллюстрируется дискриминационной диаграммой Мулена. На этой диаграмме большинство фигуративных точек анализов разместились в полях составов базальтов MORB и островодужных толеитов, а часть – даже в поле известково-щелочных базальтов островных дуг.

Наличие среди габброидов комплекса разностей, имеющих «островодужные» геохимические признаки, подтверждается и анализом других диаграмм. На диаграмме Ti-Sr точки анализов образовали два изолированных облака, расположившись по разные стороны дискриминационной линии, отделяющей составы базальтов океанического дна от составов низкокальциевых толеитов островных дуг. Такую же позицию аналитические данные занимают на диаграмме V-Ti/1000.

Аналогичные выводы следуют из анализа поведения в габбро HFS-элементов. На диаграмме Пирса и Нори, отделяющей по содержаниям циркония и иттрия внутриплитные базальты от базальтов срединно-океанических хребтов и островных дуг, составы габбро тяготеют к полям составов базальтов срединно-океанических хребтов и островных дуг. По соотношению титана, циркония и стронция часть составов сопоставима с составами океанических базальтов, а часть – островодужных толеитов.

Данные по редкоземельным элементам также свидетельствуют о том, что среди габбро присутствуют разности, прямо сопоставимые по спектру распределения редких земель с базальтами MORB, и деплетированные «островодужные» разности.

Представительные анализы базальтов и габбро КОК

Компонент	Базальты								Габбро			
SiO ₂	47.70	49.64	47.57	45.25	45.52	45.72	47.61	47.61	47.38	49.86	48.38	
TiO ₂	1.39	1.29	1.40	1.40	2.65	2.81	2.42	2.58	1.76	0.24	0.29	
Al ₂ O ₃	15.22	15.22	16.14	16.84	13.26	13.48	12.64	12.89	14.94	16.00	16.54	
Fe ₂ O ₃	7.23	5.06	6.60	7.60	7.81	5.25	3.67	6.00	1.85	1.81	1.99	
FeO	4.75	5.81	4.27	3.75	8.99	9.53	10.13	7.99	8.97	3.69	4.64	
MnO	0.08	0.08	0.14	0.17	0.11	0.34	0.09	0.10	0.18	0.10	0.12	
MgO	8.75	7.95	7.25	7.11	6.57	7.41	7.39	7.45	9.01	11.47	10.59	
CaO	10.80	9.85	10.65	12.69	10.12	9.29	8.36	7.98	10.56	13.67	13.08	
Na ₂ O	2.58	3.22	3.75	2.29	2.66	2.29	6.44	4.11	2.57	1.84	1.98	
K ₂ O	0.42	0.23	0.32	0.32	0.57	0.44	0.65	0.19	0.09	0.18	0.18	
P ₂ O ₅	0.13	0.11	0.11	0.12	0.20	0.20	0.16	0.17	0.14	0.03	0.03	
Ппп	1.42	0.71	1.87	1.66	1.31	2.44	1.00	2.18	2.40	1.25	1.59	
Сумма	100.07	99.17	99.47	99.20	99.77	99.20	100.56	99.25	99.85	100.14	99.41	
Sc	39.0	-	-	-	40.0	-	-	47.0	45.0	45.0	41.0	
V	-	250.0	240.0	270.0	370.0	350.0	440.0	440.0	-	-	-	
Cr	765.0	750.0	510.0	700.0	155.0	115.0	125.0	130.0	264.0	440.0	390.0	
Ni	-	452.0	352.0	447.0	98.0	74.0	60.0	52.0	-	-	-	
Co	60.0	57.0	54.0	48.0	44.0	36.0	42.0	41.0	41.0	40.0	41.0	
Rb	<10.0	<10.0	10.0	10.0	8.9	8.0	1.4	1.5	10.0	10.0	42.0	
Sr	143.0	107.0	156.0	256.0	210.0	240.0	110.0	110.0	132.0	107.0	151.0	
Y	25.0	25.0	24.0	24.0	34.0	32.0	39.0	42.0	24.0	15.0	18.0	
Zr	102.0	96.0	123.0	114.0	150.0	140.0	120.0	120.0	94.0	14.0	18.0	
Nb	<7.0	<7.0	<7.0	9.0	11.0	9.9	1.9	3.4	<7.0	7.0	7.0	
Ba	<50.0	<50.0	<50.0	50.0	85.0	100.0	33.0	32.0	130.0	50.0	<50.0	
Th	0.40	-	-	-	0.90	-	-	0.50	<0.40	<0.40	<0.40	
U	0.30	-	-	-	0.54	-	-	0.50	<0.30	<0.40	<0.20	
Hf	2.80	-	-	-	3.70	-	-	2.80	2.50	0.40	0.94	
Ta	0.30	-	-	-	0.60	-	-	0.30	<0.30	<0.30	<0.30	
La	2.70	-	-	-	10.00	10.00	3.40	2.90	3.30	0.90	0.51	
Ce	6.30	-	-	-	26.00	23.00	10.00	8.60	12.00	3.00	2.60	
Nd	4.00	-	-	-	18.00	17.00	10.00	9.90	10.00	5.00	5.00	
Sm	2.80	-	-	-	5.10	5.40	4.60	4.00	3.80	0.63	0.65	
Eu	1.22	-	-	-	1.83	1.70	1.20	1.55	1.41	0.39	0.37	
Tb	0.56	-	-	-	1.10	1.20	1.30	1.16	0.82	0.19	0.24	
Yb	2.10	-	-	-	2.90	3.80	5.20	4.00	3.10	0.75	0.89	
Lu	0.40	-	-	-	0.50	0.58	0.86	0.76	0.59	0.16	0.16	

Примечание. Содержания породообразующих оксидов (в %) приведены по данным силикатного анализа; концентрации (в г/т) V, Cr, Ni и Co определены количественным спектральным; Rb, Sr, Y, Nb и Ba – рентгено-флуоресцентным; Sc, Th, U, Hf и редкоземельных элементов – инструментальным нейтронно-активационным анализами

Выводы

1. В составе КОК выделяется практически весь набор комплексов (за исключением дайкового), типичных для альпинотипных офиолитов. Современная структура КОК была сформирована в результате неоднократных тектонических движений, последнее из которых произошло в направлении с севера-востока на юго-запад.

2. Формирование базальтов КОК могло происходить как в палеогеодинамической обстановке срединно-океанического хребта с медленными скоростями спрединга, на склонах которого были развиты многочисленные мелкие подводные горы, сложенные внутриплитными толеитами (тип Восточно-Тихоокеанского поднятия), так и в палеоукраинноморском бассейне, о чем свидетельствует позиция их на диаграмме Nb/Zr-Ba/Zr (рисунок), на которой все составы калгынских базальтов расположились в поле базальтов окраинных морей.

3. Результаты анализа состава кумулятивных габбро среднего покрова КОК показывают, что среди них различаются две геохимические разновидности, первая из которых по комплексу признаков сопоставима с составами океанических базальтов, вторая – с составами островодужных толеитов.

4. Совокупность геохимических признаков базальтов и габбро КОК позволяет предполагать формирование его в супрасубдукционной обстановке задугового бассейна, что характерно для большинства альпинотипных офиолитовых комплексов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 00-05-65105 и РФФИ-Арктика, проект № 01-05-96227.

Ю.В. Карякин, С.В. Руженцев, В.А. Аристов, Н.Б. Кузнецов
Геологический институт РАН, Москва, Россия.

Девонская вулканическая серия Сакмарской зоны Урала

В области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала выделяются следующие зоны: Сакмарская, Уралтауская и Присакмаро-Вознесенская.

Первая представляет собой покровную массу, шарьированную на восточный край платформы. Это – обширная синформа, в пределах которой тектонически совмещены разнообразные вещественные комплексы. По крайней мере, для некоторых из них Присакмаро-Вознесенская зона является корневой структурой [4–5]. В составе Сакмарского аллохтона выделяются три системы пластин, соответствующие определенным структурно-формационным комплексам (палеозонам). С запада на восток (современные координаты), структурно снизу вверх, расположены отложения следующих комплексов: сакмарского (преимущественно

кремнистая серия, маркирующая склон и подножье Восточно-Европейского континента; O-D₁), сугралинского (офиолиты, вулканогенно-кремнистая серия, формировавшаяся в бассейне с корой океанического типа; O-D₃), губерлинско-косистекского (туфогенно-эффузивная, дифференцированная серия, рассматриваемая некоторыми авторами [2, 5] как островодужная; O-D). Проблема аккреционной тектоники Сакмарской зоны, в частности выделения здесь островодужных толщ является одной из наиболее дискуссионных. Новые данные, полученные авторами, позволяют внести известную определенность в ее решение.

Как было сказано выше, вулканогенные отложения Сакмарского аллохтона сосредоточены в основном в составе сугралинского комплекса. Установлено, что они охватывают стратиграфический диапазон средний ордовик-девон [3, 5, 7]. Полоса вулканитов прослеживается вдоль долины р. Сакмара до Кувандыка и Медногорска и далее на юг до долины р. Урал (бассейн его притоков: Суграла, Коктогай, Казачья Вязовка). Здесь выделяется вулканогенно-яшмовая серия (O₂₋₃; вулканогенная фация губерлинской свиты, нижняя часть разреза сугралинской свиты, баулуская свита), без четкого раздела переходящая вверх по разрезу в вулканогенно-фтанитовую серию (S₁ ln-S₂ ld; собственно сугралинская, блявинская, байтерекская свиты). Эффузивы этого уровня представлены базальтами. Согласно В.А. Маслову, В.Т. Тищенко и др. [7], девонский вулканогенный разрез подразделяется на следующие свиты: чанчарскую (D₁; базальты, андезитобазальты, их туфы, яшмы, туфосилициты), утягуловскую (D_{1e2}-D_{2ef}; базальты, андезитобазальты, андезиты, дациты, риолиты, их туфы, яшмы, туфосилициты) и ишмуратовскую (D₂; базальты, яшмы, туфосилициты). По нашим данным [1], девонские вулканиты образуют непрерывную, сложно построенную толщу, расчленить которую на регионально картируемые горизонты не представляется возможным, вследствие чего предлагается выделять ее как единый стратонутягуловская свита. В стратотипическом разрезе (бассейн р. Сакмары у деревень Верхнее и Нижнее Утягулово) пиллоу-лавы свиты надстраивают базальты, содержащие прослой фтанитов с остатками граптолитов лудлова. Аналогичные соотношения наблюдались нами по правым притокам р. Урал (Казачья Вязовка, Сухая Речка).

Девонский вулканогенный разрез состоит из двух частей: нижней – вулканогенно-кремнистой (D_{1.2}) и верхней – вулканогенно-кремнистомикститовой (D_{2.3}) [6]. Определенно установлено, что микститы появляются уже на эйфельском уровне, достигая максимального развития в живете и позднем девоне. Преимущественно это кремнеобломочные образования, содержащие олистолиты кремней нижнего, а в верхней части среднего девона. Значительно реже здесь встречаются глыбы девонских известняков и вулканитов. Структура и состав девонской вулканогенной толщи специально изучались нами в бассейне рек Кураган и Тунеряк (восточнее города Кувандык). Сводный ее разрез представлен на рис. 1.

В строении толщи участвуют серые и темно-серые массивные, часто

миндалекаменные эффузивы, прослаивающиеся лавобрекчиями и кристаллокластическими туфами. Подушечные лавы приурочены к нижним частям разреза.

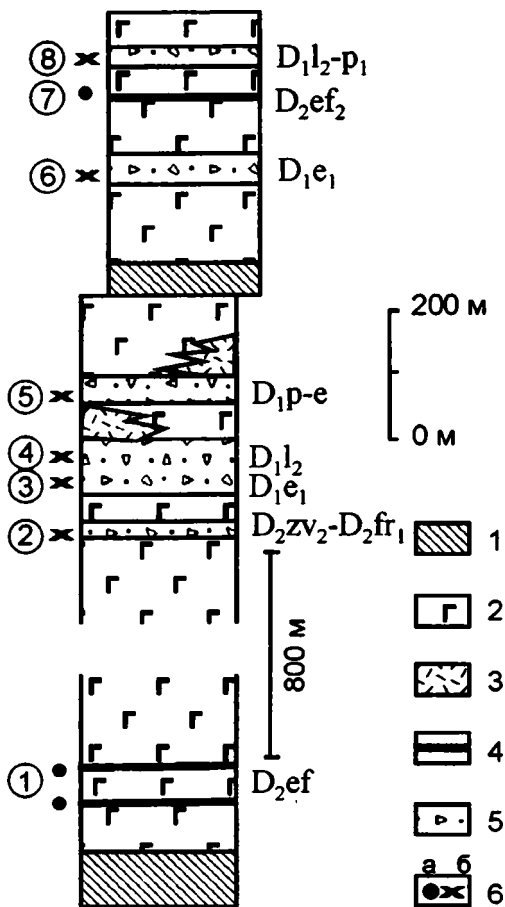


Рис. 1. Сводный разрез девонских отложений (бассейн р. Тунеряк).

1 - серпентиниты, серпентинитовый меланж, 2 - базальты, андезитобазальты и андезиты утягуловской (ишмуратовской) свиты, 3 - дациты, риолиты, 4 - прослои яшм, туфосилицитов, 5 - микститы, 6 - уровни сбора конодонтов (а - из прослоев яшм, б - из глыб в микститах).

Цифры в кружках: 1 - *Polygnathus eiflius* Bisch. et Ziegl., *P. trigonicus* Bisch. et Ziegl. и др. (D_{2e}); 2 - *Polygnathus angustidiscus* Youngq., *P. dubuis* Hinde, *P. cf. xylus* Stauf. ($D_{2gv} - D_{3f_1}$); 3 - *Polygnathus gronbergi* Klap. et Jacks. и др. (D_{1e}); 4 - *Pandorinellina optima* (Moskal.), *Ozarkodina remscheidensis repititor* (Carls et Gandl) и др. (D_{1l_2}); 5 - *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.) и др. (D_{1p-e}); 6 - *Polygnathus gronbergi* Klap. et Jacks. и др. (D_{1e}); 7 - *Polygnathus costatus costatus* Klap. (D_{2ef_1}); 8 - *Pedavis cf. pesavis* (Bisch. et Sann.) ($D_{1l_2} - p_1$).

Таблица. Представительные анализы девонских вулканитов

Элементы	Базальты						Андезито-базальты			Андезиты	
SiO ₂	46.58	47.08	49.53	49.55	52.41	52.32	54.02	55.92	53.64	56.97	57.44
TiO ₂	1.7	1.82	1.68	1.45	1.92	1.74	1.69	1.57	1.7	1.68	1.56
Al ₂ O ₃	13.14	13.84	14.77	15.93	14.02	15.21	15.42	13.87	15.95	13.81	13.35
Fe ₂ O ₃	6.17	8.76	5.93	4.76	4.55	4.76	4.86	2.1	4.28	3.98	4.58
FeO	7.38	5.35	6.4	4.52	7.31	4.69	3.72	6.75	4.93	4.94	4.67
MnO	0.21	0.16	0.1	0.07	0.17	0.34	0.11	0.41	0.20	0.10	0.12
MgO	6.23	5.58	5.97	5.16	4.82	4.52	4.98	4.44	3.47	4.05	5.12
CaO	8.44	7.34	5.52	8.72	5.88	5.83	5.12	6.73	6.73	5.74	5.44
Na ₂ O	3.97	4.59	4.79	3.95	4.11	5.55	6.45	4.33	5.13	6.21	4.81
K ₂ O	0.99	0.99	0.26	1.28	0.6	0.31	0.15	0.57	0.44	0.08	0.41
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.15	0.09	0.19	0.17	0.20	0.16	0.21	0.15	0.15
ППП	5.04	4.69	4.79	3.74	3.38	4.24	2.94	2.64	3.18	2.27	1.99
Сумма	99.91	100.26	99.89	99.22	99.36	99.68	99.61	99.49	99.86	99.98	99.64
V	420	340	300	250	350	270	250	240	220	200	230
Cr	66	58	43	26	25	29	31	24	10	34	31
Ni	52	42	36	33	21	31	31	26	19	22	31
Co	48	48	29	28	30	31	34	32	26	19	31
Rb	20	29	2.7	21	10	5	1.7	14	8.8	1.9	6.1
Sr	320	200	190	360	280	150	150	350	220	82	170
Y	26	27	27	24	32	30	36	32	34	28	28
Zr	68	27	83	61	110	94	91	100	110	87	83
Nb	1.9	1.5	1.8	1.0	1.3	1.8	1.9	1.5	2.5	1.6	1.5
Ba	240	230	91	89	160	89	91	88	67	54	93
Ba/Y	9.23	8.52	3.37	3.71	5.00	2.97	2.53	2.75	1.97	1.93	3.32
Zr/Y	2.62	3.11	3.07	2.54	3.44	3.13	2.53	3.13	3.24	3.11	2.96

Для геохимической характеристики вулканитов толщи авторы располагают 36 оригинальными анализами (таблица). Содержания породообразующих оксидов определены классическим силикатным анализом, концентрации V, Cr, Ni и Co – количественным спектральным, а Rb, Sr, Y, Zr, Nb и Ba – рентгено-флуоресцентным анализами в Лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН.

В целом вулканиты толщи представляют собой единую (рис. 2) дифференцированную (FeO*/MgO колеблется в пределах 1,62–10,03), умеренно титанистую (TiO₂ от 1,45 до 1,97%, при среднем значении 1,76%), низкоглиноземистую (Al₂O₃ 13,05–16,64%) толеитовую серию базальт–андезито-базальт–андезитового состава.

Величина отношения Zr/Y (2,44–3,55, среднее 3,03) может указывать на принадлежность базальтов серии к островодужным толеитам, однако значительные вариации Ba/Y отношения (0,47–9,20) предполагают наличие в составе серии океанических толеитов. Для последних, как известно (8), это отношение менее 4.4, в то время как для островодужных толеитов оно значительно более 4.

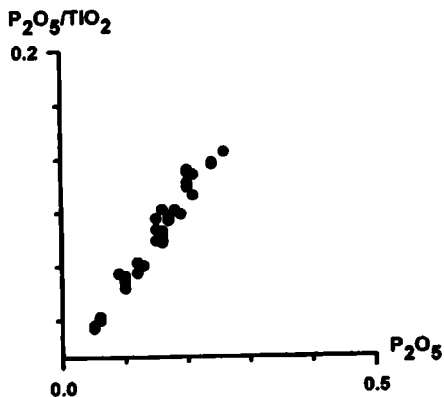


Рис. 2. Диаграмма P_2O_5/TiO_2 для вулканитов девонской вулканической серии.

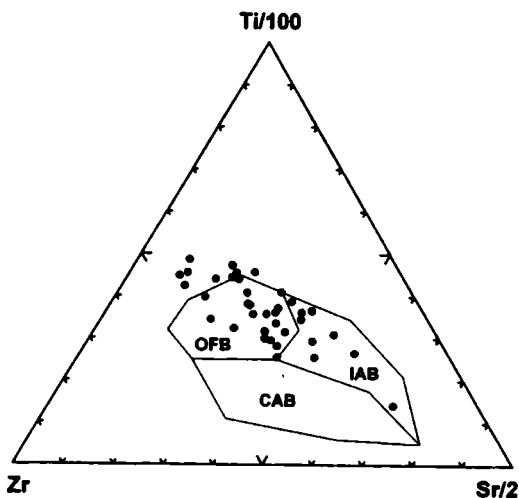


Рис. 3. Диаграмма $Zr - Ti/100 - Sr/2$ для вулканитов девонской вулканической серии (по [10]).

Поля на диаграмме: OFB - базальты, IAB - островодужные толеиты, CAB - известково-щелочные базальты.

По нашим данным высокие значения Va/Y отношения (4,07–9,23, среднее 5,58) имеют 25% опробованных вулканитов, что подтверждается диаграммой $Zr-Ti/100-Sr/2$ (рис. 3), на которой 9 из 36 фигуративных точек составов располагаются в поле толеитов островных дуг [10].

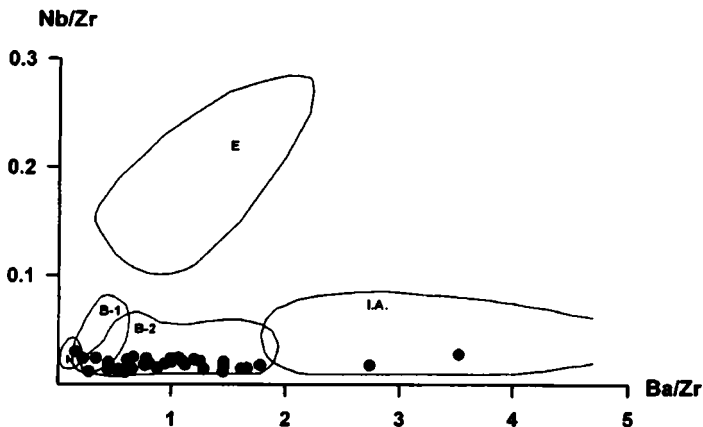


Рис. 4. Диаграмма Nb/Zr - Ba/Zr (по [9]) для вулканитов девонской вулканической серии.

N - поле базальтов N-типа MORB, E - поле базальтов E-типа MORB, I.A. - поле базальтов островных дуг, B-1 - поле базальтов "неактивных" задуговых бассейнов, B-2 - поле базальтов "активных" задуговых бассейнов.

Анализ состава вулканитов по разрезу девонской вулканогенной толщи показывает, что в нижней его части преобладают базальты с геохимическими характеристиками океанических толеитов, в то время как верхней, наряду с ними, проявлены островодужные толеиты. К верхней же части разреза приурочены, как правило, андезито-базальты и андезиты.

Такое строение разреза и геохимические особенности девонских вулканитов не позволяют однозначно рассматривать их в качестве образований срединно-океанических хребтов, а позиция составов на диаграмме Nb/Zr – Ba/Zr (рис. 4) дают основание предполагать формирование их в геодинамической обстановке задугового бассейна [9] или приокраинно-морского склона островной дуги.

Приведенные данные по строению, составу и химизму девонских вулканитов Сакмарской зоны в целом согласуются с представлениями [2, 5] о том, что вулканическая серия (сугралинский комплекс) формировалась в пределах окраинного бассейна, располагавшегося между Восточно-Европейским континентом и Губерлинской островной дугой. Относительно высокая степень дифференциации девонских вулканитов, появление в них начиная со среднего девона, но особенно в позднем девоне микститовых горизонтов указывают на начало процессов тектонического скупивания, обусловившего в конечном счете становление покровно-складчатой структуры, наиболее мощно проявленной именно на Южном Урале.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 00-05-64104).

Литература

1. Аристов В.А., Руженцев С.В., Дегтярев К.Е. и др. Стратиграфия девона Сакмарской и Сакмаро-Вознесенской зон Южного Урала // Общие и региональные вопросы геологии. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2000. С. 46-58.
2. Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г. и др. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит. // История развития Уральского палеоокеана. М.: Ин-т океанологии, 1984. С. 5-56.
3. Иванов К.С., Пучков В.Н. Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные) // Препринт. Свердловск, 1984. 86 с.
4. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
5. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 171с.
6. Руженцев С.В., Аристов В.А., Дегтярев К.Е., Карякин Ю.В. Тектонические покровы и олистостромовый комплекс Кувандык-Медногорского пайона (Сакмарская зона Южного Урала) // Тектоника неогена. Т. 2. М.: ГЕОС, 2001. С. 159-163.
7. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканических комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Ред. В.А.Маслов. Уфа: УФНЦ РАН, 1993. 215 с.
8. *Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M.* Geochemical discrimination between ocean-floor island-arc tholeiites – application to some ophiolites. // *Can.J.Earth.Sci.* 1979. V.16. № 9. P.1874-1882.
9. *Ishizuka H., Kawanobe Y., Sakai H.* Petrology and geochemistry of volcanic rocks dredged from the Okinawa Trough, an active back-arc basin. // *Geochemical Journal.* 1990. V. 24. P. 75-92.
10. *Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. V.19. P. 290-300.

Г.Л. Кириллова, В.А. Бормотов

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск, Россия

Геолого-геофизический синтез при изучении осадочных бассейнов юго-восточной России

Осадочные бассейны дальневосточной континентальной окраины России изучены очень слабо и геофизические методы всё ещё остаются ведущими при оценке перспектив их нефтегазоносности [1].

Известно, что в любой современной классификации осадочных бассейнов [2, 3, 4 и др.] первым классификационным признаком является тип коры. Далее анализируются бассейнообразующие и бассейнопреобразующие факторы, преимущественно тектонические (разломы разных типов, флексуры), которые фиксируются как на поверхности геологическими наблюдениями, так и на глубине геофизическими методами.

Разломы и сопровождающие их тектонические движения создают пространство аккомодации, которое в ходе эволюции бассейна неоднократно изменяется. Используя комплексы геофизических методов, важно выделить системы разломов, активные на том или ином этапе развития бассейнов и определить их экранирующую или флюидопроводящую роль.

Развитие представлений о том, что промышленная нефтегазоносность чехла является продуктом флюидодинамической системы мантия-земная кора-осадочный бассейн повышает значимость глубинных гео-

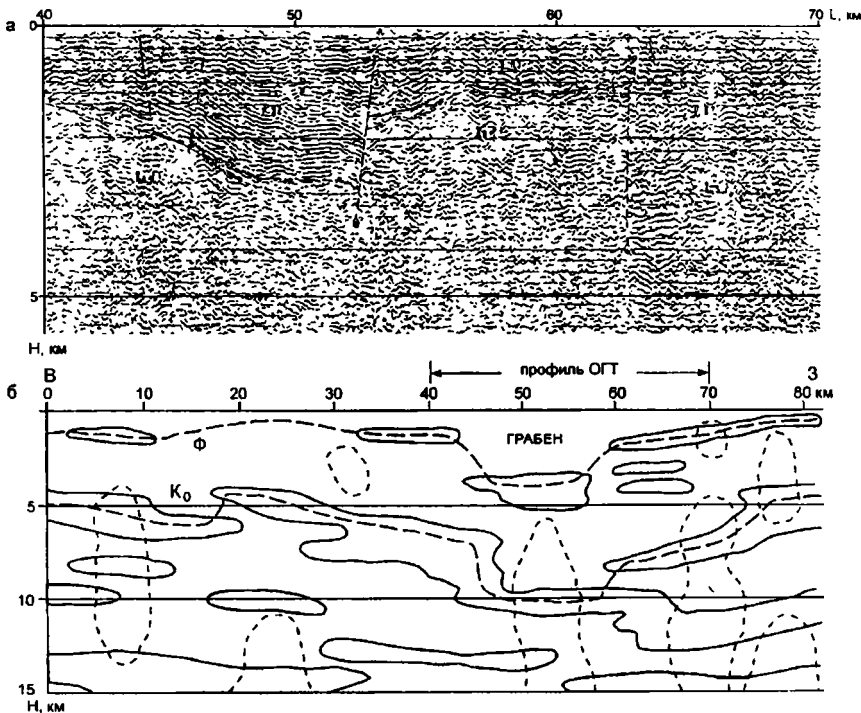


Рис. 1. Сейсмический разрез верхней части земной коры.

(а) – временной разрез МОВ ОГТ; (б) – глубинный разрез МОВЗ: сплошными изолиниями оконтурены области обменонасыщенности по волнам PSV, пунктирными изолиниями – по волнам PSH.

физических исследований [5, 6]. В геофизическом комплексе по-прежнему ведущая роль принадлежит сейсмическим методам. Они активно используются для прогнозирования месторождений новых типов, которые могут располагаться не только в слаболитофицированных осадочных породах, но и в толщах складчатого основания (промежуточного этажа) и в разуплотнённых породах кристаллического фундамента. Кровля промежуточного этажа отмечается преломляющей сейсмической границей Φ (кровля складчатого фундамента). Кровля консолидированной части земной коры (кристаллический фундамент) картируется преломляющей границей K_0 . Пример выделения вышеназванной системы представлен на серии сейсмических разрезов по профилю через Переяславский грабен, отработанному методами МОВЗ, ГСЗ, ОГТ.

На разрезе верхней части коры (рис. 1^а), построенном по данным МОВЗ с использованием ранее описанной методики [7], уверенно прослеживаются границы Φ и K_0 , подтверждаемые преломленными волнами при

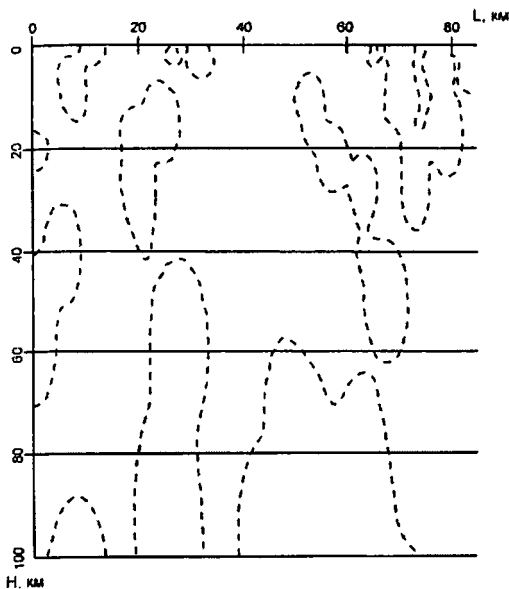


Рис. 2. Сейсмический разрез литосферы в изолиниях обменонасыщенности по волнам PSN

проведении ГСЗ. В верхней части разреза фрагментарно обменными волнами (типа PSV) картируется граница Φ , местами выходящая на дневную поверхность. Она характеризуется граничной скоростью продольных волн $V_p=5,3-5,6$ км/с. На глубинах от 5 до 10 км следится кровля консолидированной коры с $V_p=5,9-6,0$ км/с. На правой части профиля (пикеты 40–80 км) конфигурацией

обоих опорных границ обозначается грабен. Наряду с субгоризонтальными границами, характеризующими расслоенность коры, на разрез вынесены субвертикальные границы, построенные по обменным волнам типа PSN. Эти границы обмена картируют квазианізотропные слои, связываемые с зонами разломов. На разрезе видно, что наибольшее распространение эти зоны имеют в консолидированной коре, но в области грабена выходят в промежуточный этаж. На рис. 1⁶ представлен сейсмический разрез ОГТ, освещающий интервал профиля 40–70 км на глубину до 6 км. Под кайнозойскими хорошо расслоенными отражениями нечётко просматривается толща верхнего мела в основании грабена, а на интервале профиля 60–70 км – отражатели внутри промежуточного этажа. Эти структурные особенности более грубо отмечаются и на разрезе МОВЗ. На нём отмечается также, что по границе K_0 прогиб сдвинут вправо. Аналогичное падение имеет и система разломов, по которой заложился грабен. Это хорошо видно на разрезе МОВЗ, построенном до глубины 100 км (рис. 2). Мощность земной коры по профилю, по данным ГСЗ, около 35 км. На разрезе чётко видно, что зона разломов уходит в мантию.

Таким образом, привлечение данных глубинных исследований показывает реальность существования флюидодинамических систем мантия – земная кора – осадочный бассейн и делает более обоснованной задачу поисков месторождений углеводородов в осадочных бассейнах юго-восточной России, тем более, что в северо-восточном Китае в подобной структурной обстановке месторождения газа недавно открыты.

Литература

1. Кириллова Г.Л. Тектоническая эволюция позднемезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов юго-восточной России // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: материалы XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 197-199.
2. Allen P.A. and Allen J.R. Basin Analysis: principles and application. Blackwell Science, 1990. 451 с.
3. Petroleum and Basin Evolution. Edited by D.H.Welte, B.Hornsfield and D.R.Ba-ker. Springer – Verlag Berlin, Heidelberg, 1997. 535.
4. Tectonics of Sedimentary Basins. Edited by C.J. Busby and R.V.Ingersoll. Blackwell Science, 1995. 579 с.
5. Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 192 с.
6. Федоров Д.Л. Глубинные сейсмические исследования и нефтегазоносность // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 205-208.
7. Бормотов В.А., Лунёва М.Н., Овчинников В.Е. Проблемы применения цифровых методов обработки и сейсмо моделирования в МОВЗ // Тихоокеанская геология . 1989. №2. С. 58-66.

И.О. Кытов, Т.В. Данилова

Институт динамики геосфер (ИГД) РАН, Москва, Россия.

Сейсмическая томография Северной Евразии

Распределение скоростей продольных волн в коре и верхней мантии под Северной Евразией восстанавливается методом сейсмической томографии по временам пробега объемных сейсмических волн. Решение обратной задачи производится итеративным нелинейным методом.

Распределение скорости волны P_n, распространение которой непосредственно связано с границей Мохоровичича и самой верхней частью мантии, несет важную информацию о динамике взаимодействия коры и мантии. Кроме того, на региональных расстояниях волна P_n вступает первой и используется для локации событий и оценки сейсмической энергии.

Многочисленные исследования структуры коры и верхней части мантии, проведенные в бывшем СССР в рамках различных программ глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), позволили построить детальные карты скорости продольных волн в самой верхней части верхней мантии и глубины залегания границы Мохо.

Независимым набором данных, позволяющих получить оценки скорости волны P_n, являются времена пробега этой волны от искусственных источников до стационарных сейсмических станций. Искусственные сейсмические источники обычно имеют точные координаты и время в очаге, что позволяет точно оценить относительное расстояние источник–приемник и время пробега. Использование искусственных сейсмических источников с координатами, известными с точностью до 1 км, и временем в источнике до 0,1 с, позволяет значительно увеличить разре-

шающую способность и точность метода сейсмической томографии, так как устанавливает абсолютные времена пробега по множеству трасс в пределах исследуемого объема. Нами собраны данные со 120 сейсмических станций ЕССН и 30 зарубежных, зарегистрировавших вступления Рп-волн от примерно 200 взрывов. Эти источники были распределены практически по всей территории Северной Евразии, что дает относительно хорошее разрешение во многих районах.

Оценка скорости волны Рп проводилась методом сейсмической томографии на сетке $1^\circ \times 1^\circ$ с постоянной скоростью в блоках. Нулевое приближение скорости в каждом блоке, а также толщина коры и скорости продольных волн в различных слоях коры под источником и приемником, задавалось известными данным ГСЗ или других методов. Также учитывалась сферичность Земли и вертикальный градиент скорости в мантии.

Расчитаны также трехмерные модели скоростного строения под Северной Евразией на основе данных по землетрясениям, полученных ЕССН и ISC, а также по взрывам на территории бывшего СССР, Китая и Индии. Кроме того, проведена оценка точности локации различными сетями сейсмических станций, повторная локация как землетрясений, расположенных вблизи искусственных источников, так и землетрясений вдали от искусственных источников на основе получаемой трехмерной модели распределения скоростей.

Б.Н. Клабуков, С.Я. Соколов, Н.В. Шаров
Институт геологии (ИГ) КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

Тектонические элементы литосферы Карелии и их отражение в геофизических полях

Очень широкий круг геофизических задач связан с получением данных, характеризующих динамику литосферы. Ее активность сказывается на состоянии внешних оболочек Земли – атмосферы и ионосферы, аномальное состояние которых проявляется в грозовой активности и в резком изменении интенсивности геомагнитных вариаций. Структурно-вещественные комплексы в зонах сочленения крупных тектонических блоков характеризуются определенными признаками, проявляющимися в геофизических полях. Одним из них является повышенная электропроводность среды, возникающая как совместный результат современной геодинамической обстановки и эволюционного развития среды.

Горные породы, слагающие самую верхнюю часть земной коры Карелии, как правило, обладают высоким удельным электрическим сопротивлением (ρ), (рисунок). Оно характерно для имеющих широкое разви-

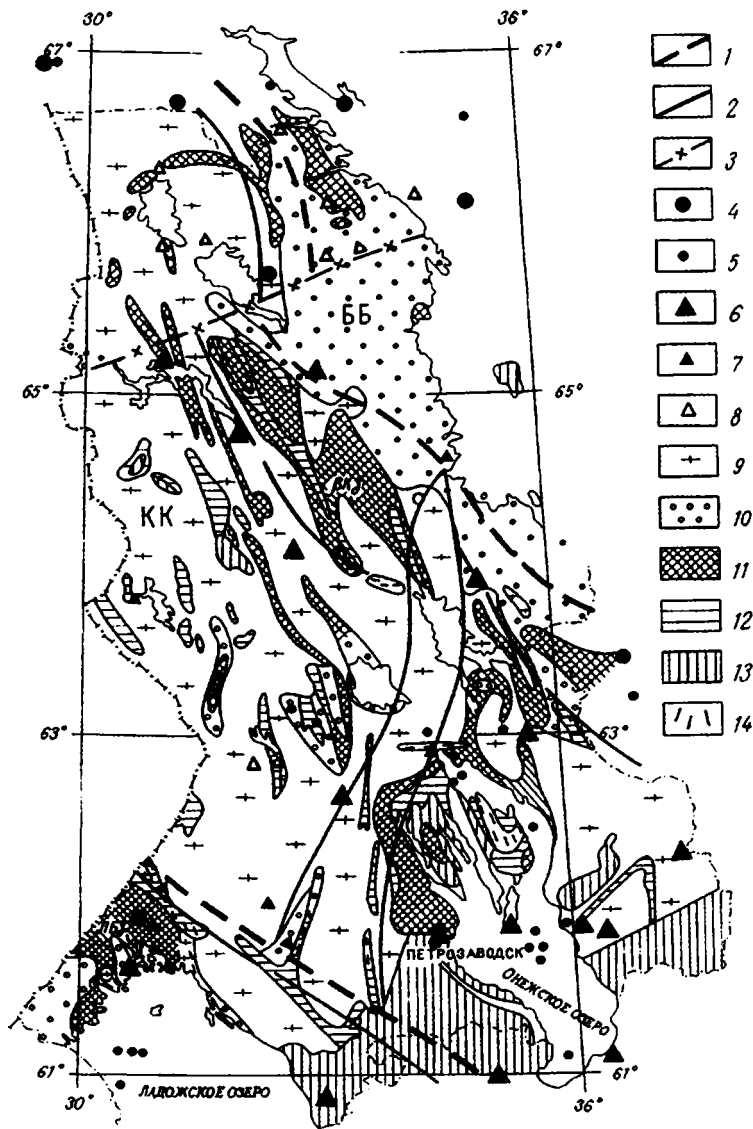


Схема электрического сопротивления верхней части фундамента, грозовой активности и эпицентров землетрясений Карелии

1 – границы: Карельского кратона, 2 – зеленокаменных поясов; 3 – ось зоны протоактивизации; 4,5 – эпицентры землетрясений разной интенсивности; 6–8 – среднегодовая грозовая активность (в ч) соответственно: 7–25, 26–30, 31–36; 9–14 – электрическое сопротивление фундамента (в Ом·м), соответственно: более 10^4 , $(6-10) \cdot 10^3$, $(3-6) \cdot 10^3$, $(1-3) \cdot 10^3$, 10^2-10^3 , менее 10^2

тие в Центральной Карелии гнейсов и гранитов. Снижение сопротивления в 2–3 раза происходит для пород, слагающих зеленокаменные пояса верхнего архея и нижнего протерозоя. Устойчивое снижение ρ характерно для шовных зон, таких, как Восточно-Карельская (ВКЗ) и Ладожско-Ботническая (ЛБЗ) зоны. В пределах последней обнаружена наиболее значительная в Карелии Ладожская аномалия электропроводности (ЛАЭ). Геофизические исследования показывают, что по физическим параметрам есть значительная схожесть между Байкальским рифтом и Ладожской структурой. Это свидетельствует о не прекращающейся до сих пор геологической деятельности на данной части Фенноскандинавского щита. Потенциально проводящей структурой является также Кандалакшский грабен.

Выделяемые в Карелии проводящие структуры являются сейсмогенными и поэтому связываемое с ними региональное снижение ρ в литосфере региона может служить характеристикой геодинамической активности литосферы. Сеть сейсмологических станций на территории Фенноскандинавии записывает более 3000 местных и региональных сейсмических событий. Основная масса событий – промышленные взрывы. В пределах Карельско-Санкт-Петербургского региона выделены три сейсмогенные зоны: Нарвская, Ладожско-Ботническая и Кандалакшская. Для последней известны и изучены сравнительно сильные (M 5,5–6,5) исторические землетрясения, которые определяют сейсмическую опасность севера Карелии на уровне 7–8 баллов. Сейсмогенные зоны выделяются в физических полях и имеют специфические особенности строения коры. Центральная часть Карелии, по современным данным, асейсмична. Видимо, в пределах региона имеются зоны как сравнительно высокого, так и низкого сеймотектонического потенциала.

Одним из проявлений активности геофизической среды является грозовая деятельность. Она характеризует аномальное состояние атмосферы, которое возникает над определенными участками земной коры. Проведены исследования на 50 метеостанциях Карелии за 30 лет по выявлению факторов, обуславливающих повышенную и избирательную грозопоражаемость отдельных участков. Сопоставление полученных данных с геолого-геофизической изученностью показывает, что аномалии грозовой активности приурочены к зонам развития пород с пониженным ρ . Установлено, что грозовой фронт, проходя над зоной аномальной электропроводности, задерживается, как бы «зависает» над местностью. Эти зоны, являющиеся природными молниеприемниками, пространственно совпадают с некоторыми тектоническими структурами, такими, как ВКЗ, ЛБЗ, а также областями распространения зеленокаменных пород.

Совместное рассмотрение электропроводности, сейсмичности и грозовой активности для Карельского региона свидетельствует о некоторой пространственной совместимости проявлений этих параметров. Грозовая активность выше в сравнении с нормальной в пределах зон поверх-

ностных проводников. Сейсмичность также связана с зонами электропроводности, причем намечается тенденция увеличения магнитуды землетрясений с увеличением интегральной проводимости коры. В рамках такого подхода наиболее катастрофические землетрясения вероятны в пределах ЛБЗ, Онежской структуры и Кандалакшского грабена. Высокоомные блоки Центральной Карелии асейсмичны. Для районов Карелии, где вероятность активности геофизической среды достаточно велика, развитие техногенной деятельности должно учитывать этот фактор, особенно при проектировании АЭС, ГЭС, газопроводов, горнодобывающих предприятий, линий электропередач и магистральных кабелей связи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты №№ 01-05-64225 и 00-05-64078а.

**Е.А. Козлов¹, И.А. Гарагаш², В.Н. Гайдуков³,
В.В. Макаров¹, Т.Н. Малярова¹**

Геомеханическое моделирование нефтяного месторождения

Реферат. На примере Сусликовского нефтяного месторождения (Западная Сибирь) показаны возможности трехмерного геомеханического моделирования и палеогеомеханических реконструкций геологической структуры и упругих свойств горных пород на основе данных сейсморазведки. В рамках вязкоупругой модели определяется пространственное распределение напряжений, деформаций и порового давления, прогнозируются зоны интенсивной тектонической и дилатансионной трещиноватости, а также эволюция этих характеристик в геологическом времени. Результаты моделирования позволяют лучше понять геологическую историю формирования месторождения и более точно оконтурить зоны наибольшей продуктивности.

Введение. Определение пространственного распределения компонент напряжений и деформаций в горных породах по данным о геологической структуре и пространственных изменениях упругих модулей и плотности пород – хорошо известная, многоцелевая процедура [1, 2] геомеханического и геодинамического моделирования. В 90-х годах известные способы геомеханического моделирования были модифицированы применительно к задачам разведки на нефть и газ и успешно использованы на нескольких разведочных площадях с целью локализации зон относительного разуплотнения и выявления латеральных вариаций проницаемости. Однако широкое промышленное применение этого спо-

¹ Paradigm Geophysical Ltd., Москва, Россия.

² Объединенный институт Физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия.

³ Варьёганнефтегаз НК «Сиданко» Радужный, Тюменская область. Россия.

соба сдерживалось недостаточной точностью данных о геологической структуре и пространственных изменениях упругих модулей горных пород. Ситуация стала меняться с переходом к трехмерной (3D) сейсморазведке и применению принципов корректного продолжения поля и сейсмической томографии в обработке данных. Комбинирование геомеханического моделирования [2, 3] с палеотектоническими реконструкциями [4] привело к формированию технологии палеогеомеханических реконструкций [3] – нового подхода, помогающего лучше понять эволюцию нефтегазовых резервуаров в геологическом времени.

Представленные примеры иллюстрируют взаимосвязь напряжений и деформаций горных пород в процессе формирования современной геологической структуры, образования и эволюции тектонических нарушений и приуроченных к ним зон повышенной трещиноватости. Формирование таких зон описывается в терминах геомеханики, а локализация промышленных скоплений углеводородов в зоне разуплотнения и повышенной трещиноватости дает основание говорить о своеобразном «геомеханическом» типе ловушки углеводородов.

Процедура трехмерного геомеханического моделирования. Двух- и трехмерное геомеханическое моделирование включает те же основные процедуры, что и двухмерное. Это – построение толстослойной модели геологической структуры по данным сейсморазведки с определением пространственного распределения скоростей P- и S- волн, а также плотности пород. Следующий шаг – геологическая интерпретация на основе структурно-формационного подхода, с уточнением литологии основных формаций, трассированием тектонических нарушений и выполнением палеотектонических реконструкций; при этом учитывается консолидация пород в геологическом времени, сопровождаемая изменением их объема, плотности и скорости сейсмических волн. Далее, выделенным геологическим формациям приписываются определенные значения геомеханических параметров (пределы прочности, углы внутреннего трения, пределы порового давления и др.) и выполняется собственно геомеханическое и палеогеомеханическое моделирование с построением трехмерных распределений напряжений, деформаций и производных параметров. Завершающим этапом является совместная трехмерная интерпретация геологических, геофизических и геомеханических данных. Применительно к задаче прогноза, локализации и оценки месторождений углеводородов такой подход позволяет более детально восстановить особенности формирования ловушек, процессы генерации и миграции углеводородов, контуры промышленной продуктивности и условия эксплуатации месторождений.

Результаты моделирования на Сусликовском месторождении. Продуктивными отложениями здесь являются песчано-глинистые породы верхней юры. Сравнительно тонкие (10–20 м) пласты коллекторов с пористостью 0,14–0,17 и довольно высокой проницаемостью (до 1 Д), возможно связанной с трещиноватостью, чередуются с плотными непрони-

цаемыми глинами. Нефтяные залежи приурочены к малоамплитудной антиклинали, но только часть пробуренных на ней скважин оказалась промышленно продуктивной.

Из целого ряда геомеханических параметров, включающего основные компоненты всесторонних и сдвиговых напряжений и деформаций, наиболее информативными оказались трехмерные поля латеральных вариаций эффективного давления и главного сдвигового напряжения, а также пространственное распределение порового давления и интенсивности субвертикальной трещиноватости – тектонической и дилатансионной.

Как и следовало ожидать, пространственные поля этих параметров отображают локализацию основных тектонических нарушений. Неожиданной оказалась приуроченность повышенных значений сжимающего напряжения к своду и западному крылу антиклинали, т. е. к участкам промышленной нефтеносности. Избыточное сжатие должно было бы снизить пористость и особенно трещинную проницаемость коллекторов, чего на самом деле не произошло.

Кажущееся противоречие разрешилось при сравнении результатов геомеханического моделирования для современной эпохи с палеотектоническими реконструкциями и палеогеомеханическим моделированием, выполненными для юрских и меловых формаций. Оказалось, что имеет место четкое соответствие между пространственными картинами вариаций среднего всестороннего и вертикального сдвиговых напряжений, с одной стороны, и пространственным распределением мощностей между сейсмическими горизонтами, охватывающими продуктивную толщу, – с другой.

Минимумы мощностей соответствуют древним поднятиям нижнеюрского и доюрского фундамента и одновременно – повышенной интенсивности напряжений. В верхнеюрское время ситуация изменилась: благодаря тектонической инверсии это была зона относительного погружения и быстрого накопления грубого кластического материала, продолжавшегося в нижнемеловую эпоху. Тектоническая обстановка в это время характеризовалась преобладанием растягивающих напряжений, что подтверждается приуроченностью зоны пониженных значений акустического импеданса к этому интервалу разреза на участке промышленной нефтепродуктивности.

Заключение. Трехмерное геомеханическое моделирование современной и палеотектонической обстановки в сочетании с палеотектоническими реконструкциями является эффективным средством воссоздания истории формирования месторождений углеводородов.

На площади Сусликовского месторождения геомеханическое моделирование позволило установить циклическую смену седиментационных режимов и направления смещений вдоль сбросов, пересекающих продуктивные отложения на участке ловушки; подтверждена важная роль тектонической и дилатансионной трещиноватости, контролирующей проницаемость пород-коллекторов.

Технология геомеханического моделирования в комбинации с палеотектоническими реконструкциями реализована на основе процедур POWER и GeoSec 3D в рамках программных средств компании Paradigm Geophysical, а также системы FLAC, Itaska.

Разработка технологии поддержана РФФИ (проекты №№ 99-05-65537 и 00-15-98580).

Литература

1. *Cundall P.A.* A microcomputer program for modelling large-strain plasticity problem // Numerical methods in Geomechanics. Rotterdam: Balkema 1988. P.2101–2108.
2. *Garagash I.A., Nikolaevsky V.N., Shatilov V.I.* Connection of the deep anomalies of the crust stresses with under salt hydrocarbon deposits of the North Caspian. Proceedings of the RAS. 1994. Vol. 338. P. 383–386.
3. *Kozlov E.A., Garagash I.A., Makarov V.V., Petrov A.I.* Seismic-based geomechanical Modeling. EAGE 61th Conference and Technical Exhibition, Expanded Abstracts. Helsinki, 1999. P. 530.
4. *Mushin I.A., Makarov V.V., Kozlov E.A., Lowrie A.* Structural-formational interpretation tools for seismic stratigraphy // Geophys. Prospecting. 2000. Vol. 48. P. 953–981.

С.Ю. Колодяжный

Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Кинематическая модель эволюции Карельского массива в палеопротерозое

В свете геолого-геофизических, изотопно-геохронологических и структурно-кинематических данных Карельский массив (КМ) Балтийского щита представляет собой фрагмент гранит-зеленокаменной области, эволюция которой в палеопротерозое в немалой степени предопределялась гетерогенным и неоднородным строением фундамента карелид. Согласно данным [4] в составе фундамента КМ обособлены три главных домена: древние (модельный неодимовый возраст > 3 млрд лет) Водлозерский и Западно-Карельский и разделяющий их более молодой Центрально-Карельский домен (2,8–2,7 млрд лет). Эти элементы ранней неоднородности фундамента отчасти выражены в осредненном гравитационном поле Карелии [3], в котором древнейшие домены проявлены повышенным, а Центрально-Карельский – пониженным гравиметрическим фоном (рис. 1, А, Б). Границы доменов, так же как и позднеархейские зеленокаменные пояса, имеют субмеридиональное простирание, резко дискордантное к зонам образования КМ, вытянутым в СЗ направлении. Наряду с латеральной, массив характеризуется и вертикальной неоднородностью строения, выраженной, в частности, в интенсивной тектонической расслоенности верхне- и нижнекорового слоев, выявленной на сейсмопрофилях.

Для палеопротерозойского этапа развития КМ важную роль играют

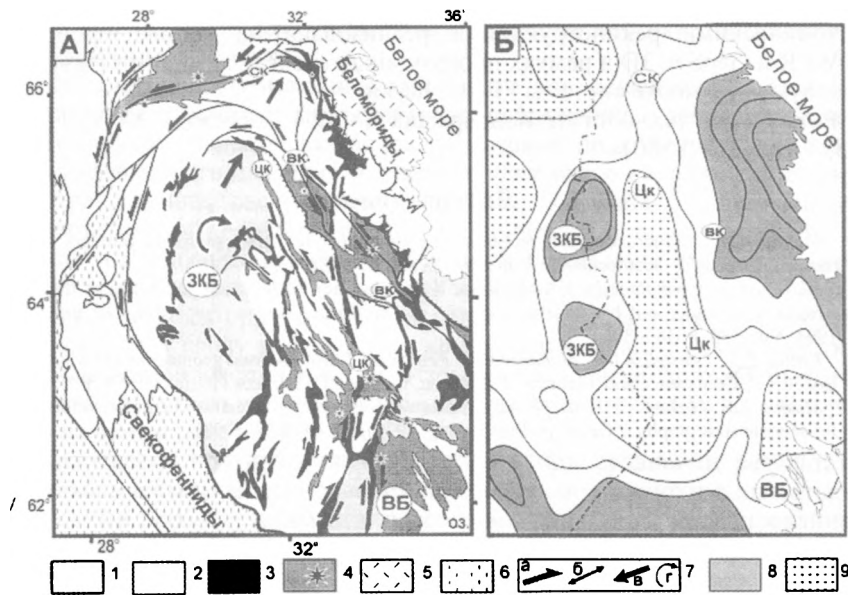


Рис. 1. Тектоническая схема Карельского массива (А) и схема осредненного гравитационного поля Карелии (упрощенно по [3]) (Б)

На схеме А: 1, 2 – комплекс основания карелии: древние (1) и более молодые (2) ареалы гнейсо-гранитов; 3 – зеленокаменные пояса; 4 – палеопротерозойские образования и центры магматизма (звездочка); 5 – беломориды; 6 – свекофеннитиды; 7 – направления сдвига (а), растяжения (б), латерального перемещения (в), вращения (г). На схеме Б: 8, 9 – области с повышенным (8) и пониженным (9) гравиметрическим полем (в изоаномалах). Буквы в кружках: ЗКБ – Западно-Карельский и ВБ – Водлозерский блоки; зоны сдвига: СК – Северо-Карельская, ВК – Восточно-Карельская, ЦК – Центрально-Карельская.

долгоживущие зоны сдвиговых деформаций ССВ и СЗ простирания (см. рис. 1, А). При этом последние в северной части Карельского массива образуют дугообразные сегменты и имеют почти замкнутую конфигурацию. В целом, данные зоны можно рассматривать как овально-концентрическую (СЗ) и диагональную (ССВ) системы сдвигов с переменным знаком перемещений. В плане они часто приспособляются к неоднородной линзовидно-блоковой структуре фундамента, локализуясь вдоль зеленокаменных поясов, что особенно характерно для диагональных зон. По ряду признаков развитие сдвиговых зон проходило в рамках эволюционного ряда: эпиконтинентальная рифтогенная структура, сопряженная с зоной глубинного срыва (режим трансенсии) – инверсия и формирование структуры типа «пальмы» (режим транспрессии).

Неоднородное строение фундамента КМ оказало существенное влияние на кинематику и характер размещения сдвиговых зон. На основании

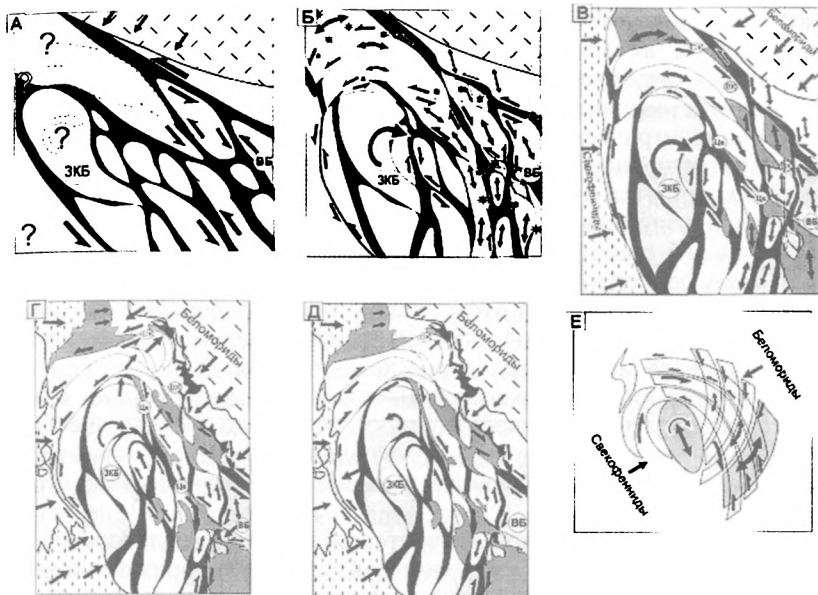


Рис. 2. Схема кинематики Карельского массива (в конце архея (А), в сумми – ятулии (Б), на ранне- (В-Г) и поздне Svecofennian (Д) этапах) и его главные кинематические элементы (Е). Условные обозначения см. на рис. 1.

имеющихся структурно-кинематических данных [1, 2, 5, 6] предлагается модель, согласно которой кинематика КМ в палеопротерозое может быть рассмотрена как эволюция мегаструктурного парагенеза вращательных сдвигов, отражающих общее вращение структур вокруг вертикальной оси в основном по часовой стрелке. При этом вращение массива происходило по принципу дифференцированного сдвигового течения по системе сопряженных овально-концентрических и диагональных (спиралевидных) сдвиговых зон.

К концу архея Карельская гранит-зеленокаменная область представляла собой систему древнейших блоков и более молодых областей, построенных из линзовидных в плане мигматит-гранитных куполов и обрамляющих их зеленокаменных поясов, ориентировка которых была подчинена воздействию коллизионных процессов в Беломорском поясе (рис. 2, А). На заключительных этапах ребольского цикла преимущественно вдоль зеленокаменных структур (ослабленных зон) начали проявляться левосдвиговые перемещения. На рубеже архея и палеопротерозоя в результате вращения структур по часовой стрелке зеленокаменные пояса заняли позицию, неблагоприятную для левосдвиговых перемеще-

ний, которые продолжали развиваться в СЗ направлении уже под углом к их простиранию. В начале палеопротерозоя проявляется этап тектономагматической активизации. Специфика тектонического размещения рифтогенных структур и центров магматической активности подчеркивает развитие нарушений сдвига-раздвиговой природы, образующих овально-концентрическую и диагональную системы, которые характеризуют развитие процесса вращения в режиме трансенсии (см. рис. 2, Б). Свекофеннский этап развития Карельского массива во многом был обусловлен коллизионными процессами в смежных геопровинциях и сменной обстановки трансенсии на условия общей транспрессии. На ранней стадии свекофеннского цикла кинематика вращательных сдвигов сохраняется (см. рис. 2, В). При этом внешний фактор поперечного сжатия привел к трансформации рифтогенных впадин в пальмовые структуры и обусловил интенсивное продольное течение масс (см. рис. 2, Г). На поздней стадии кинематика овально-концентрической системы сдвигов меняется на обратную (правосдвиговую), что явилось следствием неустойчивого положения структурных неоднородностей фундамента во внешних полях палеонапряжений и их поворота против часовой стрелки (см. рис. 2, Д).

В целом, развитие КМ в палеопротерозое определялось суммарным действием ряда факторов: плюмовая тектоника, горизонтальное течение в нижней коре, воздействие коллизионных процессов, ротационные силы, связанные с вихревым характером восходящего плюма и неустойчивым положением ранних неоднородностей фундамента карелид во внешнем поле палеонапряжений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 99-05-65366, 01-05-64281, 00-15-98531, молодежный грант № 303).

Литература

1. Колодяжный С.Ю. Структурно-вещественные парагенезы Кукаозерского сегмента Северо-Карельской зоны (Балтийский щит) // Геотектоника. 1998. № 6. С. 72–89.
2. Колодяжный С.Ю. Структурные парагенезы и кинематика Койкарской зоны сдвиговых деформаций Карельского массива // Геотектоника. 1999. № 6. С. 29–44.
3. Лишневский Э.Н. Региональные структурно-плотностные неоднородности архейского фундамента Карелии в свете гравиметрических данных // Геотектоника. 1998. № 3. С. 55–68.
4. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. и др. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
5. Морозов Ю.А. О роли транспрессии в формировании структуры Свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.
6. Karki A., Laajoki K., Luukas J. Major Paleoproterozoic shear zones of the Central Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 1993. Vol. 64. P. 207–224.

Модель закрытия окраинного моря: пример Южно-Китайского и Филиппинского морей

Этап закрытия окраинного моря характерен для геодинамического развития многих современных и древних активных окраин континентов в западной части Тихого океана. Существуют различные модели поглощения литосферы окраинного моря. Один из возможных сценариев развития этого процесса наблюдается в настоящее время на юго-западе Тихого океана, вдоль конвергентной границы между окраиной Юго-Восточной Азии и плитой Филиппинского моря (рис. 1). Метод изучения распределения гипоцентров землетрясений и ориентации фокальных механизмов является наиболее информативным при изучении деформации взаимодействующих вдоль конвергентной границы плит.

Плита Филиппинского моря (ФМ) пододвигается под окраину Азии на юге, вдоль Филиппинского трога (Ф), и на севере – вдоль желоба Рюкю (Р) (рис. 1). Океаническая литосфера Западно-Филиппинского бассейна погружается на запад под структуры Филиппинской дуги (ФД) до глубин ~200 км (рис. 2, I). Зона поддвига океанической литосферы моря Сулу (МС) вдоль западного края ФД имеет встречную вергентность (рис. 2, I). Севернее, океаническая литосфера Южно-Китайского моря (ЮКМ) погружается в восточном направлении вдоль Манильского желоба (М) под плиту ФМ (рис. 2, II). Цепь вулканов маркирует зону субдукции на острове и в дуге Лусон (ЛД), протягиваясь до 21,2° с.ш. Во фронте дуги расположена осадочная аккреционная призма ($\Delta G < 0$). На 22° с.ш. наблюдаются начальные стадии коллизии дуга–континент: преддуговая область сокращается, происходит подвиг преддугового блока (рис. 2, III). Полуостров Хенгчун во фронте неактивной дуги Лусон представляет собой деформированную аккреционную призму ($\Delta G \pm 50 \text{ mGal}$). Севернее 23° с.ш., континентальная окраина Азии погружается под большую часть о-ва Тайвань (рис. 2, IV), достигая по данным томографии [1] глубин ~670 км. Преддуговой блок пододвинут под дугу Лусон, дуга аккрецирована к окраине Азии и не движется относительно нее. Во фронте аккрецированной дуги происходит эксгумация коровых блоков континентальной окраины [2].

Открытие ЮКМ с образованием океанической литосферы в структуре континентальной окраины Юго-Восточной Азии произошло в олигоцен-миоценовое время в результате процесса растяжения окраины. С раннего миоцена начинается закрытие ЮКМ в результате северного перемещения и вращения по часовой стрелке плиты ФМ. Подвиг литосферы ЮКМ вдоль Манильского желоба под плиту ФМ приводит к закрытию окраинного моря и коллизии дуги Лусон с окраиной Азии около 3 млн лет назад с образованием орогенной области о-ва Тайвань. На се-

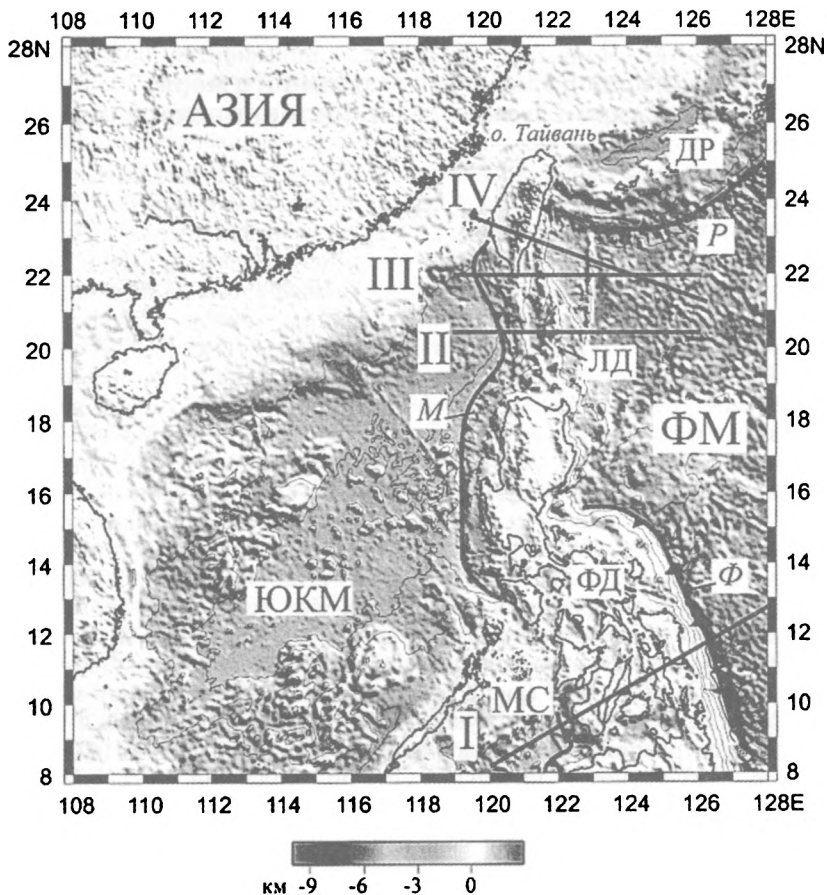


Рис. 1. Геодинамика конвергентной границы между окраиной Азии и плитой Филиппинского моря

Профили I–IV показаны на рис. 2. Пояснение буквенных обозначений см. в тексте

вере о-ва Тайвань в настоящее время происходит инверсия субдукции и формируется поддвиг плиты ФМ под окраину Азии [3]. Заложение поддвига плиты ФМ вдоль Филиппинского трога произошло после столкновения дуги Хальмахера с о-вом Минданао 4–5 млн лет назад на широте $\sim 7\text{--}0^\circ$ с.ш. Соединение двух зон субдукции, ограничивающих плиту на юге, вдоль Филиппинского трога и на севере о-ва Тайвань, может привести к полному поглощению всей плиты ФМ.

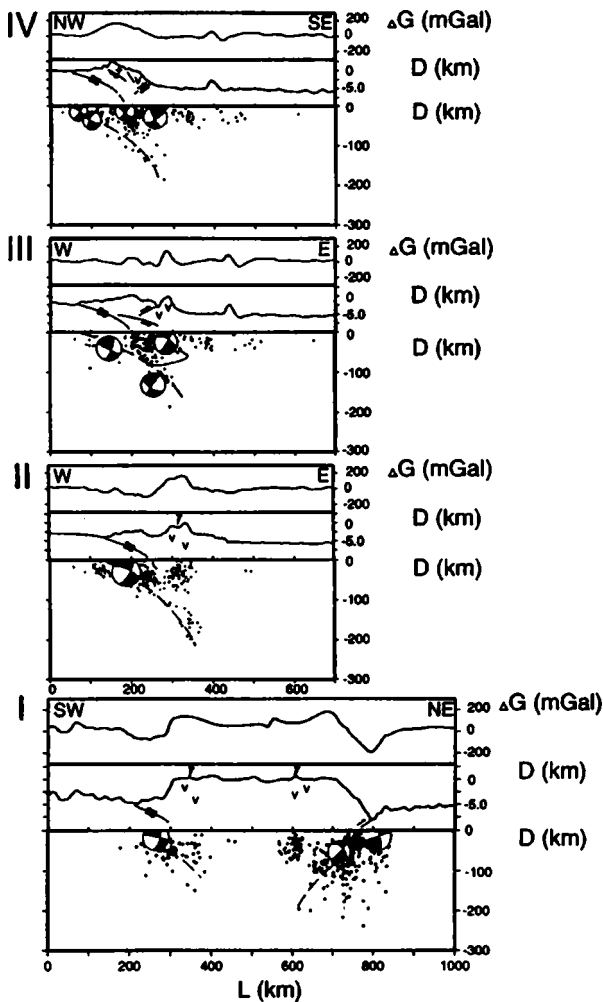


Рис. 2. Распределение гравиметрических аномалий в свободном воздухе и гипоцентров землетрясений вдоль профилей, поперечных западной границе плиты Филиппинского моря

Положение профилей см. на рис. 1. Проекция фокальных механизмов землетрясений ($M > 6$) на профили показаны с использованием Harvard CMTS каталога

Работа поддержана проектом №316, 6 конкурс-экспертиза проектов молодых ученых РАН 1999 года (руководитель Е.А. Константиновская).

Литература

1. *Lallemant S., Font Y., Bijwaard H., Kao H.* New insights on 3D plates interaction near Taiwan from tomography and tectonic implications: AGU Fall Meeting, Abstracts. 2000.
2. *Malavieille J., Lallemant S., Dominguez S. et al.*, in press. Arc-Continent Collision in Taiwan: New marine observations and tectonic evolution // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.* (in press).
3. *Chemenda A.I., Yang R.-K., Stephan J.-F., Konstantinovskaia E.A., Ivanov G.M.* New results from physical modeling of arc-continent collision in Taiwan // *Tectonophysics.* 2001. Vol. 333. P. 159–178.

**А.Э. Конторович, С.Ю. Беляев, В.А. Конторович,
В.О. Красавчиков**

*Институт геологии нефти и газа Сибирского отделения (ИГНГ) РАН,
Новосибирск, Россия*

История тектонического развития Западно-Сибирской плиты в мезозое и кайнозое

Мезозойско-кайнозойские сейсмогеологические реперы в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты квазиизохронны, развиты на обширных территориях и представлены выдержанными по мощности глинистыми пачками, образование которых происходило в эпохи крупных трансгрессий. Учитывая генезис этих отложений, можно сделать вывод о том, что на момент формирования они представляли собой поверхности, близкие к региональным поверхностям выравнивания.

В этом случае характер изменения мощности мегакомплексов (направленность и контрастность), заключенных между реперами, будет отражать тектонические движения, на различных этапах развития территории – зоны увеличенных мощностей мегакомплексов будут отвечать палеодепрессиям – областям прогибания, зоны уменьшенных – палеоподнятиям – областям воздымания.

Анализ изменения толщин триасово-юрского (осадочного), нижний мел-сеноманского и турон-кайнозойского мегакомплексов и палеотектонические реконструкции, выполненные по временным сейсмическим разрезам легли в основу изучения истории тектонического развития Западной Сибири.

В настоящей работе рассмотрена качественная характеристика мезозойско-кайнозойских тектонических процессов и проанализированы процессы формирования некоторых крупных тектонических элементов, с которыми связаны значительные скопления нефти и газа.

Анализ карт изопахит триасово-юрских, нижний мел-туронских и коньяк-кайнозойских отложений позволяет сделать вывод о том, что при undersøледованном развитии территории в целом, которое проявилось в погружении внутренней части бассейна относительно обрамления, перечисленные этапы развития имели ряд принципиальных отличий.

Триасово-юрский – этап нивелировки расчлененного доюрского рельефа. В это время северная часть геосинеклизы опускалась, включая ярко выраженную в современном рельефе Мессояхскую наклонную грядку. Тенденцию к относительному воздыманию испытывала лишь территория современного Ямала. Северная депрессия в виде заливов продолжалась на юг (Пурский – часть Уренгойско-Колтогорского мегажелоба и Надымская часть – будущая Надымская мегаинеклиза. Южная часть геосинеклизы характеризовалась относительно спокойным тектоническим режимом. Крупных депрессий не наблюдалось, тенденцию к относительному воздыманию испытывала территория Шаимского мегавыступа и Верхневасюганской антеклизы: Каймысовского свода, Верхнедьямьанского и Пологрудинского мегавалов.

Ранний мел-сеноманский этап развития – этап формирования изометричных структур. В это время продолжалось активное погружение северной части геосинеклизы, в результате была окончательно сформирована Ямало-Карская региональная депрессия и осложняющие ее отрицательные надпорядковые структуры: Карская, Антипаютинско-Тадобяхинская и Большехетская мегаинеклизы. При этом впервые обозначились контуры Мессояхской наклонной гряды – крупной положительной структуры и Северного свода.

В сеноманском палеорельефе Среднеобская региональная ступень представляет собой квазигоризонтальную, не имеющую регионального наклона поверхность. В ранний мел-сеноманское время в пределах Среднеобской региональной ступени тенденцию к относительному росту испытывали изометричные положительные структуры, приуроченные к относительно монолитным выступам домезозойского основания, в пределах которых мощности домеловых платформенных отложений, как правило, сокращены: Сургутский, Нижневартовский, Александровский своды. Однако в то время гипсометрическое положение сводов относительно друг друга было далеко от современного.

Турон-кайнозойский этап развития – этап формирования линейных структур. В это время северная зона активного прогибания существенно расширилась на юг в районе Среднепурского желоба и Надымской мегамоноклизы.

Относительное прогибание западной, примыкающей к Красноленинской мегамоноклизе, части Западно-Сибирской геосинеклизы и одновременное существенно более активное, чем в ранний мел-туронское время, воздымание юго-восточных районов привело к образованию в пределах Среднеобской ступени регионального наклона структурной поверхности кровли юры в северо-западном направлении.

Это обстоятельство привело к тому, что все структуры, расположенные к востоку от Колтогорско-Уренгойского регионального мегажелоба в современном рельефе юрского структурного яруса расположены гипсометрически выше «западных». Благодаря этим процессам Александровский свод «поднялся» над Нижневартовским, «разорвав» единую

замкнутую антеклизу, а Сургутский свод еще более опустился относительно Александровского и Нижневартовского.

Процесс «распада» Александровско-Нижневартовской палеоантеклизы сопровождался формированием линейно-вытянутой депрессии Колтогорского мезопротриба.

В южных районах Западной Сибири процесс относительного воздымания юго-восточных районов Среднеобской региональной ступени над северо-западными протекал не менее активно. Именно в коньяк-кайнозойское время Пудинское мезоподнятия «поднялось» над Каймысовским сводом, и был сформирован и современный облик разделяющей их Нюрольской мегавпадины.

Процесс регионального воздымания юго-восточных районов Среднеобской региональной ступени над северо-западными сопровождался активным прогибанием северной части Колтогорско-Уренгойского регионального мегажелоба, на фоне которого были сформированы все прилегающие к линейной депрессии вытянутые в северном направлении положительные структуры – Часельский наклонный мегавал, Вынгапуровский, Етыпуровский, Центрально-Уренгойский, Айтульский мезовалы и т.д.

Следует подчеркнуть, что эти структуры, как правило, не унаследуют эрозионно-тектонические выступы домезозойского основания, а имеют инверсионную природу.

Подводя итог характеристике тектонических процессов на территории Западной Сибири в мезозое и кайнозое, кратко сформулируем некоторые выводы:

- На протяжении юрского и мелового периодов и кайнозойской эры происходило унаследованное погружение центральной части геосинеклизы относительно обрамления и Ямало-Карской региональной депрессии относительно Среднеобской региональной ступени.

- Современный облик надпорядковых отрицательных структур, расположенных в северной части геосинеклизы, к концу сеноманского века был в значительной степени сформирован.

- В ранний-мел сеноманское время Среднеобская региональная ступень представляла собой плато, осложненное изометричными положительными и отрицательными структурами. В это время тенденцию к росту испытывали структуры, сформированные над относительно монолитными эрозионно-тектоническими выступами домезозойского основания. Эти тектонические элементы, как правило, унаследованно развивались в течение всего мезозойско-кайнозойского времени.

- На постсеноманском этапе развития происходило опускание северо-западной части Среднеобской ступени и, напротив, активное воздымание юго-восточной. Эти процессы привели к тому, что положительные структуры, расположенные к востоку от Колтогорско-Уренгойского регионального мегажелоба (Александровский свод, Среднеобской мегавал, Пудинское мезоподнятия) в современном рельефе

ефе кровли юры расположены гипсометрически выше западных (Нижевартовский свод, Александровский свод). Благодаря этому процессу была сформирована Хантейская гемиантеклиза.

- В турон-кайнозойское время происходило активное погружение и увеличение амплитуды северной части Колтогорско-Уренгойского регионального мегажелоба. На фоне этого процесса были сформированы контрастные линейно-вытянутые структуры – Часельский наклонный мегавал, Вынгапуровский, Етыпуровский, Центрально-Уренгойский, Айтульский мезовалы и т.д., имеющие, как правило, инверсионную природу.

- Северный свод – единственная замкнутая положительная структура I порядка, выделенная в пределах Ямало-Карской региональной депрессии, хотя и носит унаследованный характер развития, наиболее активно формировалась в кайнозойское время.

М.В. Коротаев¹, А.М. Никишин¹, А.В. Ершов¹, М.Ф. Брунз²

Южный Каспий – моделирование тектонической истории

Мощность осадочного чехла Южного Каспия достигает 22 км. В основании осадочного разреза Южного Каспия находится сильно утоненная континентальная или океаническая кора.

Предполагается, что Южно-Каспийский бассейн был образован в поздней юре за счет задугового растяжения. Структура чехла известна в большей степени по сейсмическим данным. В целом, в чехле Южного Каспия выделяются девять комплексов: юрский, карбонатный(?) до 1 км; меловой, терригенно-карбонатный(?), 3 км; палеоцен-эоценовый, терригенно-карбонатный, до 1,5 км; олигоцен-раннемиоценовый, терригенный, 2–3 км; средне-верхнемиоценовый, терригенный, 2–3 км; раннеплиоценовый (продуктивная серия), песчано-глинистый, 6–8 км; позднеплиоценовый, терригенный, 2 км; четвертичные отложения, 2 км.

Современные стрессовые поля, полученные из структурных данных, данных землетрясений и измерений спутниковой навигации, показывают обстановку регионального сжатия в Южном Каспии.

Стандартная модель пострифтового термального погружения не может объяснить быстрого плиоцен-четвертичного погружения Южно-Каспийского бассейна. В данной работе для объяснения привлекается механизм синкомпрессионного вдавливания литосферы.

Мы предполагаем, что Южно-Каспийский бассейн открылся в келловейско-позднеюрское время, быстрое погружение в это время хорошо доказано для Предкавказья. Можно сделать предположение, что боль-

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия.

² Университет Пьера и Мари Кюри, Париж, Франция.

шой задуговой бассейн, включающий трог Большого Кавказа, Южно-Каспийский бассейн и Копет-Дагский бассейн, мог образоваться на утоненной континентальной–океанической коре в келловее–поздней юре.

Можно выделить следующие основные этапы тектонической истории Южно-Каспийского бассейна: келловей–поздняя юра, мел–эоцен, олигоцен–миоцен, плиоцен–квартер. Мы предполагаем, что основная эпоха рифтогенеза и растяжения коры с локальным океаническим спредингом происходила с келловеев до поздней юры. В это время Копет-Даг был шельфовым бассейном глубоководного Южно-Каспийского трога, продвижением которого являлся трог Большого Кавказа.

С мела по эоцен бассейн испытал слабое термальное погружение, усиленное стрессовыми событиями (события на границе юры–мела, в сеноне–палеоцене, и возможное событие растяжения в эоцене), и заполнился глубоководными осадками (карбонатами и турбидитами).

В ходе олигоцена–миоцена бассейн испытал более быстрое погружение, с преимущественным накоплением глинистых осадков. Начало ускоренного погружения произошло одновременно с началом Альпийской коллизии региона.

В плиоцен–четвертичное время Южно-Каспийский бассейн испытал очень быстрое погружение, что совпало с поднятием гор Большого Кавказа, Копет-Дага и Эльбурса.

Нами сделано численное моделирование истории погружения вдоль сейсмического профиля в центральной части Южного Каспия, а также моделирование сводных разрезов осадочного бассейна в разных частях Южного Каспия. Моделирование проведено методом backstripping-анализа, параметры уплотнения осадков рассчитаны нами по данным Bredenhof [1988], временная шкала – по Odín [1994]. Моделирование погружения по профилю и последующее усреднение и приведение результатов к одномерной модели позволяет снять влияние изменений мощности за счет глиняного диапиризма. Одной из главных проблем моделирования истории погружения является проблема корректного учета палеоглубин. Мы предположили, что со времени рифтового раскрытия бассейна его глубина возрастает, достигая максимума в олигоцене (2,5 км, как у современных молодых бассейнов с океанической корой), после чего глубина бассейна, заполняемого осадками, уменьшается до современного уровня (900 м) к современному этапу. В результате моделирования получены пики тектонического погружения для Южно-Каспийского бассейна в плиоценовое время – 2 км тектонического погружения и 1200 м/млн лет – скорость тектонического погружения.

Быстрое погружение бассейна произошло одновременно с возрастанием сжатия и орогенезом на границах бассейна. Мы предлагаем объяснить быстрое синкомпрессионное погружение изгибной реакцией литосферы на возрастание напряжений сжатия [1, 5]. Такой механизм был опробован для объяснения быстрых фаз погружения в Северном море [3], неотектонических движений в Баренцевом море [4], быстрого плио-

цен-четвертичного погружения Черного моря [5,6]. Основной идеей предложенного механизма является присутствие литосферной неоднородности с соответствующей длиной волны, которая выражается в предизгибе эффективной упругой пластины, т.е. упругой пластины, которая реагирует на загрузку так же, как и вся литосфера в целом. Механические свойства такой эффективной упругой пластины описываются толщиной (ЭУТ – эффективная упругая толщина) и конфигурацией эффективной средней поверхности (ЭСП). И ЭУТ и ЭСП зависят от термального режима и структуры коры [2]. Предизгиб литосферы может быть создан не только за счет деформации, но и изменением термального режима и коровой структуры. Возрастание сжатия вызывает усиление предизгиба.

Литосфера исследуемого региона имеет значительную неоднородность, как структурную, так и термальную. Предполагается, что в центре бассейна океаническая литосфера, относительно холодная и жесткая. В то же время, недавние орогены, развивающиеся по границам бассейна (Кавказ, Эльбурс), имеют геологически слабую литосферу. Мы использовали алгоритм, предложенный А.В.Ершовым [2], чтобы рассчитать эффективную упругую толщину литосферы для меридионального разреза через центр бассейна. Упругая пластина, эквивалентная литосфере Южного Каспия, изогнута вниз. Сжимающая сила 5×10^{13} N/m вызывает погружение с максимумом тектонического погружения 2 км в центре бассейна. Это находится в соответствии с тектоническим погружением, полученным в результате моделирования истории погружения.

Выводы. Южно-Каспийский бассейн открылся в келловее – поздней юре. С мела по эоцен бассейн находился в состоянии термального погружения. В олигоцене–миocene имело место более быстрое тектоническое погружение. Это событие совпало с началом Альпийской коллизии в регионе. Моделирование истории погружения показывает быстрое тектоническое погружение в плиоцен-четвертичное время. Такое погружение можно объяснить синкомпрессионным вдавливанием литосферы. Предлагаемая модель может объяснить быстрое синкомпрессионное погружение. Однако сила, необходимая для этого очень велика по отношению к стандартным силам тектоники плит. Такая высокая сила может быть связана с эффектом стрессовой концентрации на жестких включениях.

Литература

1. *Berberian M.* The Southern Caspian : A compressional depression, floored by a trapped, modified oceanic crust // *Canad. J. Earth Sci.* 1983. Vol. 20. P. 163–183.
2. *Ershov A.V.* Effective middle surface of lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. Vol. 173. P. 129–141.
3. *Kooi H., Hettema M., Cloetingh S.* Lithospheric dynamics and the rapid Pliocene-Quaternary subsidence phase in the southern North-Sea basin // *Tectonophysics.* Vol. 192. P. 145–159.
4. *Korotaev M.V., Nikishin A.M., Ershov A.V.* Flexural modelling of the Barents Sea neotectonics: Abstracts of 6th Zonenshain conference on plate tectonics. Moscow, 1998. P. 51–52.
5. *Korotaev M., Nikishin A., Ershov A., Brunet M.-F.* Modelling of the rapid subsidence of Black Sea and South Caspian basin // *EAGE Journal of Conference: Abstracts.* 1999. Vol. 4. P. 332.
6. *Korotaev M.V., Nikishin A.M., Ershov A.V., Brunet M.-F.* The Black Sea Basin: Tectonic history and modelling // *Romanian j. of tectonics and regional geology.* 1999. Vol. 77. Supp. №. 1. P. 81:

Неотектоническое районирование Юго-Западной Африки

По направленности, интенсивности, выраженности в рельефе новейших тектонических движений и строению геологического субстрата, переработанного новейшими тектоническими движениями, в Намибийской части ЮЗ Африки выделяются две области: Намибийская область новейших поднятий и область относительно слабых унаследованных опусканий Окованго-Калахари.

Намибийская область новейших поднятий включает три подобласти. Новейшие структуры *Северной подобласти* развиты в пределах неопротерозойского субмеридионального складчатого пояса Каоко. Сюда включена также периферийная деформированная часть кратона Конго (так называемая Северная платформа), втянутая в поднятие в плиоцен-четвертичное время и образующая значительно расчлененный горный рельеф. Вертикальные и горизонтальные новейшие тектонические движения сформировали в этой подобласти глыбовые и сводово-блоковые дифференцированные поднятия амплитудой до 1000–1600 м (относительно современного уровня моря), нарушенные разломами.

В Северной подобласти расположено несколько крупных новейших структурных форм:

- протяженные Western Каоко и Central Каоко зоны поднятий северо-западного простирания, сформированные в пределах неопротерозойского складчатого пояса Каоко и разделенные продольным региональным разломом Пуррос, надвиговая кинематика которого в плиоцен-четвертичное время сменилась сдвиговой. Их структурным продолжением к югу является сводовое поднятие Etendeka, где широко распространен покров меловых траппов. Западное крыло свода плавно снижается в сторону океана, а восточное срезано субмеридиальным разломом.

- Eastern Каоко зона поднятий расположена в пределах периферийной деформированной части кратона Конго, в которой наблюдаются многочисленные выходы метаморфического фундамента и глубоко эродированные складчатые структуры. Она представлена поднятиями Ерура-Купена, собственно Eastern Каоко и Каманjab. Отличительной особенностью Ерура-Купена является изменение простирания его структурных элементов от субширотного на западе и в центральной части поднятия до северо-западных – на северо-западе. Возможно, это явление обусловлено вращательными движениями блока. Субмеридиональное глыбовое поднятие Eastern Каоко отделено от Central Каоко разломом Сесфонтейн и отличается сравнительно большими амплитудами. Поднятие Каманjab сформировано на метаморфическом фундаменте, который

¹ Московский государственный геологоразведочный университет (МГГУ), Москва, Россия.

² Геологическая консалтинговая компания, Москва, Россия.

на западе перекрыт траппами Каоковелда, а на юге и севере верхнепротерозойским осадочным чехлом.

Вдоль границы неотектонической области поднятий с сопряженной впадиной Окованго вытянуты узкие, линейные и брахиформные валообразные поднятия различных размеров (от первых до нескольких десятков километров), являющиеся, по-видимому, реакцией приповерхностных горизонтов земной коры на тектоническое взаимодействие (возможно, с вращением) двух неотектонических областей.

Центральная подобласть отличается общими северо-восточными простираниями новейших структурных форм, большими амплитудами конэрозионных поднятий, строением геологического субстрата, представленного в основном неопротерозойским Дамарским складчатым поясом. На севере и северо-востоке она захватывает периферийную часть кратона Конго, а юго-востоке – кратона Калахари, значительно поднятых в неогене–квартере. В Центральной подобласти расположены сводовые и сводово-блоковые массивные относительно слабо контрастные поднятия значительных (1500–1800 м) амплитуд. Характерны изометричные структуры.

Выделяется ряд зон и крупных поднятий: Northern Damara, которая надстраивается на юго-западе Бранбергским поднятием (в тектоническом плане соответствующим Southern Kaoko zone), Central Damara, Southern Damara и поднятие Rehoboth; на востоке располагается Виндхукское поднятие.

В геологическом строении зоны Northern Damara участвует главным образом складчатый комплекс Дамара, характеризующийся относительно повышенным магнитным полем, широко развиты панафриканские гранитоиды, а на севере и северо-востоке в общее поднятие вовлечены периферийные части кратона Конго, сложенного слабомагнитными породами и формирующими в новейшем структурном плане самостоятельные поднятия – Цумер и Khorlhas. Северо-западное крыло поднятия Northern Damara длинное и относительно пологое, юго-восточное – короткое, осложненное региональным разломом Очихоронго древнего заложения. На юго-западе зоны располагается Эронгобергское поднятие, северо-западной границей которого является новейший узкий грабен Левен, а север–северо-восточной – сейсмогенный разлом. Структурным продолжением зоны поднятия Northern Damara на юго-западе является Бранбергский полусвод. Его граница с Северной подобластью отчетливо выражена в магнитном поле и проходит по долине р.Хуаб.

Расположенные южнее три зоны поднятий: Central Damara, Southern Damara и Rehoboth не прослеживаются через всю Намибийскую неотектоническую область, как это было характерно для донеотектонического структурного плана региона (Геологическая карта Намибии м-ба 1:1 000 000, Геологическая карта Дамарского орогенического пояса м-ба 1:250 000 и др.). Все они ограничены с востока меридиональным линеamentом, субпараллельным береговой линии, который протягивается от верховьев р.

Омурамбо на Виндхукский грабен и далее к югу на г. Рихобот. Однако некоторые структурные элементы непосредственно переходят из этих зон на восток или имеют на своем простираии то или иное структурное продолжение.

По особенностям структурно-геоморфологического, геологического и геофизического строения Central Damara разделяется на две подзоны. В северной, относительно более поднятой, распространены слабо магнитные интрузии панафриканских гранитов. Южная отличается наличием выступов кристаллического фундамента и широким развитием магнитоактивных плутонов, обусловивших развитие изометричных орографических форм. Широкое (80 км), вытянутое в северо-восточном направлении поднятие Southern Damara, в геологическом отношении отличающееся монотонным терригенным составом слагающего его комплекса Дамара, ограничено с востока субмеридиональным разломом. Этот разлом контролирует Виндхукский новейший грабен, с современной активностью которого связаны землетрясения. Поднятие Rehoboth отделено зоной разрывов, выраженной глубокими эрозионными врезами только в юго-западной части. Со стороны Атлантического океана новейшие поднятия Southern Damara и Rehoboth осложнены крутыми и высокими уступами, обязанными своим происхождением как процессам педиplanationи, так и тектоническим.

К востоку от меридиональной линеamentной зоны расположено Виндхукское поднятие. В обобщенных контурах Central Damara, Southern Damara, Rehoboth и Виндхукское поднятие образуют единый огромный свод большого радиуса кривизны, суммарная амплитуда которого за последний ~1 млн лет составила более 1500 м. По периферии Виндхукского полусвода в общее поднятие вовлечены отложения комплекса Калахари, что несомненно указывает на его активное развитие в четвертичное время. В форланде так называемой Южной платформы расположены небольших размеров веретенообразной формы в плане денудационные останцы – дуплексы (?), обусловленные, по-видимому, сдвиговыми деформациями, возможно, с элементами вращения.

В *Южной подобласти* новейшие структурные формы имеют северо-западные простираия на западе страны и северо-восточные и субмеридиональные – на ее востоке и представлены сводово-блоковыми и глыбовыми интенсивными, умеренными и слабыми поднятиями. Узкой меридиональной зоной горных впадин подобласть разделяется на западную и восточную части. Они различаются простираиями структур, амплитудами поднятий и строением геологического субстрата. В западной части геологическое основание, переработанное новейшими тектоническими движениями, сложено складчатыми структурами поясов Синклер, Намакваленд (северная часть террейна Гордония), Рихтерсвелд и Гэррип, а в восточной – преимущественно платформенными структурами кратона Калахари, из-под которых в отдельных районах на современный денудационный срез выведено складчатое основание. На западе подоб-

ласти сформировались новейшие поднятия Синклер и Людерецкое, на востоке – Мариентальское и Keetmanshoop, разделенные впадинами.

В платформенной области слабых унаследованных прогибаний Окованго-Калахари региональная Африканская поверхность выравнивания погружена под верхнетретичными и четвертичными отложениями. Во впадине Окованго по геофизическим и геоморфологическим данным дешифрируется продолжение к северо-востоку структур из Центральной подобласти.

Новейший структурный план региона, в целом наследуя сформированные ранее древние структурные и вещественные неоднородности геологического основания, в то же время резко отличается типом деформаций – преимущественно сводовыми и глыбовыми. Региональные разломы древнего заложения не все или частично реанимированы в неогене–квартере.

В.Н. Костюченко, Г.Г. Кочарян

Институт динамики геосфер (ИДГ) РАН, Москва, Россия.

Исследование деформационных характеристик нарушений сплошности разного иерархического уровня сейсмическими методами

Как в геофизике, так и в механике скальных пород сформировалось два различных подхода к проблеме учета влияния нарушений сплошности на свойства массива скальных пород. Одно направление пытается оценить интегральные эффекты всей совокупности нарушений, расположенных внутри достаточно представительного, для рассматриваемой задачи, объема (например, [1]). Это позволяет использовать мощный математический аппарат механики сплошной среды при решении инженерных задач. Другое направление трактует нарушения сплошности как отдельные объекты, рассматривая их индивидуально, либо статистически (например [2]).

Для успешного развития обоих этих подходов необходимо адекватное описание свойств отдельных трещин, т.е. закономерности деформирования межблоковых границ должны быть исследованы надлежащим образом.

Необходимо различать деформационные характеристики геоматериалов, слагающих разлом или трещину, и его интегральные свойства как механической системы. Последние определяются как свойствами собственно заполнителя, так и целым рядом других факторов, таких как напряженно-деформированное состояние, гидрогеологические условия, морфология поверхностей раздела и т.д. Это означает, что в задачах механики структурные нарушения должны описываться некоторыми инте-

гральными характеристиками, характеризующими всю зону разлома в целом.

Поскольку мощность или толщина границ между блоками земной коры любого иерархического уровня обычно много меньше расстояния между ними и размеров ограничиваемых ими блоков, то это позволяет рассматривать их, в первом приближении, как плоские протяженные образования. При этом, деформационные свойства нарушений удобно характеризовать не модулем деформации геоматериала, как в приближении сплошной среды, а нормальной k_n и сдвиговой k_s жесткостями:

$$k_n = d\sigma_n / dW_n, \quad k_s = d\tau / dW_s$$

где σ_n и τ_n – нормальные и сдвиговые эффективные напряжения действующие в окрестности разрыва, а W_n и W_s относительное нормальное и сдвиговое перемещение его берегов.

В качестве инструмента для определения деформационных свойств межблоковых границ в условиях естественного залегания, целесообразно использовать сейсмические методы характеризующиеся достаточной проработанностью комплекса вопросов измерения и регистрации кинематических и динамических характеристик волн в различных частотных диапазонах. Привлекает, также, возможность использования информации как естественного (волны от землетрясений, микросейсмы и т.д.), так и искусственного (взрывы, различные виброисточники и т.д.) происхождения.

Применяемые на практике сейсмические методы, выявляют, как правило, слоистое строение земной толщи на основании изменений в скоростях распространения различных типов волн в этих слоях. Построенный скоростной разрез исследуемой толщи по глубине используется для задач диагностики массивов горных пород. Однако дать характеристику деформационных свойств крупных трещин и разломов с помощью методов разведочной геофизики, как правило, не удается в силу недостаточной разрешающей способности.

Влияние узкой зоны пониженной жесткости, которую представляет из себя нарушение сплошности, на амплитуду волны существенно проще фиксируется инструментально, чем изменение средней скорости распространения волн. Исследование динамических характеристик сейсмических волн в окрестности межблоковых границ, оказывается более эффективным для экспериментальной оценки деформационных характеристик последних, чем анализ дисперсионных соотношений.

В ИДГ РАН в последние годы разработана специальная методика оценки жесткости разломов и трещин на основе анализа амплитудных и временных характеристик сейсмических волн измеренных вдоль профиля, пересекающего нарушение [3, 4].

В простейшем случае нормального падения плоской продольной волны на протяженное нарушение сплошности (фронт волны параллелен плоскости разрыва), жесткость межблоковой границы можно оце-

нить при помощи простых соотношений, используя надежно измеряемое в эксперименте отношение максимальных амплитуд скоростей смещения до (V_{0m}) и после (V_{2m}) разлома:

$$k_n \cong \frac{\pi \cdot \rho C}{T \cdot \sqrt{K^2 - 1}} \quad ; \quad k_n \cong \frac{\pi \cdot \rho C}{T \cdot \sqrt{K^2 - 1}}$$

Здесь T – период основных фаз колебания, ρ – плотность породы, C_p и C_s – скорость распространения продольных и поперечных волн во вмещающем массиве.

В случае падения волны под углом к плоскости разлома соотношения более громоздкие, однако достаточно простые для использования при обработке результатов измерений.

С помощью разработанного метода были исследованы деформационные характеристики нарушений сплошности различных иерархических уровней от мелких трещин до крупных разломов. В качестве источников

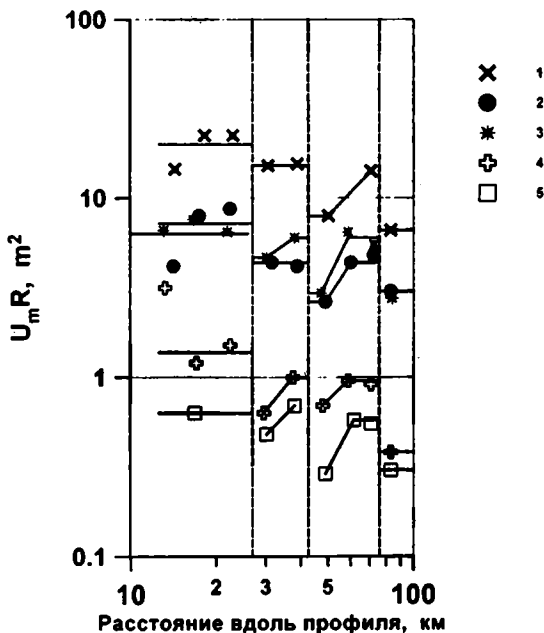


Рис. 1. Зависимость максимального горизонтального смещения в первой фазе продольной волны U_m от расстояния.

Цифрами обозначены данные полученные при взрывах мощностью: 1 – 78 кт; 2 – 19 кт; 3 – 20 кт; 4 – 3.2 кт; 5 – 1.1 кт. Вертикальным пунктиром показаны участки пересечения профилем активных разломов.

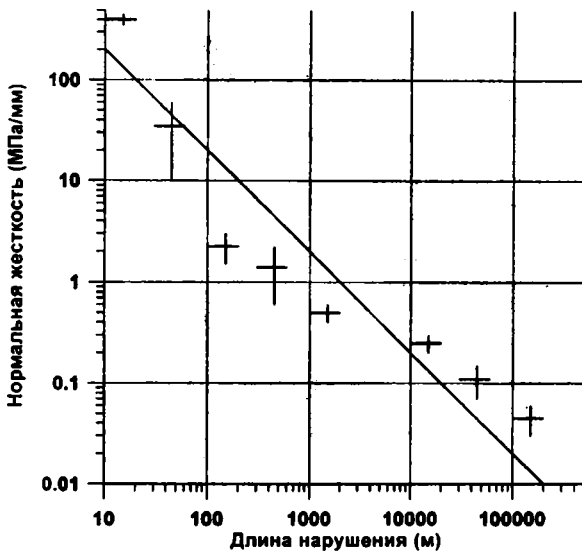


Рис. 2. Зависимость нормальной жесткости нарушения сплошности от его длины.

сейсмических волн использовались взрывы различной мощности – от 1 г ТНТ до подземных ядерных взрывов мощностью десятки килотонн.

Зависимость максимального горизонтального смещения в первой фазе продольной волны U_m от расстояния R вдоль одного и того же профиля представлена для нескольких взрывов на рис. 1. Результаты на графике представлены в виде произведения $U_m R$, чтобы в первом приближении исключить влияние сферической расходимости.

Как видно из графиков, характер изменения амплитуды с расстоянием имеет ярко выраженный ступенчатый характер со скачками, которые для разных взрывов приурочены к одним и тем же участкам профиля. На этих расстояниях расположены три активных разлома длиной 30–60 км. Отметим, что на участках между разломами №1-№2 и №2-№3 после резкого уменьшения амплитуд наблюдается довольно значительное увеличение параметра $U_m R$, что, вероятно, свидетельствует о дифракции волны на разломах №1 и № 2. Это означает, что глубина этих разломов не превышает десяти километров. Оценка жесткости этих межблоковых границ по результатам измерений при многих взрывах дает диапазон значений $k_n \sim 0,07-0,15$ МПа/мм. Важно подчеркнуть, что на сейсмических записях ярко проявляются именно активные разломы, являющиеся границами между современными структурно-тектоническими блоками. Это означает, что жесткость консолидированных разломов заметно выше.

Проведенные исследования позволили определить деформационные характеристики межблоковых границ в широком диапазоне их размеров. Некоторые результаты представлены на рис. 2 крестами в виде зависимости нормальной жесткости нарушения от его линейного размера.

Сплошной линией проведена зависимость

$$\bar{k}_n = \frac{2 \cdot 10^6}{L}$$

где \bar{k}_n измеряется в МПа/мм, а длина нарушения L в мм.

Можно заключить, что величина нормальной жесткости межблоковых границ \bar{k}_n , снижается примерно пропорционально увеличению масштаба нарушения.

где \bar{k}_n измеряется в МПа/мм, а длина нарушения L в мм.

Если предположить, что эффективная толщина зоны пониженной жесткости W составляет порядка 10^{-3} от ее длины, то можно оценить среднюю величину модуля деформации межблоковых границ:

$$\bar{E} = \bar{k}_n \cdot W \cong \frac{2 \cdot 10^6}{L} \cdot 10^{-3} L = 2 \cdot 10^3 \text{ МПа} .$$

Эта цифра, по-видимому, является приемлемой для проведения оценок в случае представления нарушений сплошности в виде ослабленной зоны внутри континнума. Подобная задача часто встречается в инженерной практике.

В заключение, подчеркнем, что если величина нормальной жесткости межблоковых границ хорошо коррелирует с масштабом нарушения сплошности и довольно слабо зависит от его строения, то сдвиговая жесткость разломов и трещин, напротив, в существенной степени определяется их структурой.

Литература

1. Walsh J.B. The effects of cracks on the compressibility of rocks.// J.Geophys. Res. 1965. V. 70. P. 381-395.
2. Pyrak-Nolte L.J., Myer L.R., Cook N.G.W. Transmission of Seismic Waves Across Single Natural Fractures // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 8617-8638.
3. Костюченко В.Н. О прохождении сейсмических волн через массив трещиноватых горных пород // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. №2. С. 45-48.
4. Kocharyan G.G, Kostyuchenko V.N., Pavlov D.V. Structure of Various Scale Natural Rock Discontinuities and Their Deformation Properties. Int. J. Rock Mech. & Min. Sci. 1997. V. 34 №(3/4). Paper No. 159.

Глубинная структура Тимано-Печорской провинции и прилегающей части Русской плиты

Новый этап в изучении глубинного строения Тимано-Печорского региона и прилегающих участков Русской плиты связан с проведением в 1995–96 гг. работ ГСЗ по профилю Лотошино-Обь [1] и сейсмологических исследований по профилю MEZTIMPECH на участке Сыктывкар-Усть-Нем в 1997 г. В 1998–2000 гг. этот участок был продлен на 100 км к востоку силами полевого отряда Института геологии Коми НЦ УрО РАН. На профиле в течение нескольких месяцев осуществлялась трехкомпонентная регистрация упругих колебаний землетрясений с помощью автономных аналоговых станций Черепаха, размещенных с шагом 3–5 км. Обработка и интерпретация данных МОВЗ на первой стадии выполнялись сотрудниками Института геологии Коми НЦ УрО РАН с использованием критериев визуального выделения обменных волн [2].

Впоследствии первичные записи вдоль всего профиля были оцифрованы и обработаны сотрудниками Центра ГЕОН с использованием современных программ выделения PS волн. Составление глубинного разреза контролировалось компьютерным моделированием.

В результате обработки записей далеких землетрясений был построен временной разрез радиальной составляющей функции приемника (записи суммарных SV – компонент после деконволюции) вдоль профиля наблюдений (рис. 1). В результате корреляции обменных волн выделен ряд сейсмических границ, опорными из которых являются горизонт Ф (поверхность дорифейского фундамента), Φ_0 (поверхность рифейского складчатого фундамента), М – поверхность Мохоровичича, отождествляемый с кровлей верхней мантии. Дополнительно прослежены горизонты: K_1 – K_4 (границы в толще кристаллической коры) и M_1 – M_2 (границы в верхней мантии).

Глубинный разрез построен с использованием скоростных параметров, полученных на профиле ГСЗ Лотошино – Обь, расположенном в пределах Тиманского кряжа и Тимано-Печорской провинции к северу от района наблюдений МОВЗ 1997 г. В результате анализа данных ГСЗ установлено, что средняя скорость в земной коре Тимано-Печорской провинции понижена по отношению к скорости на Восточно-Европейской платформе на 5%.

На сейсмическом разрезе, составленном по материалам ГСЗ и МОВЗ, выделены три региональных геоблока, различающихся по глубине залегания поверхности фундамента, раздела Мохоровичича, а также глубинным особенностям строения консолидированной коры: Кировско-Кажимский авлакоген, Вычегодский прогиб и Тиманский кряж (рис. 2). Грани-

¹ Центр региональных геофизических и геоэкологических исследований ГЕОН им. В.В. Федынского, Москва.

² Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар.

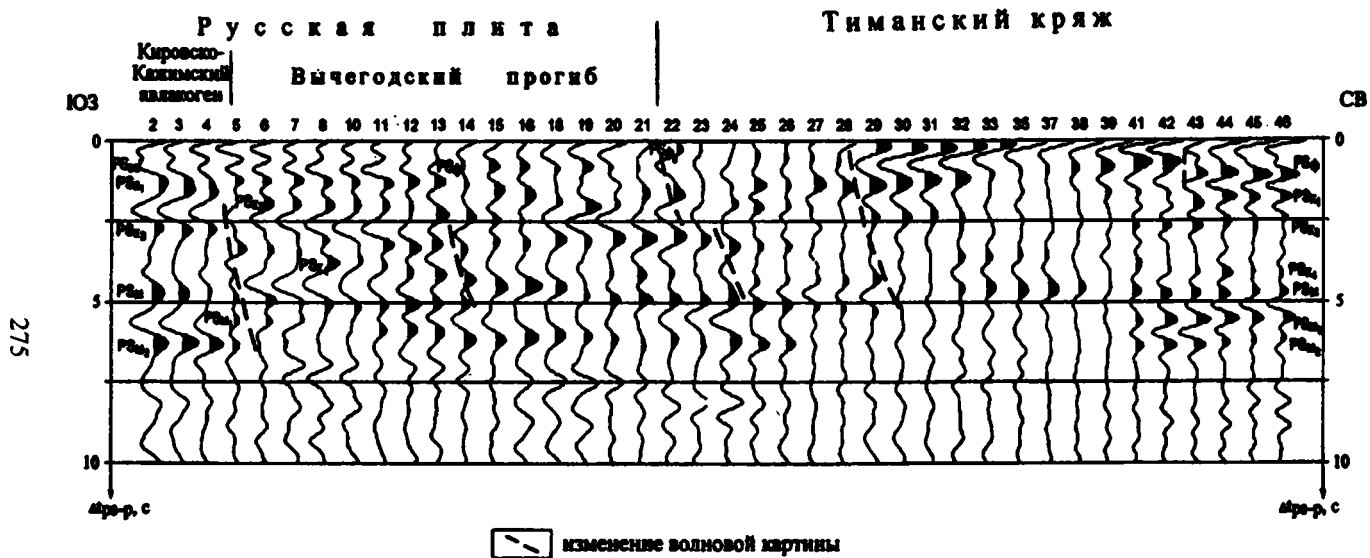


Рис. 1. Временной разрез обменных волн вдоль профиля MEZTIMPECH. Монтаж SV – компонент. На горизонтальной оси показаны номера точек наблюдения.

Русская плита

Тиманский кряж

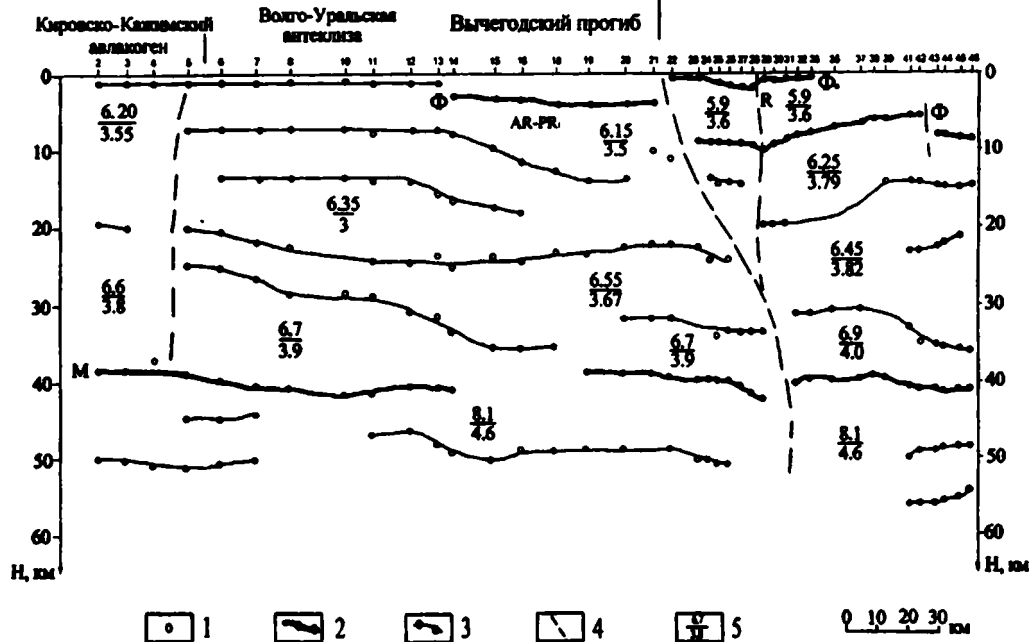


Рис. 2. Сейсмический разрез земной коры вдоль профиля MEZTIMPESH. 1 – отметки глубин сейсмических границ, 2 – опорные поверхности дорифейского фундамента (Φ), рифейского складчатого комплекса (Φ₀) и раздела Мохоровичича (M), 3 – границы: в кристаллической коре и в верхней мантии, 4 – основные разломы, 5 – значения скоростей (км/с), использованные при построении разреза: V_p – числитель, V_s – знаменатель.

цы геоблоков по всей вероятности контролируются глубинными нарушениями. Поверхность дорифейского фундамента в пределах Русской плиты погружается с запада на восток до 3–4 км в Вычегодском прогибе. На глубине 0,5–1 км в осадочной толще Русской плиты прослежена граница обмена, отождествляемая с кровлей карбонатных отложений карбона – нижней перми. На Тиманском кряже поверхность рифейского складчатого фундамента (горизонт Φ_0) залегает на глубине 0,5–1 км. Поверхность Мохоровичича располагается на отметках 38–40 км на Восточно-Европейской платформе и погружается до 41 км под Тиманским кряжем.

Полученные глубинные материалы свидетельствуют, что Тиманский кряж надвинут на Восточно-Европейскую платформу. Горизонтальная составляющая надвига, охватывающего всю земную кору, достигает 15–20 км. Мощность рифейского дислоцированного комплекса на Тиманском кряже достигает 10 км. Мощность кристаллической коры в предтимаанской части Восточно-Европейской платформы составляет 34–37 км, а в пределах Тиманского кряжа сокращается до 30–32 км. В толще кристаллической коры Восточно-Европейской платформы прослежены пять внутрикоровых слоев, в то время как кора Тиманского кряжа под рифейскими образованиями содержит 3–4 слоя. В пределах Кировско-Кажимского авлакогена происходит утонение земной коры до 39 км и исчезает расслоенность в толще ее консолидированной части, связанная с рифогенным изменением структуры коры.

Результаты глубинных сейсмических исследований МОВЗ и ГСЗ отражают региональные особенности строения земной коры и являются основой для построения тектонических моделей крупных геологических объектов.

Литература

1. Егоркин А.В. и др. Строение земной коры и верхней мантии вдоль профиля «Х – Рифей» Лотошино-Обь. Обобщение материалов ГСЗ // М.: Фонды Центра ГЕОН. 1996. 180 с.
2. Удортин В.В., Конанова Н.В. Глубинное строение литосферы по профилю MEZTIMPECH // Отечественная геология. 2000. № 1. С. 44–50.

Г.Г. Кочемасов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия.

Тектонические секторность и зернистость планеты Земля, проявленные в литосфере и наблюдаемые в других сферах (по геофизическим данным)

Сравнительная волновая планетология на многочисленных примерах, ставших доступными в последние 30–35 лет интенсивного развития космических исследований, показывает связь между орбитами и строе-

нием небесных тел. Эта фундаментальная закономерность, указывающая на первостепенное значение в структурообразовании небесных тел их орбитальных энергий (т. е., в конечном счете, солнечной энергии), может быть развернута в виде следующих теорем: 1) небесные тела дихотомичны; 2) небесные тела секторны; 3) небесные тела зернисты; 4) угловые моменты разновысоких блоков стремятся к равновесию [1].

Суммируя их, можно сказать, что особенности форм небесных тел (и планеты Земля, в том числе) определяются наложением разномасштабных волновых структур: $2\pi R$ -структур (R – радиус тела), связанных с фундаментальной инерционно-гравитационной стоячей волной, вызывающей тектоническую дихотомию или общую выгнуто-вогнутую форму; πR -структур, связанных с первым обертоном, формирующим структурный октаэдр (последующие обертоны также проявлены, но в меньшей степени); $\pi R/n$ – структур (где $n = 60, 16, 6, 4, 2, 1$, начиная от фотосферы Солнца и кончая астероидами; для Земли $n=4$), отражающих индивидуальные орбиты тел или орбитальные частоты.

Такое многократное наложение разномасштабных волн четырех направлений, свойственных вращающимся телам, приводит к разномасштабному короблению, искажающему «приплюснутую» сферу тела. Образующиеся впадины и выпуклости заполняются материалом разной плотности для удовлетворения закона сохранения угловых моментов блоков, связанных единым вращающимся телом (теорема 4) [1]. Подстройка слоев разной плотности прослеживается в блоках и по вертикали, включая мантию, ядро и атмосферу. В результате образуется сложная гравитационная форма тела, отличающаяся от сферы и эллипсоида вращения. Для Земли, Марса и Венеры это геоид, ареоид, веноид.

Структурный октаэдр в литосфере Земли космически ориентирован. Его три антиподальные пары вершин расположены в зонах экватора (Новая Гвинея – Экваториальная Атлантика), тропиков (о-вов Пасхи – Памир-Гиндукуш), полярных кругов (Берингов пролив – о-вов Буве). Грани октаэдра представлены континентами, вторичными океанами, котловинами и поднятиями первичного океана, т. е. тектоническими секторами планетарного масштаба (понятной становится их угловатая заостренная форма и близкие размеры площадей). Эти основные «строительные блоки» Земли, таким образом, оказываются расположенными не случайно, а в строгом геометрическом порядке вокруг шести вершин октаэдра. В каждой из шести по одному алгоритму сходятся противостоящие в разной степени поднятые ($++$, $+$) и разделяющие их в разной степени опущенные ($--$, $-$) секторы-блоки. Такое волновое построение приводит к тому, что антиподальные секторы – грани октаэдра оказываются противоположного знака ($+$ и $-$), что может быть названо тектонической дихотомией второго порядка (если главная дихотомия – противостояние Тихоокеанского и континентального полушарий – структура первого порядка). Именно такое антиподально правильное построение объясняет давно известное и загадочное противостояние континента

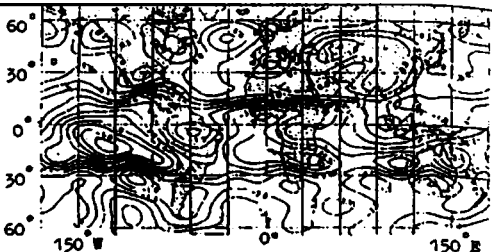
Антарктики (+) и океана Арктики (-). Такое структурирование, свойственное небесным телам, названо арктика-антарктическим симптомом. Оно придает, например, своеобразные формы малым телам Солнечной системы, которые, наряду с выгнуто-вогнутой формой ($2\pi R$ -структура), имеют один конец более заостренный, чем противоположный (πR -структура).

Волновое структурирование имеет глубокие корни (теорема 4, [1]). Разновысотные секторы поверхности зеркально отражены в рельефе поверхности ядра. Эта поверхность холмиста, чередуются подъемы (до 6 км) и спады (до 6 км) в шахматном порядке [2]. В менее изученном внутреннем твердом ядре пока обнаружена только крупная анизотропия, соответствующая $2\pi R$ -структуре литосферы. Вертикальное структурирование геосфер прослеживается не только вглубь, но и ввысь. Так, арктика – антарктическая дихотомия проецируется и на озоновый слой, где над «легкой гранитной» Антарктикой наблюдается минимум «тяжелого» газа озона (O_3), а над «тяжелой базальтовой» Арктикой аномалии нет. Колебания содержания озона четко прослеживаются и в экваториальной плоскости, где выделяются волна 1, волна 2, волна 4. (по данным С.П. Перова). Последняя уже соответствует тектонической зернистости.

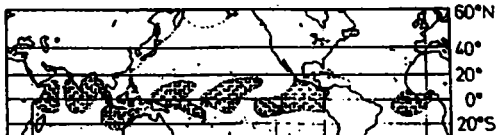
Тектоническая зернистость Земли с ее характеристическим размером $\pi R/4$, отличающим ее от других тел Солнечной системы (кроме Луны), стала очевидной после сравнительного изучения ряда ее тектонотипов: суперструктур архейских Конголезского, Восточно-Европейского, Сибирского, Индийского кратонов. Выявление общности многокольцевого строения, закономерно меняющегося шага между кольцами (множитель $\sqrt{2}$) побудили искать периодичность в их расположении в литосфере. В экваториальной зоне постепенно добавляемые многокольцевые образования с размерностью $\pi R/4$ (~ 5000 км в диаметре) привели к открытию замкнутой цепочки из восьми таких колец, пересекающей как континенты, так и океаны. Три континентальные структуры (+) – Конголезская, Индонезийская, Амазонская – перемежались с океаническими (-) – Вознесенской, Индийской, Каролинской, Галапагосской.

Стройная периодичность нарушалась в Тихоокеанской впадине, где напрашивалась положительная «континентальная» структура в центре океана. По имени острова она была названа Рождественской, впоследствии обнаружилось, что она является частью более обширного выступа литосферы – поднятия Дарвина [3]. Так, строгая периодичность была соблюдена и появилось основание для обнаружения тектонического зерна подобного размера на похожей на Землю по массе и размеру планете-сестре Венере. К этому времени топография и во многом повторяющая ее гравика Венеры были уже в основном известны («Венеры», «Магеллан»), так что поиски тектонических зерен (гранул) обещали быть успешными. Но ничего подобного по размерам земным «кольцам» на поверхности Венеры отмечено не было. Надежда появилась после описания ряда примыкающих друг к другу крупных колец с диаметрами около 3000 км в экваториальной зоне (Земля Афродиты). Более крупных

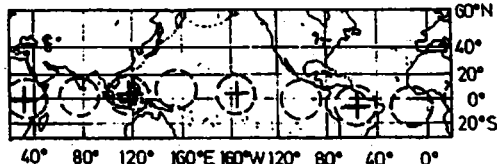
Correlated structurization
(granulation) of geospheres
in equatorial belt
Coherence of terrestrial
planetary spheres



Ozone deficit in deviations
from monthly average
(Central aerological obser-
vatory, Dólgoprudny, Russia)



Warm water pools
in oceans
(Y. Tourre &
W. White, 1994) [5]



Lithospheric ring
superstructures
(Kochmasov, 1991-
2000)

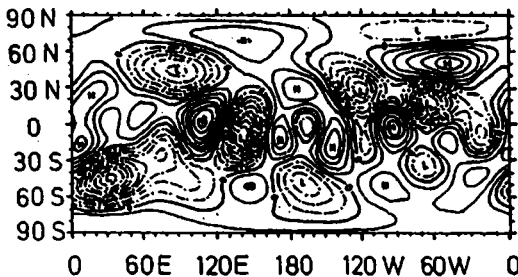


Heterogeneity
at 470 km depth
from seismic
tomography
(J.-P. Montagner &
B. Romanowicz, 1993)

[6]



Seismic
discontinuity
at the top of D
(H.-C. Nataf &
S. Houard, 1993) [7]



Magnetic field
at the top of
the core
(C. Voorhies, 1986)

[8]

колец, однако, не было и соотношение 3000/5000 после нескольких месяцев раздумий внезапно представилось как соотношение орбитальных периодов этих планет-сестер: 0,6/1,0 год [4]. С этого времени появилась сравнительная волновая планетология, но понадобилось еще несколько лет и многочисленные примеры, чтобы придти к основному ее положению: «структуры формируются орбитами», далее развернутое в четыре теоремы [1].

Волновая природа планетарного структурирования подразумевает волновое коробление не только в верхней твердой оболочке – литосфере, но и в других геосферах. Такое связанное структурирование было подтверждено привлечением геофизических материалов разной глубинности, собранных как под, так и над литосферой (рисунок). Температура океанической гидросферы вдоль экваториальной зоны оказалась неоднородной. Более 650 000 измерений температуры в верхней четверти мили океана за десять лет показали наличие изолированных областей повышенной температуры, при этом антиподальные области развиваются синхронно [5]. В глубинах мантии под литосферой по данным сейсмической томографии обнаруживается гетерогенность с длиной волны $\pi R/2$ [6]. Сейсмически прерывистая картина, согласующаяся с верхними горизонтами, наблюдается и в верхах слоя D'' в низах мантии [7]. Магнитное поле на поверхности ядра неоднородно и в целом своими высокими (H) и низкими (L) аномалиями повторяет структурирование литосферы [8].

Литература

1. *Kochemasov G.G.* Theorems of wave planetary tectonics // *Geophys. Res. Abstr.* 1999. Vol. 1, № 3. P. 700.
2. *Morelli A., Dziewonski A.M.* Topography of the core-mantle boundary and lateral homogeneity of the liquid core // *Nature*. 1987. Vol. 325, № 6106. P. 678–683.
3. *Менард Г.У.* Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 274 с.
4. *Kochemasov G.G.* Comparison of blob tectonics (Venus) and pair tectonics (Earth) // *Lunar and Planetary Science XXIII*. Houston, LPI. Pt. 2. 1992. P. 703–704.
5. *Tourre Y.M., White W.B.* Indian ocean may have El Nino of its own // *Eos Trans.* 1994. Vol. 75, №50. P. 585–586.
6. *Montagner J.-P., Romanovich B.* Degrees 2, 4, 6 inferred from seismic tomography // *Geophys. Res. Lett.* 1993. Vol. 20, № 7. P. 631–634.
7. *Nataf H.-C., Houard S.* Seismic discontinuity at the top of D'' : a world –wide feature? // *Geophys. Res. Lett.* 1993. Vol. 20, № 21. P. 2371–2374.
8. *Voorhies C.V.* Steady flows at the top of Earth's core derived from geomagnetic field models // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol. 91, № B12. P. 12444–12466.

Взаимосвязь геолого-структурных и глубинных особенностей литосферы с минерагенией

В итоге комплексного исследования, на основе «Геолого-минералогической карты Мира» (ГМКМ) м-ба 1:15000000 впервые были охвачены все суперструктуры Земли: континенты, океаны и их зоны сочленения (активные и пассивные транзитали). В результате представилась возможность сделать попытку гармонизации представлений об их геологическом и глубинном строении, минерагении и минеральных ресурсах. Для этого предстояло выбрать «эталон», дающий возможность установить корреляционные связи достаточно крупных литосферных подразделений.

При глобализации вышеуказанных трех составляющих Земли (континенты, океаны, транзитали) подчеркивалось значение глубинных мантийных процессов. Была сделана попытка выделения месторождений: мантийных, мантийно-коровых и коровых. Тем самым вовлекались в орбиту исследований явления, происходящие на разных уровнях мантии и коры. Не менее важным объектом исследований были осадочные и осадочно-вулканогенные бассейны, определяющие нередко ценностной потенциал крупных геолого-структурных подразделений. Существенный вклад в минерально-сырьевую базу Земли вносят площади развития гипергенных руд, связанных с климатической зональностью нашей планеты.

Основным, гармонизирующим развитие литосферы Земли, в том числе и ее минерагении, является процесс взаимодействия ее глубинных и приповерхностных частей. За исключением стадии аккреции, когда этот процесс регулировался взаимодействием планетезималей “внешнего”, внеземного происхождения и протокоры (древнее 4,2 млрд л), развитие литосферы происходило за счет “внутреннего” взаимодействия сформировавшейся (после отделения ядра) мантии, а затем (начиная от 4,1–3,9 млрд л) земной коры. Процессы коро-мантийного взаимодействия и связанной с ним минерагении направлены, нелинейно и необратимо эволюционируют, начиная с этого времени. При этом, если процесс раннедокембрийского (ранне-катархейского) непосредственного взаимодействия протомантии и первичной протокоры был возможно близок к линейному, то в дальнейшем, в рифее и фанерозое он был нелинейным и проходил опосредованно, путем передачи теплового возбуждения из мантии в кору вначале внутрикоровым преобразованием этого теплового импульса, а затем его последующей передачей (в преобразованном виде) в верхние уровни коры. Наиболее экстенсивные процес-

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ) им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия.

² Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, Санкт-Петербург, Россия.

сы коро-мантийного взаимодействия в раннем докембрии обусловили и весьма высокую ценность – экономическую продуктивность геоблоков раннего докембрия-Южно-Африканского, Западно-Австралийского и Сьюперриор. При этом отчетливо выражена мантийная – существенно сидерофильная геохимическая специализация раннедокембрийской минерации. Соответственно, наряду с сокращением масштабов коро-мантийного взаимодействия, происходит его все большая локализация в конкретных “проводниковых” – фидерных по Л.И.Красному (2000) структурах.

Намечается существенно литофильный характер эндогенной минерации фанероза, обусловленной активным участием в коро-мантийном взаимодействии уже сформированной консолидированной коры, сегрегированной из мантии и обогащенной при этом литофильными, некогерентными элементами. На фоне направленной эволюции от докембрия к фанерозу коро-мантийного взаимодействия и эндогенной минерации, усиливается со временем роль экзогенной минерации, в становлении которой главенствующую и определяющую роль регулятора коро-мантийного взаимодействия играет сложно построенная к этому времени, неоднократно преобразованная консолидированная кора. В фанерозе при опосредованном участии мантии формируются с преобладающим участием экзогенных факторов в гигантских масштабах месторождения угля, углеводородов, солей, фосфоритов и пр. Это происходит на фоне усиления в неогене роли палеоклиматического – экзогенного, экзогенно-эндогенного факторов в формировании глобальных провинций гипергенных месторождений.

Начиная с мезозоя в результате коро-мантийного взаимодействия происходит активное эндогенное рудообразование в активных транзиталиях (включая процессы нефтометаллогенеза), формирование крупных депоцентров, нефте- и газообразования в пассивных транзиталиях сопредельных с аналогичными внутриконтинентальными бассейнами. В это же время активизируются экстенсивные процессы металлогенеза в окраинно-континентальных вулканических поясах востока Азии, запада Северной и Южной Америк.

Изложенное выше с полной определенностью подтверждает широко известную избирательность, автономизацию рудоконцентрирующих систем в соответствующих геолого-структурных обстановках.

О.А. Крюкова, И.О.Китов
Институт динамики геосфер РАН.

Сейсмическая томография Тянь-Шаня

Знание трехмерного распределения различных физических параметров внутри Земли необходимо для описания динамических процессов в Земле и предсказания координат будущих землетрясений. Сейсмическая

томография восстанавливает трехмерное скоростное строение Земли по сейсмическим данным, полученным на поверхности.

Уже существующие программы сейсмической томографии, использующие данные по Тянь-Шаню [1], не опровергают результаты геолого-геофизических исследований о наличии зон повышенных и пониженных скоростей сейсмических волн в этом районе, однако более точное месторасположение этих неоднородностей возможно определить, используя новые численные подходы к решению задачи.

В ходе исследования был разработан алгоритм нахождения скоростных возмущений по невязкам времен пробега для региона. В этом алгоритме применяется трехмерный метод построения лучей Юма и Турбера [2], используется параметризация модели кубическими В-сплайнами, производится учет сферичности путем преобразования системы координат. Представленная программа сейсмической томографии протестирована на синтетической модели размером 800x800x410 км, а также на территории на Тянь-Шаня (39°–44° с.ш. и 69°–80° з.д.) с заданной скоростной моделью и реальными координатами источников и приемников. Помимо усовершенствования численных методов расчета, проводилась проверка качества данных времен пробега Р и S волн за период 1986–1998 года, полученных из Международного Сейсмического Центра (ISC) и Киргизской Телеметрической Сети (KNET).

Получены предварительные модели распределения скорости под Тянь-Шанем. Обнаруженные зоны повышенной и пониженной скорости в целом хорошо согласуются с геологическими данными и результатами, полученными другими авторами.

Литература

- Roecker S., Sabitova T., Vinnik L. et al. Tree-dimensional elastic wave velocity structure of the Western and Central Tien Shan, *J. Geophys. Res.*, V. 98, N. B9, P. 15779-15795. September 10, 1993.
- Um J. and Thurber C. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 77, No. 3, P. 972-986. June 1987.

Г.Г. Кулиев¹, Г.Д. Етирмишли²

К геодинاميке приразломных очагов землетрясений

Сопоставление карты эпицентров сильных землетрясений, энергетический класс которых $K \geq 12$, со схемами блоковой тектоники по основным поверхностям раздела земной коры в различных регионах мира показывает, что во многих случаях подавляющее большинство эпицентров

¹ Институт проблем глубинных нефтегазовых месторождений НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан.

² Республиканский Центр Сейсмологической Службы НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан.

приурочено к разломам разной глубины заложения. В частности, именно так обстоят дела на территории Азербайджана. Эпицентры наиболее сильных 8–9 балльных землетрясений до инструментального периода (до 1932 г.), таких как землетрясения 1139 г. и 1235 г. в районе г. Гянджа, 1667 г. в районе города Шемаха и других тяготеют к поперечной (антикавказской) Самур-Тертерской дислокации. Очаги Шамахинских и Ардебильских (1924 г.) землетрясений связаны с субмеридиональной Талыш-Исмаилинской дислокацией. Указанные дислокации представляют собой системы крупных разломов, прослеживаемых в пределах земной коры от верхов мантии до альпийского осадочного чехла. Эпицентры наиболее сильных землетрясений локализуются в областях пересечения поперечных дислокаций с системами продольных разломов того же генезиса, ограничивающими Куринскую впадину от мегантиклинория Малого и Большого Кавказа.

Эпицентры землетрясений последнего периода (после 1932 г.) в результате использования инструментальных данных сети сейсмостанций определены с большей точностью по сравнению с доинструментальным периодом. Анализ наблюдаемых эпицентров сильных землетрясений этого периода в Азербайджане показывает, что они распределены по всему региону, группируясь в пределах продольных и поперечных разломов, формирующих блоковые структуры верхней мантии и ее консолидированной части. Наибольшая плотность эпицентров землетрясений приурочена, в основном, к субмеридиональной Талыш-Исмаиллинской полосе. Менее плотная локализация эпицентров отличается к северу и югу от Апшеронского полуострова (хотя в последнее время этот район заметно активизировался) и в западной части региона – к западу от меридиана г. Мингячевир. Удалось оценить приуроченность гипоцентров и разломов, секущих земную кору на определенных гипсометрических уровнях. Эпицентры средних и слабых землетрясений в этом регионе также характеризуются их приуроченностью к разломам. Они территориально тяготеют к разломам широкого генетического спектра – от крупных систем мантийных и коровых разломов до локальных разрывов в осадочном чехле.

Накопленный опыт по наблюдениям эпицентров, приуроченных к разломам, позволил сделать выводы о том, что такие землетрясения могут генерироваться не только перемещениями блоков по ограничивающим их разломам, но и со специфическими и тектоническими режимами.

В вышеописанной ситуации большой интерес вызывает вопрос о механизмах формирования и геодинамическом развитии очага землетрясений.

В работах Г.Г.Кулиева сформулированы общие физические принципы геодинамического развития Земли и ее структурных элементов. Им же предложены механизмы протекания процесса геодинамической эволюции путем смены различных состояний равновесия. Использование этих принципов и механизмов позволяют исследовать процесс формирования и развития очага землетрясений, в частности, очага приразломных землетрясений, что и реализовано в данной работе.

При создании теоретической механико-математической модели исследования рассматриваемой проблемы, исходя из имеющихся геолого-геофизических информаций моделируются физико-механические, геометрические и силовые параметры, которые между собой связываются в виде уравнения движения, и краевых условий единой деформируемой системы в пределах неклассически линеаризированной трехмерной механики деформируемого твердого тела. Поскольку рассматриваемые очаги землетрясения приурочены к разломам, то геометрия объекта характеризуется либо полуплоскостью в пределах плоской деформации, либо полупространства в трехмерном случае. Считается, что среда, заполняющая рассматриваемые области, либо изотропная, либо анизотропная и может подвергаться как малым, так и большим упругим, а также малым упругопластическим деформациям при различных видах внешних силовых воздействий. При этом закон деформирования определяется заданием конкретной структуры упругого потенциала. Все виды внешних воздействий, независимо от их природы, величины и других характеристик, моделируются в виде двух видов внешних силовых воздействий. Внешние воздействия, которые в процессах относительно быстрого изменения (путем деформирования) формы границы рассматриваемых тел сохраняют свое первоначальное направление действия и величины, моделируются в виде консервативных («мертвых»), при нарушении этих условий в виде – неконсервативных («следящих») нагрузок. В практике обычно жидкие и менее жесткие твердые (пластичные) среды передают внешние нагрузки в виде «следящих» нагрузок, а более жесткие среды – в виде «мертвых» нагрузок.

Таким образом, в модели принимаем, что обладающая определенными физико-механическими свойствами полуплоскость, или полупространство, подвергается произвольному внешнему силовому воздействию. Согласно концепции неустойчивости геодинамической эволюции, за геологическое время происходит деформирование и в определенных приповерхностных (приразломных) зонах объекта накапливается больше энергии деформирования, чем в остальных зонах. В какой-то момент эта зона деформируемой системы исчерпывает способность принятия энергии. Но внешние силы продолжают свое воздействие. Поэтому в окрестностях этой зоны (зона очага будущего землетрясения) по различным формам реализуется смена состояния до сих пор существующей формы равновесия. В зависимости от формы реализованной смены состояния равновесия система ведет себя по-разному. Если в результате смены состояния равновесия в системе не образуются трещины или не развиваются имеющиеся трещины, то в новом состоянии равновесия зона, потерявшая до этого момента способности принятия дополнительной энергии, частично восстанавливает эту способность и система продолжает процесс непрерывного деформирования до тех пор, пока снова какая-то ее часть, или система, полностью не исчерпывает эту способность. Может продолжаться несколько таких смен состояния равновесия, не приводящих к

процессам разрушения, и такие смены состояния равновесия могут не быть связаны с очагами землетрясений в приразломных зонах, хотя они могут спровоцировать землетрясения в других областях и регионах.

Если в результате смены состояния равновесия в теле образуются трещины и их системы, либо развиваются имеющиеся в зоне трещины, то они при определенных уровнях мощности освобождающейся упругой энергии могут быть либо форшоком, либо самим процессом землетрясения. Следовательно, в качестве модели формирования приразломных очагов землетрясения принимается процесс накопления энергии деформирования, приводящий к смене состояния равновесия полуплоскости (в пределах плоской деформации) или полупространства (в трехмерном случае) вблизи поверхностной зоны. Спусковым механизмом землетрясения является процесс смены состояния равновесия, сопровождаемый возникновением новых трещин и спонтанным развитием имеющихся трещин около приповерхностных зон полуплоскости и полупространства.

При отсутствии трещин, в деформируемых системах, параллельных поверхностям, процесс смены состояния равновесия исследуется в виде неклассически линеаризованных трехмерных задач о приповерхностной форме потери устойчивости полуплоскости или полупространства, а при наличии таких трещин – либо как задач о приповерхностной неустойчивости с учетом трещины, либо как задача потери устойчивости полосы, лежащей между поверхностью и линией трещины.

В случае реализации в системе до начала процесса смены состояния равновесия однородных напряженных состояний, рассматриваемые линеаризованные трехмерные задачи решаются путем представления общих однородных решений. Критические значения параметра внешних сил, соответствующих потере устойчивости состояния равновесия, определяются из соответствующих характеристических уравнений. В случае определенных условий удается построить приближенные аналитические решения этих уравнений. В общем случае эти уравнения решаются численно.

В докладе приводятся результаты конкретных вычислений по вышеуказанной методике.

Д.В. Лазуркин, А.В. Павлов

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия.

Основные структуры Арктического глубоководного бассейна и их нефтегазоносность

Арктический бассейн является частью Северного Ледовитого океана. Он располагается за пределами шельфа и занимает континентальный склон, подножие и абиссаль. В свою очередь, в его состав входят два

глубоководных бассейна: Евразийский и Амеразийский. Бассейны Норвежско-Гренландский и Баффина, входящие в состав Северного Ледовитого океана, в Арктический бассейн обычно не включаются.

Евразийский бассейн характеризуется океанической корой с линейными магнитными аномалиями. Основными структурами его являются срединно-океанический хребет Гаккеля, две котловины: Нансена и Амундсена, два нешироких периокеанических прогиба: Предбаренцево-Карский (между островными поднятиями архипелагов Свальбард и Земля Франца-Иосифа) и Предломоносовский (между хребтом Ломоносова и котловиной Амундсена) и Предлаптевская центриклиналь, замыкающая Евразийский бассейн в море Лаптевых.

В котловинах толщина осадочного покрова не превышает 1–4 км, на самом хребте осадки либо отсутствуют, либо имеют незначительную мощность. Возраст осадочного чехла, в основном, кайнозойский. Большая часть осадочного перекрытия характеризуется сейсмическими скоростями, не превышающими 3 км/с, что определяет литификацию осадков не выше протокатагенеза (ПК) [3]. В нижней части осадочной толщи скорости могут достигать 3,5–4,5 км/с, иногда (возможно за счет внедрений интрузий) до 5,0–5,2 км/с, т. е. породы здесь могут отвечать мезокатагенезу (МК). Перспективы нефтегазоносности обеих котловин не могут быть высокими из-за недостаточной мощности осадочного покрова и его значительной нарушенности гребневыми выступами пород океанического фундамента.

В периокеанических структурах Евразийского бассейна (Предбаренцево-Карский и Предломоносовский прогибы и Предлаптевская центриклиналь) мощность осадочного чехла может достигать 5–8 км; его возраст, по-видимому, мезозойско-кайнозойский. Здесь по сейсмическим скоростям в 1,8–3,0 км/с, выделяются мощная (до 2,2–3,5 км) зона ПК и, по $V_{пл}$ до 3,8–4,5 км/с, зона МК толщиной от 1 до 5–6 км. При столь большой мощности всего разреза, в его низах вероятно наличие и зоны апокатагенеза (АК). Перспективы нефтегазоносности периокеанических структур Евразийского бассейна, особенно Предлаптевской центриклинали, оцениваются достаточно высоко, учитывая значительную мощность осадочного покрова, его слабую нарушенность, присутствие всех зон катагенеза (ПК, МК и, возможно, АК) и надежную закрытость недр пластичными, слабо литифицированными осадками очень толстой зоны ПК.

Амеразийский глубоководный бассейн включает Трансарктическое подводное поднятие (хребты Ломоносова и Альфа, поднятие Менделеева, котловины Макарова, Подводников и Сибирская), Чукотский купол и Канадскую котловину. Кроме того, бассейн непрерывным кольцом обрамлен периокеаническими прогибами и впадинами, обычно самостоятельно не выделяемыми, а включаемыми в состав вышеперечисленных структур.

Для хребтов и поднятий Амеразийского бассейна характерен субконтинентальный тип земной коры и маломощное перекрытие фундамента осадками. Эти структуры, вероятно, бесперспективны на углеводород-

ное сырьё. Исключением могут быть лишь некоторые участки хребта Ломоносова, на которых осадочное перекрытие достигает толщины в 1,3–2,1, иногда до 6–6,5 км. Здесь зона ПК может достигать 2–3 км мощности, а толщина зоны МК доходить до 3–4 км, т. е. подобные участки хребта Ломоносова могли бы относиться к перспективным на нефть и газ. Но поскольку размеры этих участков не определены, хребет в целом пока считается малоперспективным на этот вид сырья.

В котловинах Макарова, Подводников и Сибирская мощность осадочного чехла не превышает 2,7–3,3 км. По $V_{пл}$ в 1,7–3,4 км/с, осадки находятся, в основном, в зоне ПК, а зона МК, вероятно, отсутствует или представлена очень малой мощностью. Лишь в котловине Подводников, в ее самых глубоких участках предполагается наличие градаций МК₁₋₂. Поэтому с позиций катагенеза все эти структуры в нефтегазоносном отношении не столь интересны, как структуры периферические.

В Канадской впадине толщина осадочного чехла очень большая (6–8, а по некоторым данным 8–12 км). Вероятный возраст отложений – поздний мел – кайнозой. При столь значительной мощности осадочного выполнения эта впадина должна рассматриваться как достаточно перспективная на углеводороды.

В периферических структурах, обрамляющих Американо-Сибирский бассейн, мощность осадочного чехла может достигать 10 км и более. Например, в Предвосточно-Сибирском периферическом прогибе, выделяемом на континентальном склоне севернее Восточно-Сибирского моря, мощность осадочного выполнения составляет 6–11 км. По сейсмическим скоростям в нем представлены все зоны катагенеза. Так, зона ПК с $V_{пл}$ 1,75–2,8 км/с имеет толщину в 1,5–2,4 км, что определяет достаточно надёжную закрытость недр прогиба. Остальная часть осадочного чехла, в которой, в основном, осуществляется процесс генерации углеводородов, имеет мощность 4,5–8,6 км и $V_{пл}$ от 3,4 до 4,0 км/с и более, находится в зоне МК, а в наиболее глубоких участках структуры – в АК. В общем, все периферические структуры Американо-Сибирского бассейна должны рассматриваться как весьма перспективные на нефть и газ.

В нашем анализе перспектив нефтегазоносности Арктического глубоководного бассейна были использованы практически все доступные геолого-геофизические материалы советских экспедиций НИИГА, СЕВморгео, СЕВморгеология, ВНИИОкеангеология и российских МАГЭ и ПМГРЭ, а также Международных экспедиций ARCTIC 91 и ARCTIC 98 [1–2, 4–6].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 99-05-64060).

Литература

1. Грамберг И.С., Супруненко О.И., Лазуркин Д.В. Нефтегазовый потенциал Северного Ледовитого океана // Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне. СПб., ВНИИОкеангеология, 2000. С. 31–38.

2. Поселов В.А., Павленкин А.Д., Погребницкий Ю.Е. и др. Структура и эволюция Арктической литосферы // Там же. С. 94–109.
3. Лазуркин Д.В., Павлов А.В. Прогноз катагенеза пород осадочного чехла нефтегазоносных бассейнов по сейсмическим пластovým скоростям: Тез. докл. // Отечественная геология. 2000. № 8. С. 41.
4. ARCTIC 98: The Expedition ARK-XIV/a of RV «Polarstern» in 1998 / Ed. by W. Jokat with contributions of the participants. Ber. Polarforsch., 1999. Vol. 308. 159 p.
5. Jokat W. et al. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // Geophys. J. Inter., 1995. Vol. 122. P. 378–392.
6. Jokat W. et al. New geophysical results from the south-western Eurasian Basin (Morris Jesup Rise, Gakkel Ridge, Yermak Plateau) and the Fram Strait // Geophys. J. Inter. 1995 Vol. 123. P. 601–610.

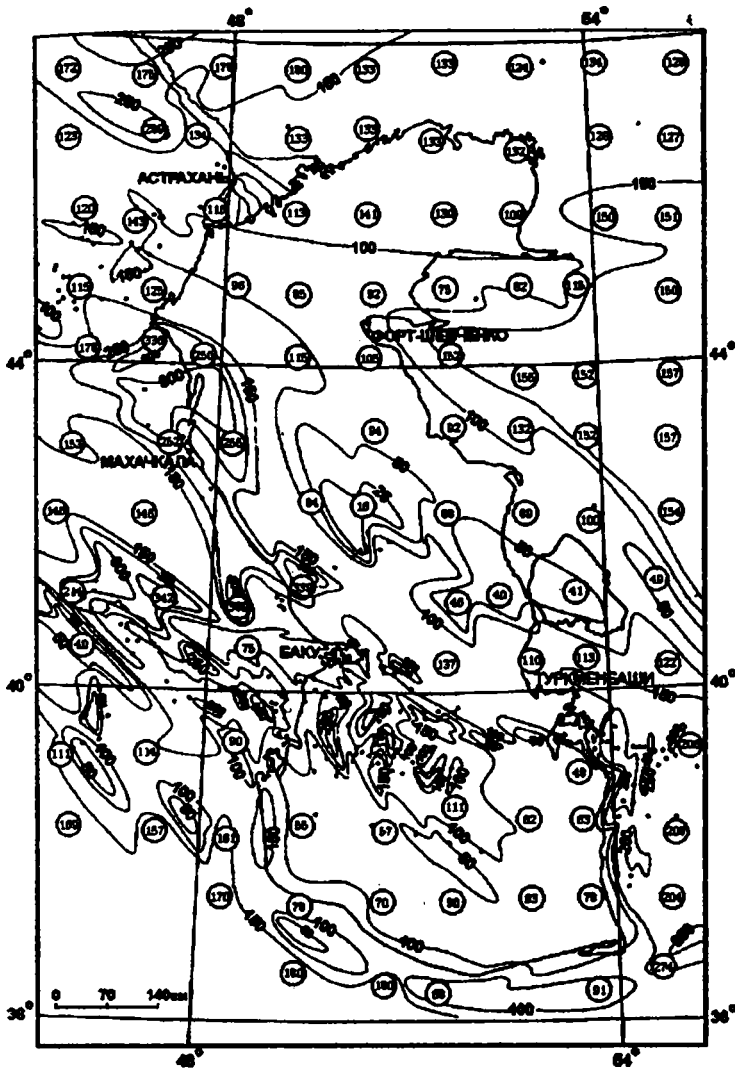
Л.Э. Левин

*Центр региональных геофизических и геоэкологических исследований
имени В.В. Федынского МПР РФ*

Строение и динамика литосферы Каспийского региона

Комплексное решение задачи об особенностях расслоенности термической литосферы и соотношении её глубинных и поверхностных структур (на уровне подошвы фундамента осадочного чехла) основано на данных о тепловом потоке, гравиметрии, сейсмических исследований и сейсмологии. Тепловой поток используется для расчета глубин изотерм 1200 и 600°C, контролирующих границы литосфера/астеносфера и между пластично-вязким и упруго-хрупким слоями литосферы. Методика расчета была неоднократно опубликована ранее [5, 7]. Она основана на решении стандартного уравнения связи теплового потока с температурой на любой глубине с подбором значений параметров теплопроводности и теплогенерации, удовлетворяющих правомерности конечного результата. Проверка правомерности выполняется сопоставлением с данными магнитотеллурических зондирований и геотермических градиентов, а также сопоставлением графиков температура – тепловой поток по методу наименьших квадратов. Диапазон ошибки в расчетах порядка 10–15 %.

Распределение мощности литосферы является нелинейным и находится в пределах от 25 до 300 км (рисунок). Наиболее резким изменением мощности характеризуется район Южного Каспия, что присуще и другим краевым морям, сформировавшимся над зонами субдукции [5]. На западе собственно котловины Южного Каспия устанавливается чередование блоков субмеридиональной ориентировки, где мощность от 25–50 до 250 км. В области поднятия Година мощность порядка 100 км. Все это коррелирует с более ранними результатами магнитотеллурических зондирований [1]. Региональное увеличение мощности до 250–300 км намечается к сооружениям Большого Кавказа, Куринской и Западно-Туркменской впадинам. Орогены Малого Кавказа, Решта и Эльбурса отличаются мощностью литосферы в 50–100 км. Области



КАРТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МОЩНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ
(ТЕМПЕРАТУРА 1200°С). Л.Э.-Телми, 2001.

④ Среднестатистические
результаты расчета
глубины температуры 1200°С

• Пути извлеченной теп-
лового потока и расчета
температуры 1200°С

100 Изоглубы глубин темпера-
туры 1200°С, установлен-
ные и предполагаемые

Скифской и Туранской плит присуще наличие протяженных зон увеличенной до 150–300 км и сокращенной до 25–50 км мощности северо-западной ориентировки. Первая отвечает Терско-Каспийскому прогибу

и его продолжению Северо-Апшеронскому грабену. Вторая Карабогазскому своду и Среднекаспийской котловине. Район сочленения Мангышлака и вала Карпинского выделяется мощностью литосферы в 100–150 км. К северу в сторону Прикаспийской синеклизы мощность вновь возрастает до 250 км.

Мощность упруго-хрупкого слоя литосферы, выделяемого в диапазоне температур до 600°C, изменяется от менее 10–20 до 75–100 км. Наряду со сходством распределения этой мощности с литосферой в целом намечаются и важные различия. Они определяются: наличием в Южном и Среднем Каспии трех небольших по площади блоков, где данный слой по видимому отсутствует, поскольку температура 600°C устанавливается в основании осадочного чехла; наличием протяженной зоны сокращенной до менее 15–20 км мощности в своде орогена Большого Кавказа. Сопоставление с данными магнитотеллурического зондирования [4] и распределения энергии сейсмических волн по глубине [2] обнаруживает, что слой повышенной проводимости на глубине более 150–300 км корреспондирует с оценкой общей мощности литосферы и на малой глубине (15–20 км) с подошвой упруго-хрупкого слоя или, другими словами, кровлей внутрикоровой зоны частичного плавления – т.н. астенолинзой.

Анализ строения разновозрастной и генетически разной поверхности основания осадочного чехла был выполнен на основе использования данных гравиметрии (М.И. Лоджевский), сейсмической томографии (А.Н. Якобсон) сейсмических зондирований и глубокого бурения. Эта поверхность находится в разных соотношениях со строением литосферы. В Южном Каспии зоны наибольших глубин (до 20–30 км) сформировались над зонами сокращенной мощности литосферы и упруго-хрупкого слоя в её составе. Область Среднего Каспия, напротив, характеризуется наибольшими глубинами 14–20 км (Терско-Каспийский, Северо-Апшеронский грабен) над зоной увеличенной мощности литосферы. Сочленение Мангышлака и вала Карпинского, а также юг Прикаспийской синеклизы отличается субширотной ориентировкой зон поднятий и прогибов с глубинами основания от 6 до 16 км.

В целом, область Южного и Среднего Каспия характеризуется продольно-поперечной гетерогенностью строения с крупными глыбовыми поднятиями Година и Карабогазско-Среднекаспийским на востоке, разобщенными глубоким Апшеронским рифтогенным грабеном.

Всего намечается четыре возрастных генерации рифтов: позднемезозойско – раннекайнозойская в Южном Каспии; позднепалеозойско-раннемезозойская Восточно-Скифская [6]; средне–позднепалеозойская с закрытием в раннем мезозое Сарматско-Туаркырская [3] и рифей-раннепалеозойская вдоль южной окраины Прикаспийской синеклизы. Развитие двух наиболее молодых генераций рифтов продолжается до современного этапа, как это следует из решения механизмов в очагах землетрясений [8].

Длительная и сложная эволюция литосферы рассматриваемого ре-

гиона сопровождалась коллизией плит, дроблением древнего (докембрийского ?) фундамента, элементами миграции процессов апвеллинга астеносферы над зонами субдукции, формированием разновозрастных рифтовых систем с элементами тройного сочленения.

Литература

1. *Аширов Т., Дубровский В.Г., Смирнов Я.Б.* Геотермические и геоэлектрические исследования в Южно-Каспийской впадине и природа слоя повышенной проводимости. 1976. Доклады АН СССР, т. 226, № 2. С. 401-404.
2. *Балавадзе Б.К., Тулиани Л.И.* О неоднородности в строении коры Кавказского региона. 1974. Докл. АН СССР, т. 217, № 6, С. 1379-1382.
3. *Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф., Юров Ю.Г.* Строение кряжа Карпинского. 1999. Геотектоника, № 1. С. 28-43.
4. *Гузунава Г.Е.* Взаимосвязь некоторых геофизических полей и глубинного строения Кавказа. Тбилиси. «Мецниереба». 1981. 178 с.
5. *Левин Л.Э.* Литосфера океанов и континентов и её взаимодействие с астеносферой. Изв. Секции наук о Земле РАЕН. 1999. Вып. 3. С. 61-81.
6. *Соколов Б.А., Мирзоев Д.А., Циткилов Г.Д.* Восточно-Скифская рифтовая система и её нефтегазоносность. 1994. Бюлл. МОИП. Отд. геол. Вып. 4. С. 3-8.
7. *Levin L.E., Viskovsky Yu.A.* The Heat Flow of the Earth, Geothermal Gradients and Thermal Regime, set of maps 1:25 000 000 scale. Proc. Inter. Conf. «The Earth's Thermal Field and Related Research Methods». Moscow. 1998. P. 151-153.
8. *Bagirov E., Nadirov R., Lerche I.* Earthquakes, Mud Volcano Eruptions, and Fracture Formation Hazard in the South Caspian Basin. In «Evolution of the South Caspian Basin: Geological Risk and Probable Hazards». Baku. 1997. P. 289-315.

О.М. Лесняк, В.Ю. Баталёв

*Научная станция Объединенного института высоких температур (НС ОИВТ РАН)
РАН, Бишкек, Кыргызстан*

Глубинное строение земной коры в зоне Таласо-Ферганского разлома

Рассматривается детальное строение земной коры в зоне Таласо-Ферганского разлома – важнейшей сейсмотектонической структуры Тянь-Шаня. Проведен совместный анализ гравиметрических, магнито-теллурических, сейсмотомографических и геологических данных. Показано, что в зоне Таласо-Ферганского разлома приходят в соприкосновение блоки земной коры, характеризующиеся различной степенью расчлененности. Наличие в разрезе земной коры инверсионных слоев обуславливает межслоевые деформации и определяет глубину поверхностей срыва (detachments) при реализации тектонических напряжений. Судя по разнообразию типов земной коры в зоне Таласо-Ферганского разлома, глубина заложения последнего изменяется по простиранию.

Исследуется природа положительной аномалии силы тяжести, секущей центральную часть Таласо-Ферганского разлома (к юго-востоку от

его сочленения с линией Николаева), которая не прослеживается на космических снимках [1]. Для этого участка построен плотностной разрез земной коры: плотность пород рассчитана по эмпирической формуле связи со скоростями продольных и поперечных сейсмических волн. Анализ плотностного разреза показал, что положительная аномалия силы тяжести обусловлена слоем высокоплотных пород ($\rho = 2,86 \text{ г/см}^3$), залегающим на глубине 10–20 км.

На карте векторов Визе, построенной в результате магнитотеллурических исследований, на данном участке Таласо-Ферганского разлома наблюдается отрицательная аномалия $ReWzy$, соответствующая вышеописанной гравиметрической аномалии. Интенсивной градиентной зоной в геоэлектрическом разрезе земной коры выражена линия Николаева, зона Таласо-Ферганского разлома проявляется в геоэлектрическом разрезе только с глубины ~ 20 км: в верхней части коры разлом перекрыт пластовым телом. Таким образом, и в плотностном и в геоэлектрическом разрезе в интервале глубин 10–20 км выделяется слой, который перекрывает центральную часть Таласо-Ферганского разлома.

Сопоставление с геологической моделью разреза Северо-Восточной Ферганы [2] позволило сделать предположение, что этот слой сложен серпентинизированными гипербазитами. Сделан вывод о том, что на данном участке Таласо-Ферганский разлом не является «сквозной» субвертикальной структурой, пронизывающей земную кору. Установлено, что в интервале глубин 10–20 км залегаёт слой серпентинизированных гипербазитов, который был «выжат» через зону Таласо-Ферганского разлома параллельно «линии Николаева». Глубже 20 км, так же как и вблизи поверхности, Таласо-Ферганский разлом снова проявляется в геофизических полях.

Литература

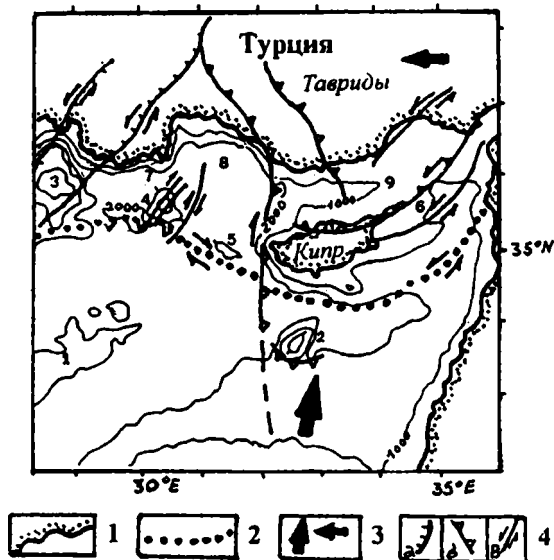
1. Кнауф В.И., Кузнецов М.П., Нурманбетов К., Христов Е.В., Шилов Г.Г. Домезозойские структуры и сейсмичность Киргизии. Фрунзе: Илим, 1981. 75 с.
2. Миколайчук А.В. О базит-гипербазитовом составе «гранитного» геофизического слоя в эвгеосинклинальной зоне южнотянь-шаньских герцинид // Типовые геолого-геофизические модели сейсмичных и асейсмичных районов. Бишкек: Илим, 1992. С. 78–83.

А.Ф. Лимонов

Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

Структура и развитие Кипрской дуги (Восточное Средиземноморье): пример перерастания неогеновой субдукции в коллизию

Восточная часть Средиземного моря является моделью океанского бассейна на стадии замыкания. Конвергенция Афро-Аравийской и Евразийской плит в течение мезозоя-кайнозоя сопровождалась субдукцией



Структурно-кинематическая схема Кипрской дуги

1 – береговая линия; 2 – северная граница Африканской плиты («глубоководный желоб»); 3 – векторы движения Африканской плиты и Анатолийской микроплиты относительно «неподвижной» Европы; 4 – разломы: а – сбросы, б – взбросы и надвиги, в – сдвиги. Изолинии – генерализованные изобаты, м. Цифры на схеме: 1 – Средиземноморский вал; 2 – поднятие Эратосфена; 3 – Родосская впадина; 4 – горы Анаксимандра; 5 – поднятие Флоренс; 6 – восточная часть дуги; 7 – бассейн Финиксе; 8 – бассейн Анталья; 9 – бассейн Киликия-Адана

Строение Кипрской дуги. По сравнению с Калабрийской и Эллинской дугами, обладающими всеми атрибутами океанических, Кипрская дуга построена не типично: желоб редуцирован, отсутствуют аккреционная призма и современный вулканизм. Сегодня дуга представлена своей внешней, невулканической частью и задуговым бассейном.

Глубоководный желоб. В западной части дуги желоб выглядит как 12–15-километровой ширины полоса полуизолированных депрессий с относительной глубиной до 500 м. Отложения по бортам желоба сильно деформированы, на отдельных отрезках желоб демонстрирует транспрессионные структуры типа цветка («positive flower structures»), на других участках борта желоба надвинуты один на другой. Лишь на коротком отрезке, между Кипром и поднятием Эратосфена (см. рисунок) желоб относительно четко морфологически оформлен. Здесь он заполнен слабо деформированными плиоценовыми осадками мощностью около 1 км. Разломные блоки среднеэоцен-верхнемеловых пород северного фланга поднятия Эратосфена последовательно затягиваются в зону остаточной

альпинотипной субдукции под остров. Общее строение желоба убедительно говорит о его замыкании в результате латерального сжатия.

Внешняя невулканическая дуга. В нее входит ряд структурных элементов, имевших свою собственную историю развития.

Современную структуру они приобрели лишь к позднему плиоцену. Самым западным элементом дуги служат горы Анаксимандра, которые находятся фактически на стыке Эллинской и Кипрской дуг. Геофизические исследования и драгирование [3, 4] показали, что горы, состоящие из трех вершин, принадлежат структурным зонам прилегающей Турции. Они отделились от материка в самом конце мессинского века, но основное их погружение пришлось на вторую половину раннего плиоцена. Вероятно, в это же самое время горы испытали раскол, и между ними образовалась обширная срединная долина. В конце плиоцена растяжения сменились сжатием в субмеридиональном направлении, что привело к появлению серии правых сдвигов, развившихся по прежним сбросам, молодым деформациям во впадине Анталя к СВ от гор и полному замыканию желоба к югу от них. Восточная часть гор Анаксимандра является крупной грязевулканической провинцией Восточного Средиземноморья.

Более восточный элемент дуги – поднятие Флоренс – от гор Анаксимандра отделено крупным правым сдвигом. Хотя поднятие было разбурено в рамках программы DSDP, его внутреннее строение до конца не познано. По сейсмическим данным, оно является покровно-надвиговой структурой, развитие которой коррелируется с тектоническими событиями на Кипре. С юга, вдоль желоба, поднятие ограничено широкой транспрессионной правосторонней зоной, к северу его борт погружается в бассейн Анталя. В пределах поднятия относительно ровная доверхнезоценовая (?) поверхность перекрыта тремя надвиговыми пластинами, внедренными в течение позднего эоцена – среднего миоцена. На поднятии Флоренс также обнаружена группа грязевых вулканов (обычно формирующихся в обстановке тектонического сжатия). Простираются и кинематика выявленных складок и разрывов на поднятии Флоренс полностью отвечают современной картине субмеридионального сжатия.

Остров Кипр является более восточным элементом дуги и отделен от поднятия Флоренс крупным разломом, хорошо выраженным в гравитационном поле. Интенсивное воздымание Южного Кипра началось в конце плиоцена, что связывается с инициацией столкновения с блоком Эратосфена [5].

Восточная часть внешней Кипрской дуги представляет собой широкую зону, которая на побережье Турции смыкается с Восточно-Анатолийским сдвигом. В пределах зоны наблюдается сложное сочетание слабдеформированных структурных ступеней, погружающихся с севера на юг, и разделяющих их надвигового-сдвиговых хребтов. Надвиги с южной вергентностью образовались, вероятно, в начале позднего миоцена, маркируя начало коллизии в этом сегменте дуги. Структурные ступени представляют собой осадочные бассейны, в которых мощность

палеоген-четвертичных отложений достигает 2 км.

Задуговой бассейн включает три впадины: Финике, Анталья и Киликия-Адана. Первая из них заложилась в плиоцене, две остальные – не позже среднего миоцена.

Современная кинематика Кипрской дуги. Океанская субдукция в Кипрской дуге началась с раннего миоцена [5] и завершилась в разных сегментах дуги в позднем миоцене – позднем плиоцене. В настоящее время западная часть дуги вдоль границы с Африканской плитой (т.е. по «глубоководному желобу») характеризуется правосторонним смещением [6], в то время как участок восточнее Кипра демонстрирует картину левостороннего смещения вдоль той же границы [7]. Здесь сдвиги развились по предмессинским надвиговым хребтам. Указанная кинематика связана с изгибом дуги и изменяющимся вектором конвергенции плит вдоль их границы. Аккомодация левых и правых смещений в пределах внешней дуги происходит непосредственно западнее Кипра, где сейсмологические материалы прямо указывают на присутствие крупного правого сдвига с надвиговой составляющей [8].

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ, проект № 00-05-64717.

Литература

1. *Limonov A.F., Woodside J.M., Cita M.B., Ivanov M.K.* The Mediterranean Ridge and related mud diapirism: A background // *Marin Geology*. 1996. Vol. 132. P. 7–20.
2. *Lallemant S.J., Chamot-Rooke N., Le Pichon X., Le Meur D.* Geodynamics of the Eastern Mediterranean Sea // *Rapp. Comm. Int. Mer. Medit.* 1998. Vol. 35. P. 8–11.
3. *Woodside J.M., Ivanov M.K., Limonov A.F. (Eds.)*. Neotectonics and Fluid Flow through Seafloor Sediments in the Eastern Mediterranean and Black Seas. Part I: Eastern Mediterranean. UNESCO: Intergovt. Oceanogr. Comm. Technical Series. 1997. № 48. 128 p.
4. *Woodside J.M., Limonov A.F., Dumont J.-F. et al.* The tectonic interaction between the Cyprus and Hellenic arcs at the Anaximander Mountains complex // *Rapp. Comm. Int. Mer. Medit.* 1998. Vol. 35. P. 106–107.
5. *Robertson A.H.F., Kidd R.B., Woodside J.M. et al.* Probing continental collision in the Mediterranean Sea // *EOS*. 1994. Vol. 75. № 21. P. 233–238.
6. *Woodside J.M., Mascle J., Zitter T.A.C. et al.* The Florence Rise, the western bend of the Cyprus Arc // *Marin Geogyl.* 2001 (in press).
7. *Limonov A.F., Leybov M.B., Ivanov M.K. et al.* Structure of the eastern part of the Cyprus Arc // *Rapp. Proc.-Verb. Reunions: Abstracts. Monaco*, 1992. Vol. 33. P. 139.
8. *Papazachos B.S., Papaioannou Ch.A.* Lithospheric boundaries and plate motion in the Cyprus area // *Tectonophysics*. 1999. Vol. 308. P. 193–204.

Р.М. Лобацкая

Иркутский государственный технический университет (ИГТУ), Иркутск, Россия

Связь инфраструктуры разломных зон с характером сейсмичности

На сегодняшний день связь разломообразования и сейсмичности можно считать абсолютно доказанной. В то же время, хорошо известно, что сейсмические события неравномерно распространены в сейсмоак-

тивной разломной зоне, как во времени, так и в пространстве. Сейсмическая активность любой сейсмоактивной зоны, как правило, резко дискретна: на одних ее участках время от времени происходят крупные события, на других – крупные события не отмечаются, но их отсутствие компенсируется наличием слабой постоянной сейсмичности и тектонического крипа. Наиболее ярким примером является известный разлом Сан-Андреас в Калифорнии. В его зоне выделяется четыре участка различающихся по степени повторяемости и сейсмической опасности (мыс Мендосино–Лос-Гатос, Лос-Гатос– с. Чолам, с. Чолам–перевал Кахон, перевал Кахон– оз. Солтон-Си). Первый и третий отрезки характеризуются редкими, но сильными событиями с $M > 6,5$. Второй и четвертый – частыми слабыми событиями с $M < 5$. С этими же участками связаны широко распространенные криповые явления [1].

Аналогичная картина характерна и для многих других крупных сейсмоактивных разломов континентов. Например, если рассмотреть Байкальскую рифтовую зону, то здесь нетрудно увидеть дискретное распределение очагов. В целом, для нее характерно два типа сейсмичности, обусловленных принципиально разными механизмами. К первому относятся сильные землетрясения с афтершоковыми последовательностями или без них, ко второму – рои землетрясений. Для Южной и Средней Байкальских котловин характерны землетрясения выше 14-го класса, афтершоковые последовательности немногочисленны или вовсе отсутствуют, рои выражены весьма слабо. В Северной котловине, напротив, сильных толчков нет, здесь преобладают рои слабых землетрясений. Глубина залегания очагов сильных землетрясений, как правило, не превышает 20–25 км, слабых – 5–10 км. Эта закономерность напрямую связана с характером разломов и типом общей деструкции литосферы в пределах впадин и плечей рифта.

При анализе эволюции разломообразования, начиная с рубежа примерно в 25 млн лет назад, отчетливо выделяются три крупных этапа пространственно-временной последовательности разломообразования и связанной с ним сейсмичности. Для анализа кроме структурно-геологических данных, привлекались данные по молодым площадным и линейным корам выветривания Прибайкалья и данные о возрасте палеосейсмодислокаций и сейсмодислокаций, в результате чего установлены упомянутые эволюционные этапы. Первый охватывает временной отрезок 25–5,4 млн лет назад. В это время на слабо расчлененной поверхности выравнивания формируются многочисленные непротяженные разрывы, рассеянные в полосе заложения будущих рифтовых впадин. Сейсмичность слабая, рассредоточена более или менее равномерно. Второй этап – 5,4–2,6 млн лет назад связан с резким расчленением рельефа, высокими скоростями вертикальных и горизонтальных движений, активизацией Приморского разлома и других краевых разломов рифтовой зоны. Сильные, нередко катастрофические землетрясения этого времени оставили вдоль западного побережья Байкала следы в виде

грандиозных сейсмодислокаций. Третий этап охватил временной промежуток с рубежа 2,5 млн лет назад, когда разломообразование сместилось к южному и северному флангам БРЗ, а в районе оз. Байкал мигрировало к востоку. Соответствующим образом рассредоточилась и сейсмичность. В значительной степени для Южной и Центральной Байкальских впадин эта ситуация продолжает оставаться почти неизменной до настоящего времени. К крупнейшим на восточном побережье Байкала палеосейсмодислокациям следует отнести ряд структур в районе дельты р. Селенга, в том числе и довольно крупные заливы, такие как Посольский Сор и Сор Черкалова [2]. Крупнейшая современная сейсмическая катастрофа произошла в новогоднюю ночь 1862 г. неподалеку от устья р. Селенга, когда в результате землетрясения интенсивностью 10 баллов на Байкале образовался новый залив – Провал, а под водами залива оказалась погребена густонаселенная местность, погибло несколько тысяч человек. Большие разрушения и человеческие жертвы были в городах Улан-Удэ и Иркутске.

Дискретное распределение сейсмичности, но уже несколько иного характера, зафиксировано нами при изучении ряда разломов Средней Азии, а также при анализе картографического материала по разломным зонам Ирана и Турции. Таким образом, проблема связи разломообразования и сейсмичности заключается в дискретности сейсмического процесса и его миграции в сейсмоактивных структурах. Решение этой проблемы снизит риск ущерба от крупных сейсмических событий и существенно уменьшит экономические потери при планировании и проведении превентивных мероприятий по снижению этого риска.

Как уже было сказано связь процессов сейсмичности и разломообразования не является предметом дискуссий – она может считаться доказанной. Именно поэтому логично предположить, что причина отчетливо выраженной дискретности сейсмических процессов в пространстве и во времени связана с дискретной структурой.

Действительно, детальное изучение разломных зон, сформировавшихся в различной тектонической обстановке, указывает на их структурное единство. Для всех разломных зон характерно наличие двух структурных элементов – главного, или магистрального, разлома и деструктивных полей, в которые локализуются сопутствующие разрывы [3]. Плотность раздробленности упомянутых структурных элементов резко различна. Зона магистрального разлома обычно представлена несколькими крупными разломными плоскостями с высоким уровнем линейной и низким уровнем площадной деструкции. В то же время, для деструктивных полей характерна иная картина. Их отличает высокий уровень площадной и низкий уровень линейной деструкции.

Такой характер организации внутриразломного пространства сказывается на специфике формирования напряженно-деформированного состояния внутриразломной области. Из механики разрушения известно, что главными концентраторами напряжений являются концы разломов.

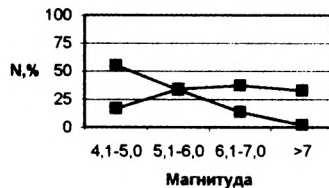
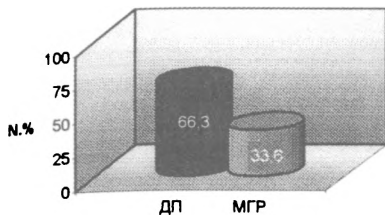
Величину напряжений характеризует коэффициент интенсивности напряжений K_1 . Коэффициент интенсивности пропорционален длине разрыва. Так, две трещины, одна размером $4L$, другая размером L будут иметь одинаковые коэффициенты при их вершинах лишь в том случае, если первая нагружена напряжением σ , а другая 2σ . Поскольку внешние нагрузки на разломную зону распределены в земной коре примерно одинаково, то, следовательно, коэффициенты интенсивности при их вершинах будут иметь различные значения. У трещины длиной $4L$ он составит $2K_1$, а у трещины длиной L он будет в два раза меньшим – K_1 .

Во внутриразломном пространстве у вершин разрывных нарушений, формирующих магистральный разлом, коэффициенты интенсивности напряжений всегда будут иметь более высокие значения, чем у разрывных нарушений, формирующих деструктивные поля. $L_{mg} > L_{dp}$, то $K_1^{mg} > K_1^{dp}$. Высвобождение упругой энергии происходит, когда значение коэффициента интенсивности при вершине разрывного нарушения достигает критической величины K_c и начинается закритический рост разрыва. При этом известно, что величина K_c пропорциональна длине разрыва, – чем длиннее разрыв, тем большая величина напряжений требуется для начала его закритического роста. Учитывая, что процесс накопления напряжений в земной коре идет с относительно постоянными скоростями при неизменном напряженно-деформированном состоянии, то для достижения величины K_c при вершине более длинного разрыва требуется большее время. Отсюда, при вершинах непротяженных многочисленных разрывных нарушений в деструктивных полях величина K_c достигается за промежуток времени, много меньший, чем при вершинах протяженных отрезков магистрального разлома. Это обстоятельство в значительной степени объясняет дискретный характер сейсмического процесса во времени.

Таким образом, теоретически, в пределах зон магистральных разломов должно происходить в течение длительного времени накопление напряжений при вершинах разрывов, слагающих магистральный разлом до достижения значения K_c . После чего начинается закритический рост соответствующего разрыва и выброс накопленной энергии.

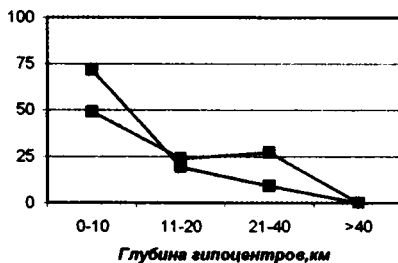
В пределах деструктивных полей значение K_c достигается за короткий промежуток времени, а поскольку количество разрывов в ограниченном пространстве велико, то происходит не накопление, а, напротив, диссипация энергии, реализующаяся в виде слабых сейсмических событий и крипа.

Сопоставим некоторые статистические данные, полученные при анализе инфраструктуры ряда крупных сейсмогенных разломов с характером распределения сейсмичности. Таласо-Ферганский разлом. Количество сейсмических событий, зарегистрированных в областях деструктивных полей, в три раза выше, чем в пределах зоны магистрального разлома. Вероятность событий с высокими магнитудами в деструктивных полях падает, в зонах магистральных разломов возрастает. Вероят-



а

б



в

Соотношения между сейсмическими событиями в деструктивных полях (ДП) и на магистральных разломах (МГР): а – по количеству событий, б – по магнитудам, в – по глубине гипоцентров

ность событий с глубиной очагов более 20 км намного ниже, чем в зонах магистральных разломов. Близкая картина характерна для Главного Колетдагского, Сурхоб-Илякского и Герирудского разломов. Правда, Герирудский разлом на участках за пределами отрезка магистрального разлома в районе Файзабада практически асейсмичен. И в пределах нуристанского и бадахшанского деструктивных полей известны лишь немногочисленные события, на которые приходится не более 23% от общего объема сейсмичности.

В целом же, закономерности распределения сейсмических событий в структурных элементах разломных зон вполне определены. Количество событий в пределах магистральных разломов много ниже, чем в деструктивных полях, в то же время, вероятность событий с магнитудами более 6 и глубинами более 20 км в зонах магистральных разломов несравнимо более высокая, чем в областях деструктивных полей (рисунок).

Литература

1. The San Andreas fault system, California / By R.E.Wallace edited. Washington: USGPO, 1990. 283 p.

2. Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. 168 с.
3. Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 123 с.

С.Б. Лобач-Жученко

Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН. С.-Петербург, Россия

Тектоническая эволюция Карельской провинции в раннем докембрии (3,2–2,4 млрд лет) и ее отражение в геофизических полях

Древнейшие породы Балтийского щита, сохранившие геологическое положение и состав, были сформированы в интервале времени 3,2–3,1 млрд лет; не исключено, что их протолиты имели более древний возраст [1–4]. В это время были образованы “сиалические ядра” – наиболее древние, поддающиеся реконструкции, структуры Балтийского щита. Наиболее крупное ядро составляет часть Водлозерского домена [5]. Небольшие фрагменты древних образований находятся в Северной и Центральной Финляндии. В Северной Финляндии они образуют небольшой (1,4 x 2,6 км) купол, который сложен тоналитами и трондьемитами (возраст 3110 ± 34 млн лет [3] и обрамлен более молодыми супракрустальными породами. На юго-западе Центральной Финляндии выделяется микроконтинент Иисалми, состоящий из ряда мелких блоков, древнейшие породы которых (3,2–3,1 млрд лет [4]) представлены реликтами тоналитового состава. Древнейшие датированные породы (3,3–3,1 млрд лет) Водлозерского сиалического ядра представлены тоналитами, гнейсами (метаандезитами) и, возможно, основными–ультраосновными вулканами. Становлению тоналитов предшествовало образование основных пород, их метаморфизм и мигматизация [5]. В печати. Возраст амфиболитов – субстрата мигматитов – более 3,2 млрд лет, известково-щелочных амфиболитов из толщи метавулканитов – 3,13 млрд лет [1]. Геохимические особенности амфиболитов и метаандезитов сходны с таковыми фанерозойских островодужных серий. Существенную роль среди протолитов тоналитов и гнейсов играли бониниты. Таким образом, на этапе 3,2–3,1 млрд лет внедрение значительных масс кислых и средних магматических пород в более древний субстрат привело к формированию значительного по размеру Водлозерского сиалического ядра. Изотопный состав неодима базитов и многих гранитоидов свидетельствует о значительном вкладе ювенильного материала, производного деплетированной мантии.

На этапе 3,0–2,9 млрд лет происходило разрастание Водлозерского ядра за счет аккреции зеленокаменных поясов и зарождение сиалического ядра в Западной Карелии. Аккреционная структура на западе Водлозерского домена сложена ассоциациями пород различных геодинамических обстановок – океанических плато, океанического дна и океаниче-

ских островных дуг (базальтов, андезитов, интрузий диоритов и тоналитов). Клинья мафитов–ультрамафитов представлены ассоциациями коматииты–базальты, базальты–дайки амфиболитов–линзы серпентинитов [5]. Коматииты обладают геохимическими признаками образования из высокотемпературных расплавов, характерных для плюмов [5].

В Западной Карелии на присутствие в нижней части коры древних пород указывают неопределенные модельные возрасты коровых гранитов (3,1–2,9 млрд лет), кислых вулканитов (до 3,3 млрд лет) и определения возраста единичных зерен циркона методом ТИЭМ.

На этапе 2,9–2,85 млрд лет на северной окраине Водлозерского домена возникают субширотные рифтогенные структуры, эволюция которых привела к образованию Южно-Выгозерского и Каменноозерского зеленокаменных поясов. Одновременно имеет место активный магматизм на всей территории Водлозерского домена, представленный вулканиитами и плутонитами как корового, так и мантийного происхождения. Образование расплавов наилучшим образом объясняется с позиции модели подъема плюма. В Центральной Финляндии в это же время имело место образование протолита тоналито-гнейсов, повторный метаморфизм которых датирован равным 2843 ± 18 млн лет [6].

Процессы, происходившие в течение 1–3 этапов, привели к образованию на юго-востоке щита первой относительно стабильной и крупной (более 60000 кв. км) структуры – Водлозерского домена и, по-видимому, значительно менее устойчивой – Западно-Карельского домена.

В интервале времени 2,85–2,70 млрд лет происходил рост сиалической коры между Западно-Карельским и Водлозерским доменами. На востоке Северной Карелии закладывается Керетская структура, островодужная стадия развития которой относится к этапу 2880–2820 млн лет; несколько позднее возникла западная группа зеленокаменных поясов Северной Карелии. В центре Западно-Карельского домена формируются рифтогенные структуры; связанный с ними вулканизм приводит к образованию зеленокаменных поясов – Костомукшского и пояса Суомуссалми–Кухмо–Типасярви. Несколько позднее (2,75–2,70 млрд лет) происходит субдукция океанической коры под восточный край Западно-Карельского домена с одновременным образованием парагнейсового пояса Иломанси–Хедозеро–оз.Нюк и обширным магматизмом в краевой части домена [5].

Образование коровых гранитов в период 2,70–2,65 млрд лет привело к формированию устойчивой структуры – Фенно-Карельской гранит-зеленокаменной области, состоящей из ряда разновозрастных фрагментов сиалической коры. На заключительном этапе (2,65 млрд лет назад) имел место низко- и умереннобарический гранулитовый метаморфизм. Наиболее реальным источником тепла для плавления материала коры в таких масштабах и высокотемпературного метаморфизма являются основные магмы, связанные с подъемом крупного длительно существующего плюма.

Фенно-Карельская гранит-зеленокаменная область характеризуется в целом пониженным магнитным полем, на котором отмечаются повышения регионального характера и сеть локальных аномалий [7]. Сопоставление геологического строения и магнитных данных показывает, что определяющий вклад в характеристику магнитных полей внесли позднеархейские магматические и метаморфические процессы. Наибольшие региональные аномалии наблюдаются над древними доменами – Водлозерским и Западно-Карельским, особенно над районами проявления позднего (2,65 млрд лет) гранулитового метаморфизма. Пониженное магнитное поле характерно для молодой коры – Центрально-Карельского домена, включающего Северную Карелию и Южное Беломорье.

Последующие после воздымания и денудации Фенно-Карельского кратона раннепротерозойские тектонические процессы, начиная с 2,5 млрд лет, были направлены на фрагментацию кратона – на образование серии рифтогенных структур растяжения. Наиболее значимая рифтогенная система развивалась на границе с Беломорским орогеном [8]. К этой структуре приурочен активный вулканизм, представленный коматиитами, андезитобазальтами и дацит-риолитами, интрузии мафитов-ультрамафитов, в том числе расслоенных, и гранитов. Вторая крупная рифтогенная структура, ориентированная в северо-восточном направлении, расположена в пределах Водлозерского домена. К ней приурочена крупнейшая расслоенная Бураковская интрузия и серия даек СВ направления. По направлению от Беломорского орогена на юго-запад наблюдается сокращение мощностей сумийско-сариолийских супракрупных пород и уменьшение магматической активности [6]. Геохимические особенности связанных с рифтами магматических пород предполагают их связь с плюмами [10, 11]. Аналогичный магматизм проявлен в Беломорском складчатом поясе [11] и на Кольской плите, что свидетельствует о существовании в раннем протерозое огромного плюма, наиболее активная часть которого находилась под Беломорским поясом и прилегающих частях Карельской и Кольской плит.

На гравитационных схемах при трансформации поля силы тяжести в верхние полушария на разные уровни выделяются три крупных региональных максимума [12, рис. 2–4]. Один соответствует северокарельской–беломорской, второй – водлозерской рифтогенным структурам. Скорее всего, они отражают залегание крупных масс основных пород, связанных с подъемом плюма в раннем протерозое. Третий соответствует Ладожской зоне и перекрывает пограничную часть Карельского кратона. Он отражает геологические процессы этапа 1,9–1,8 млрд лет. Ранее [13] было показано сложное глубинное строение этой переходной зоны на основе интерпретации сейсмических профилей.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект N 00-05-64920).

Литература

1. Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Sergeev S.A., Levchenkov O.A. and Krylov I.N. Archaean rocks from southeastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // Prec. Res. 1993. V. 62. P. 375-39.

2. Paavola J.A. A communication of the U-Pb and K-Ar age relations of the Archaean basement in the Lapinlahti-Varpaisjarvi areas, Central Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1986. V. 339. P. 7-15.
3. Kroner A., Compston W. Archaean tonalitic gneiss of Finnish Lapland revisited: zircon ion – microprobe ages // Contr. Min. Petrol. 1990. V. 104. P. 348-350.
4. Huhma H., Paavola J., Holttä P., Manttari I. Dating of high graduate metamorphism with U-Pb and Sm-Nd methods // Lithos. 2000. V. 50. P. 121-136.
5. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др. Фенно-Карельская гранит-зеленокаменная область. Архей // Ранний докембрий Балтийского щита. Л.: Наука, 2002 (в печати).
6. Luukkonen E.J. Structural and U-Pb isotopic study of late Archean migmatitic gneisses of the Lylyvaara, eastern Finland // Trans. Royal Soc. Edinburg: Earth Sci. 1985. V. 76. P. 401-410.
7. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Берковский А.Н. Гнейсо-гранитные ареалы Карелии // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 153-164.
8. Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А. Рифтогенные системы Балтийского щита, их структурная позиция и пространственно-временные соотношения // Магматизм и металлогения рифтогенных структур восточной части Балтийского щита. С.-Пб.: Недра, 1993. С. 10-23.
9. Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. Орогенный вулканизм Карелии. Л.: Наука, 1977. 217 с.
10. Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered intrusions in the eastern Baltic Shield: implication for the timing and duration of Palaeoproterozoic continental rifting // Prec. Res. 1995. V. 75. P. 31-46.
11. Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P., Levskiy L.K. et al. Geochemistry and petrology of 2.40-2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // Prec. Res. 1998. N 92. P. 223-250.
12. Гришин А.С., Рыбаков С.И. Глубинная структура Карелии // Металлогения Карелии. Петрозаводск. Кар. науч. центр РАН. 1999. С. 7-17.
13. Гончаров А.Г., Кальнин К.А., Лизинский М.Д., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Платонова Л.Н. Сейсмологические характеристики земной коры Карелии // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Недра, 1991. С. 53-84.

Д.Н. Локтев, А.А. Спивак

Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия.

Диагностика напряженного состояния тектонических структур на основе анализа микросейсмических колебаний

С учетом размещения действующих и планируемых объектов повышенного риска, а также перспективных в плане освоения недр территорий России, основной интерес с точки зрения установления закономерностей долговременного деформирования и механической устойчивости земной коры представляют исследования платформенных областей. Первостепенной задачей при этом является определение зон и конкретных участков, характеризующихся опасно активными геодинамическими проявлениями и пониженными несущими способностями. Например, формально невысокая сейсмичность Европейской части России и Урала не исключает в ряде случаев возможность непредсказуемых геодинамических проявлений при интенсивном освоении локальных участков, расположенных в потенциально неустойчивых зонах.

Неоднократно показано, что наибольшей активностью характеризуются участки земной коры, расположенные в зонах влияния активных тектонических структур и особенно в узлах их пересечений. Это вызывает необходимость более детальных исследований масштабных характеристик разрывных структур земной коры, а также особенностей и геодинамических закономерностей примыкающих к ним участков.

Многочисленные наблюдения за движениями земной поверхности, результаты регистрации напряженного состояния, геодезические наблюдения и обследование территорий традиционными геологическими методами убедительно свидетельствуют о сильной пространственной изменчивости всех без исключения свойств реальной геофизической среды, а также количественных характеристик ее механического состояния.

Напряженно-деформированного состояния, структурное строение среды определяет характеристики конкретно рассматриваемого участка как механической колебательной системы, что, в свою очередь, определяет параметры местных микросейсмических колебаний и, как следствие, параметры релаксационных процессов, постоянно протекающих в среде вследствие внешнего и внутреннего энергообмена.

Одним из наиболее перспективных способов экспериментального изучения и контроля режима и интенсивности релаксационных процессов, происходящих в геофизической среде, является регистрация микросейсмических колебаний. При этом следует отметить, что в отличие от отдельных дискретных измерений (деформаций, смещений, наклонов поверхности и т.п.) регистрация высокочастотных (с точки зрения классической сейсмологии) микросейсмических колебаний позволяет получать информацию о тонкой структуре деформационных процессов не в отдельных "точках", а одновременно в некоторой области. Микросейсмические колебания содержат информацию о свойствах геофизической среды, условиях ее деформирования и энергообмена. Это позволяет использовать характеристики микроколебаний для диагностики геодинамического состояния среды, а также контроля её механической устойчивости при внешних воздействиях.

В частности, по параметрам микроколебаний среды (импульсным, регистрируемым, как правило, в напряженных скальных массивах, и фоновым) оцениваются: размеры активных блоков и их стесненные деформации за период фоновых колебаний, величина действующих напряжений, а также степень энергонасыщенности и геодинамическая устойчивость конкретного участка [1, 2]. При этом хорошо выделяются области аномального режима деформирования, приуроченные, как правило, к активным участкам разрывных нарушений разного иерархического уровня [3, 4].

Микроколебания местного происхождения отличаются для разных участков геологической среды амплитудно-спектральными характеристиками, насыщенностью высокочастотной составляющей, величиной деформации блоков в стесненных условиях (амплитуда смещения час-

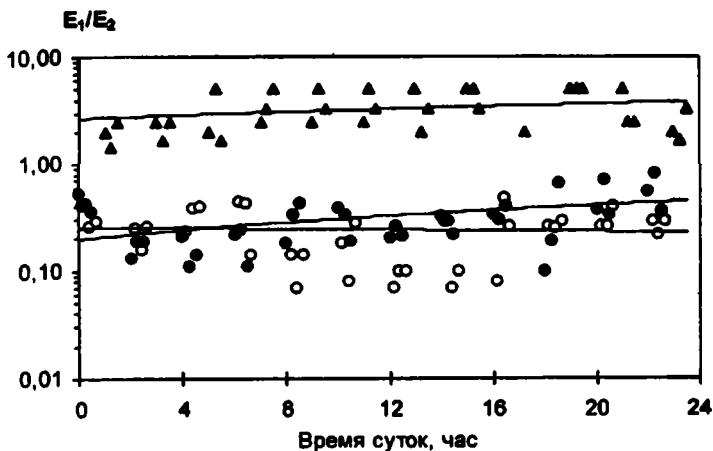


Рис. 1. Отношение спектральной энергии фоновых микроколебаний в диапазонах частот 10–20 Гц и 0,5–10 Гц для трех участков территории ПО «Маяк».

тиц среды за видимый период колебаний), количеством импульсных колебаний релаксационного типа, величиной сброса напряжения при релаксации, а также зависимостью сброса напряжения от дифференциальной подвижки структурных блоков [1].

В качестве примера на рис. 1 представлены отношения спектральной энергии фоновых микроколебаний для некоторых участков территории ПО "Маяк" [4]. Хорошо видно, что участки отличаются по относительному содержанию высокочастотной составляющей микросейсмических колебаний, что в сопоставлении позволяет оценивать их относительные механические свойства (например, интегральную "жесткость").

В качестве примера оценки геодинамической устойчивости локальных участков на рис. 2 приведена выборка данных по регистрации импульсных микроколебаний релаксационного типа в одном из районов долины Валтеллина (Италия), характеризующегося низкой устойчивостью горных склонов [3]. Хорошо видно, что зоны линейных разрывных нарушений характеризуются аномально интенсивным режимом релаксационных процессов. Более детальный анализ по отдельным участкам, прилегающим к разрывным нарушениям показывает, что разные по масштабу структурные нарушения проявляются разной амплитудой релаксационных импульсов. С использованием подхода, предложенного в работе [5], можно оценивать степень механической устойчивости локальных участков земной коры по величине отклонения интегральных характеристик релаксационного процесса от своих "начальных" значений со временем. В частности, анализ режима релаксационных процессов на участках 1–5 (рис. 2), характеризующихся повышенной релакса-

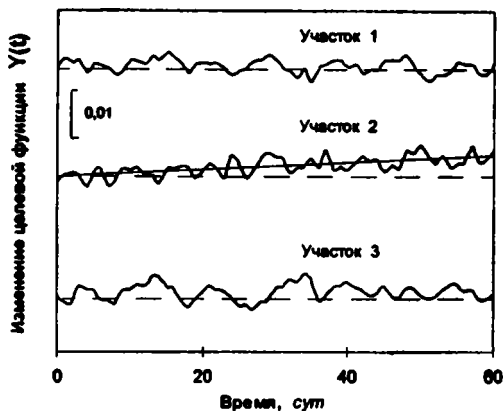
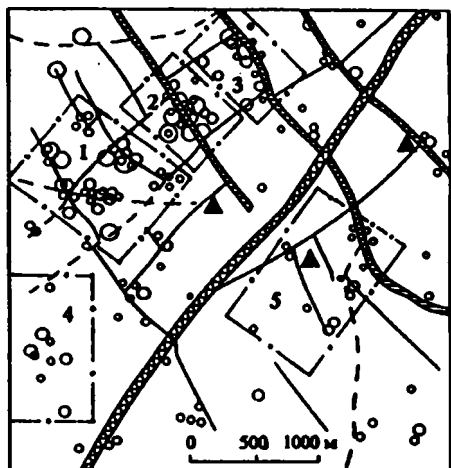


Рис. 3. Изменение целевой функции геодинамической устойчивости участков 1-3 со временем.

свидетельствует о развивающейся в среде нестабильности геомеханических процессов.

Литература

1. *Спивак А.А.* Релаксационные процессы и механическое состояние локальных участков земной коры // Доклады Академии наук, 1998. Т. 363, N 2, с. 246-249.

Рис. 2. Распределение очагов релаксации в районе г.Грозно; треугольники – пункты трехкомпонентной микросейсмической регистрации; кружки – очаги импульсных колебаний релаксационного типа разной амплитуды; 1, 2, 3 – соответственно тектонические разломы III, IV и V рангов.

цией, позволяет уверенно ранжировать отдельные склоны по механической устойчивости – по предположенности к склоновым явлениям, например, их обрушению. В качестве примера на рис. 3 приведены изменения целевой функции геодинамической устойчивости $Y = \Sigma W_i$ от времени для участков 1-3 (W_i – относительные изменения регистрируемых параметров микросейсмических колебаний с весовыми коэффициентами [5]). Из рис. 3 отчетливо видно, что наименьшей механической устойчивостью отличается 2-й участок (скорость релаксационных процессов, протекающих в среде, не соответствует динамике деформационных процессов). Значимые изменения в режиме релаксации конкретных участков горных массивов

2. Спивак А.А., Стунгин В.Г. Определение действующих напряжений и особенностей деформирования блочных структур на основе регистрации микроколебаний геологической среды // Геозкология, 1998, № 4, с. 71-88.
3. Адушкин В.В., Спивак А.А., Башилов И.П. и др. Релаксационный контроль района Южных Альп, характеризующегося низкой устойчивостью горных склонов // Физика Земли, 1993, №10, с. 103-107.
4. Адушкин В.В., Спивак А.А., Локтев Д.Н. Диагностика массивов горных пород территории ПО "Маяк" по результатам мониторинга релаксационных процессов// Вопросы радиационной безопасности, 1997, №1. С. 18-30.
5. Спивак А.А. Релаксационный контроль и диагностика массивов горных пород // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых, 1994, №5. С. 8-26.

М.Г. Ломизе

Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

Тектонические условия заложения зон субдукции на континентальных окраинах

Преобразование пассивных континентальных окраин в активные – один из элементов направленной тектонической эволюции в рамках цикла Вильсона. Главным субдукционным поясам свойственно устойчивое, длительное развитие, это структуры глобального масштаба, глубинное продолжение которых прослеживается сейсмической томографией до низов мантии. Между тем, каждый такой пояс – совокупность многих зон субдукции, которые закладываются и отмирают в зависимости от локальных геологических и геодинамических условий, так что длительность их существования может быть гораздо меньшей: в рассмотренных ниже примерах – от 30 до 90 млн лет (из современных зон субдукции исключение составляет центральный отрезок Андской зоны, возраст которого уже превысил 220 млн лет). Именно такие, частные зоны субдукции изучает геолог при региональных исследованиях.

Тектонические условия заложения зон субдукции на континентальных окраинах разнообразны. Обычно субдукция приходит на смену или обстановке растяжения и спрединга, или трансформному режиму, или же возобновляется после аккреционной паузы, обдукции и складчатонадвиговых деформаций. В одних случаях субдукция направляется под край жесткой континентальной единицы (континента, микроконтинента), в других – под сложные по составу и структуре аккреционные комплексы. В зависимости от этого субдукционный вулканический пояс формируется поверх консолидированной континентальной коры и ее чехла, или же дискордантно накладывається на разнородное складчатое основание.

Именно по вулканическому поясу обычно датируют образование новой зоны субдукции. Между тем детальные палеотектонические реконструкции должны учитывать и более раннюю, начальную фазу развития зоны субдукции: от ее заложения до того момента, когда уходящая вниз океаническая плита достигает критических глубин и инициирует вулка-

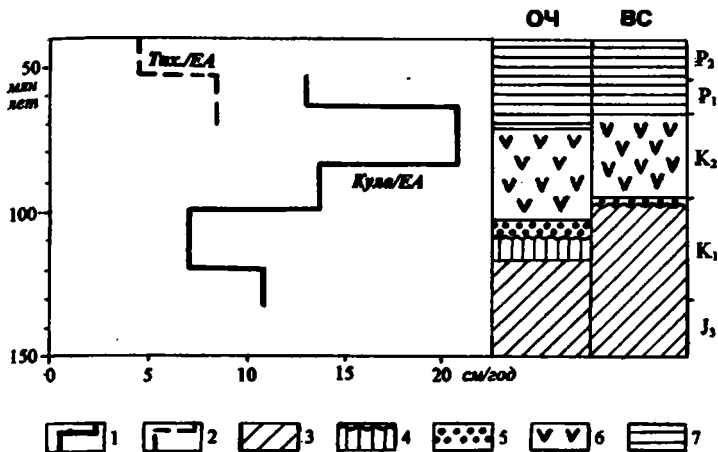
низм. Расчетная длительность такой амагматической начальной фазы субдукции варьирует от 2 до 8 млн лет в зависимости от сочетания скорости конвергенции, наклона зоны Беньофа и глубинности ее магмогенерирующего отрезка, известных по современным наблюдениям. Геологическое выражение этой начальной фазы субдукции рассмотрено нами на материале по нескольким зонам субдукции мезозоя и палеозоя. Судя по геологическим данным, начальная фаза субдукции протекала в них по-разному, намечаются два варианта событий.

I. Начало субдукции сопровождается сжатием и поднятием континентальной окраины, о чем можно судить по стратиграфическому перерыву и складчато-надвиговым деформациям, непосредственно предшествовавшим формированию вулканического пояса. Такая последовательность событий особенно детально прослежена для Понтийско-Закавказского вулканического пояса на северном обрамлении мезозойского океана Тетис, где в среднеюрское время пассивная континентальная окраина преобразовалась в активную. Произошли общее сжатие и поднятие окраины с отмиранием на ней рифтогенных структур и их магматизма, а также складчатость и надвиги с последующим прогревом утолщенной коры (по К-Аг данным). Сначала была приподнята ближайшая к океану часть континентальной окраины, затем морская регрессия распространилась на всю ее ширину. Стратиграфический перерыв, определяющий там продолжительность амагматической начальной фазы субдукции, охватывает зоны *Graphoceras concavum* верхнего аалена и *Sopnina sowerbyi* нижнего байоса (около 3 млн лет) [2].

По той же схеме, вероятно, начиналась субдукция и на северном обрамлении палеозойского Туркестанского океана. Заложение Чаткало-Кураминского вулканического пояса сопровождалось там осушением карбонатной платформы (пассивной окраины субконтинента) в первой половине башкирского века среднего карбона, а также складчатыми деформациями [1].

Девонский вулканический пояс Казахстана наложен на сложное гетерогенное основание, образовавшееся в результате аккреции островодужных систем главным образом в таконскую фазу с последующим накоплением флишoidов и морских моласс в позднем ордовике – силуре на одних участках, и денудацией на других. Тем не менее, прослеживается общее поднятие континентальной окраины в первой половине локховского века раннего девона (в «айнасуйское время»), непосредственно перед образованием магматического пояса [5]. Угловое несогласие в основании вулканитов указывает на складчатость.

II. Начало субдукции не сопровождается заметным сжатием или поднятием континентальной окраины. Напротив, происходит ее незначительное опускание (общее или локальное) с накоплением наземных и мелководно-морских обломочных отложений, которые согласно подстилают субдукционный вулканический пояс. Таковы соотношения в основании мезозойских Восточно-Сихотэалинского и Охотско-Чукотского поясов на Тихоокеанском обрамлении. В первом из них самые молодые



Корреляция изменений тектонического режима активных континентальных окраин на северо-западном обрамлении Тихого океана со скоростями конвергенции литосферных плит. ОЧ – Охотско-Чукотский сегмент, ВС – Восточно-Сихотэалиньский сегмент

1 – скорости конвергенции Евразии и океанической плиты Кула, по Д.Энgebрет-сону и др.; 2 – скорости конвергенции Евразии и Тихоокеанской плиты по К.Нортрупу и др.; 3 – аккреция и трансформный режим; 4 – деформации сжатия и сдвига с общим поднятием окраины; 5 – опускание, отмеченное континентальными отложениями; 6 – образование субдукционных вулканоплутонических поясов; 7 – поднятия и рифтогенные обстановки.

толщи складчатого фундамента, образовавшегося в результате аккреции у континентальной окраины трансформного типа [4], датируются средним-поздним альбом. Амагматической начальной фазе субдукции соответствуют обломочные, в том числе озерные отложения самых верхов альба – низов сеномана, которые перекрывают фундамент с резким угловым несогласием. На них согласно залегают наземные пирокластические и эффузивные породы сеномана, начинающие разрез вулканического пояса.

Формирование аккреционного фундамента Охотско-Чукотского пояса в барреме-апте, которое сопровождалось складчато-надвиговыми деформациями, поднятиями и денудацией, также завершалось в условиях трансформного (с левосторонними смещениями) режима континентальной окраины [3]. Наиболее вероятное время начала субдукции приходится на конец апта – ранний альб, когда произошло накопление моласоидных толщ, согласно подстилающих среднеальбские горизонты низов вулканического пояса. Преобразование трансформной континентальной окраины в субдукционную и здесь, и для Восточно-Сихотэалиньского пояса могло быть обусловлено перестройкой движения литосферных плит, резким увеличением скорости конвергенции Евразии с океанической плитой Кула (см. рисунок).

Исходя из геофизических данных о глубинном строении современных зон субдукции, можно предположить причины различия между рассмотренными выше двумя вариантами амагматической начальной фазы субдукции. Характерное для первого из них устойчивое горизонтальное сжатие вкрест простиранию континентальной окраины, вероятно свидетельствует о высоких силах сцепления на конвергентной границе. Судя по Понтийско-Закавказскому вулканическому поясу, для которого есть наиболее полные данные, это могло быть обусловлено молодостью и соответствующей плавучестью начинавшей субдуцировать литосферы, возраст которой в рассматриваемом случае (по датировкам офиолитов) не превышал в средней юре 50 млн. лет. При заложении зоны субдукции такая литосфера, упирающаяся в край встречной плиты, могла отжиматься вниз и поддвигаться только при большом горизонтальном сжатии. Оно поддерживалось до тех пор, пока фронт слэба, уходя на глубину, все еще взаимодействовал с литосферой, а затем, когда слэб вошел в относительно вязкое вещество астеносферы, сжимающие напряжения снизились: континентальная окраина опустилась ниже уровня моря, а деформации сжатия прекратились. Вслед за этим субдукция достигла глубин, где она инициировала магнообразование.

Для второго варианта амагматической начальной фазы субдукции, когда континентальная окраина не испытывает горизонтального сжатия, вероятен механизм, предложенный П.Циглером с соавторами [7] исходя из параметров зрелой (мощной и тяжелой) океанической литосферы [6]. Ее субдукция сопровождается гравитационным погружением в астеносферу и откатом глубоководного желоба, что снимает горизонтальное сжатие у конвергентной границы.

Литература

1. Геология и полезные ископаемые республики Узбекистан. Ташкент: «Университет», 1998. 723 с.
2. Ломизе М.Г., Панов Д.И. Амагматическая начальная фаза субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса // Геотектоника. 2001. № 4.
3. Филатова Н.И., Вишневецкая В.С. Роль тектонической дисперсии при формировании периферических орогенных поясов // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС. 2000 (Материалы XXXIII Тектонического совещания). С. 541-544.
4. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5-34.
5. Щеголева Л.А., Беляев О.Е., Биленко Е.А. и др. Новые данные о корреляции вулканогенных толщ нижнего и среднего девона широтного и восточного сегментов Девонского вулканического пояса и смежных областей Центрального Казахстана // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука, 1993. С. 82-99.
6. Erickson S.G., Arkani-Hamed J. Subduction initiation at passive margins: the Scotian Basin, Eastern Canada as a potential example // Tectonics. 1993. Vol. 12. № 3. P. 678-687.
7. Ziegler P.A., van Wees J.-D., Cloetingh S. Mechanical control on collision-related compressional intraplate deformation // Tectonophysics. 1998. Vol. 300, № 1-4. P. 103-129.

Особенности внутреннего строения зон сейсмоактивных разломов в областях с различным напряженным состоянием литосферы (на примере Прибайкалья)

Многие сейсмоактивные разломы представляют собой древние, неоднократно активизированные структуры. Элементы их внутреннего строения несут информацию о различных этапах становления и активизации разломных зон. Для оценки факторов, определяющих изменения геофизических полей и проявления сейсмичности в пределах таких зон разломов, необходимо изучение особенностей влияния современного поля тектонических напряжений на их внутреннее строение. Для решения подобной задачи в Прибайкалье проведен сравнительный анализ зон хорошо известных сейсмоактивных разломов – Приморского, Тункинского и Главного Саянского. Согласно карте напряженного состояния верхней части литосферы Земли [2], Приморский разлом находится в области растяжения, Тункинский – в области растяжения со сдвигом и Главный Саянский – в области сжатия со сдвигом.

Исследование внутреннего строения выбранных дизъюнктивов проводилось путем изучения разрезов по долинам рек Сарма, Кынгарга и Иркут, пересекающих зоны разломов вкрест простираения. Наблюдения велись через 50–100 м и включали в себя геолого-структурную документацию разреза, сопровождаемую измерением плотности трещин на 1 м^3 (n), и их количества на 1 м^2 (N), фотосъемкой стенок обнажения для расчета фрактальной размерности трещинной сети (D_f) и массовыми замерами (по 100 трещин).

Результаты детального изучения разрезов суммированы в таблице, где отражены основные структурные и тектонофизические характеристики всех трех разломных зон. Их сравнение позволило выявить некоторые особенности внутреннего строения разломов, развивающихся в областях с различными типами напряженного состояния.

1. Установлено, что внутреннее строение зон разломов состоит из частных зон разрывных нарушений, представленных дроблением, рассланцеванием, трещиноватостью и милонитизацией, разделенных относительно слабо нарушенными блоками. В свою очередь, анализ распределения параметров трещиноватости показал сложное зональное строение зон влияния частных сместителей, в пределах которых выделяются участки с интенсивной, высокой и повышенной нарушенностями горных пород.

2. Наибольшие величины мощности главного и частных сместителей, а также областей их влияния характерны для зон разломов, развивающихся в областях с переходным типом напряженного состояния (сжатие

со сдвигом и растяжением со сдвигом) – Тункинского и Главного Саянского.

3. Анализ распределения значений параметров трещиноватости и фрактальной размерности свидетельствует о большей нарушенности горных пород и более сложной сети трещин в зонах Тункинского и Главного Саянского разломов. При этом если в зоне Тункинского разлома указанные показатели достигают максимальных величин по абсолютным значениям и носят сосредоточенный характер, то в зоне Главного Саянского разлома они несколько ниже, но охватывают большие площади. В результате среднее расстояние между крайними окончаниями участков с интенсивной нарушенностью пород в обстановке сжатия со сдвигом (Главный Саянский разлом) 100–300 м, а в обстановке растяжения и растяжения со сдвигом (Приморский и Тункинский разломы) – 1360–1635 м.

4. Роза-диаграммы простираний частных зон разрывных нарушений показали более сложную геометрическую картину их взаимоотношений в зонах разломов, расположенных в областях с переходными типами напряженного состояния. Наиболее ярко это проявлено для зоны Тункинско-Саянского сброса, где выделяются три основных направления разрывов. Большой разброс в ориентировке тектонических нарушений характерен для структур, развивающихся в области растяжения со сдвигом, что сопоставимо с результатами моделирования [3].

5. Анализ характера проявления и распределения в зонах изученных разломов различных типов структурных рисунков на диаграммах массовых замеров трещиноватости (тройки, пояса, конуса и пирамиды скальвания и др.) позволил распределить дизъюнктивы по убыванию степени сложности проявления трещинных деформаций следующим образом: Тункинский, Главный Саянский, Приморский.

6. Восстановление формы блоковых структур путем экстраполяции разрывных нарушений одного иерархического уровня показало преобладание в зонах изученных разломов клиновидных и пластиновидных блоков. В то же время отличием зон Тункинско-Саянского разломов является появление блоков треугольной формы, типичных для структур, развивающихся в областях со значительной сдвиговой составляющей поля напряжений.

7. Отмечено существенное влияние типа регионального поля напряжений на преимущественное направление подвижек по плоскостям трещин. Для Приморского разлома (условия растяжения) характерны в основном субвертикальные смещения, в зонах Тункинско-Саянского разломов (условия растяжения со сдвигом и сжатия со сдвигом) частота встречаемости субгоризонтальных, косых и субвертикальных штрихов практически одинакова.

8. Результаты реконструкции полей тектонических напряжений локального уровня (по данным изучения трещиноватости) показывают, что даже при значительных вариациях в ориентировке осей главных нор-

Основные структурные и тектонофизические характеристики изученных разломов

№	Характеристики		Приморский разлом	Тупиковый разлом	Главный Саянский разлом		
1	общие	длина разлома, км	200	200	1000		
2		возраст заложения	нижний протерозой	нижний палеозой	докембрий		
3		климатический тип разлома	правый	левый	левый		
4		тип регионального поля напряжений	растяжение	растяжение со сдвигом	сжатие со сдвигом		
5	Элементы внутреннего строения зон разломов	аз.глад. и угол главного сместителя	145-155/45-65	175/60-80	205-210/65-88		
6		мощность зон нарушений, м	0,05-35	0,05-70	0,05-230		
7		предполагаемая форма блоков	клиновидные, пластинчатые	клиновидные, пластинчатые, треугольные	пластинчатые, клиновидные, треугольные, ромбовидные		
8		преобладающее направление зон разрывных нарушений	СВ, ВСВ	В-З, С-Ю, СВ	СЗ, В-З		
9		строение областей влияния частных сместителей	зональное	зональное	зональное		
10		ширина областей влияния частных сместителей, м	55 - 475	20 - 1050	127 - 1006		
11		ширина области влияния главного сместителя, м	255	1050	487		
12		ширина слаборазрывных блоков, м	9 - 491	18 - 562	64 - 318		
13		среднее расстояние между областями влияния частных сместителей с участками интенсивной нарушенности горных пород, м	1411	1360 - 1635	100 - 300 и		
14		Элементы параметров	минимальные	D _r	1,10	1,13	1,15
15				N	11	12	10
16				a	2	8	7
17			среднеарифметические	D _r	1,30	1,37	1,33
18	N			21	27	27	
19	n			28	45	47	
20	максимальные		D _r	1,47	1,61	1,48	
21			N	44	50	44	
22			n	136	208	87	
23	распределение углов склонения штрихов, в %		0-30	19	39	33	
24			30-60	19	29	32	
25			60-90	62	32	35	
26	Структурные и литологические	типы локальных полей напряжений	растяжение	растяжение со сдвигом, сдвиг	сдвиг, сжатие		
27		типы структурных парагенезисов трещиноватости	повса трещиноватости	конуса и пирамиды скальвания, повса трещиноватости	трояка, повса трещиноватости, конус скальвания		
28		распределение косвенных признаков активности по профилю (штрихов и т.п.)	в пределах областей влияния сместителей	по всему профилю	по всему профилю		
29	другие	палеосейсмодислокации в зонах разломов, их длина и последнее время активизации	Сарминская, 6 км 10100 лет	Аршанская, 15 км 3590 лет	Восточно-Саянская, 60 км < 400 лет		
30		Сейсмическая активность (десятичный lg удельного сейсмического момента)	7,9	9,5	8,1		

мальных напряжений, тип локального поля напряжений в целом согласуется с региональным. Для зоны Приморского разлома это преимущественно растяжение. В зоне Главного Саянского разлома восстановленные локальные поля напряжений отвечают только «чистому» сдвигу или «чистому» сжатию. В зоне Тункинского разлома вместе с полями напряжений, отвечающими растяжению или сдвигу, отмечается поле переходного типа – растяжение в сочетании со сдвигом, а местами устанавливается одноосное или осесимметричное напряженное состояние, указывающее на более сложные условия деформации, нежели в зоне Приморского и Главного Саянского разломов.

В целом, полученные результаты свидетельствуют о том, что внутреннее строение зон изученных разломов различается как по особенностям проявления и кинематики отдельных элементов (форме блоков, структурным рисункам трещиноватости, направлениям подвижек по трещинам, локальным полям тектонических напряжений и т.д.), так и по основным количественным параметрам (мощности зон влияния частных сместителей, частоте встречаемости зон интенсивно нарушенных пород и т.д.). При этом более сложное строение установлено для зон разломов, активизированных в областях, характеризующихся переходным типом напряженного состояния (сочетания растяжения со сдвигом и сжатия со сдвигом). Кроме того, более высокие значения численных параметров, описывающих внутреннее строение зон Тункинского и Главного Саянского разломов, могут быть связаны также с большей активностью этих дизъюнктивов в голоцене. Об этом свидетельствует масштаб палеосейсмодислокаций, приуроченных к ним, и более позднее время их формирования и активизации, а также известные работы по оценке современной сейсмической активности разломов [1]. Однако главным фактором, влияющим на внутреннее строение зон разломов, является поле тектонических напряжений.

Основные выводы проведенного исследования.

- Внутреннее строение основных сейсмоактивных разломов в различных частях Прибайкалья различается в зависимости от типа напряженного состояния литосферы и относительной степени активности разлома в кайнозое.

- Наиболее сложное внутреннее строение характерно для Тункинского и Главного Саянского разломов, развивающихся в областях с переходными типами напряженного состояния земной коры. Это может отражать общую сложную ситуацию в Южном Прибайкалье, для которого характерно тесное соседство различных типов полей тектонических напряжений как регионального, так и локального уровня.

Работа выполнена при поддержке гранта ИГСО-77 и проекта РФФИ № 01-05-97226.

Литература

1. Рундквист Д.В., Соболев П.О., Ряховский В.М. Отражение различных типов разломов в сейсмичности Байкальской рифтовой зоны // ДАН. 1999. Т. 366, № 6. С. 823–825.

2. Шерман С.И., Лунина О.В. Новая карта напряженного состояния верхней части литосферы Земли // ДАН. 2001. Т. 378, № 5. С. 672-674.
3. Clifton A.E., Schlische R.W., Withjack M.O., Ackermann R.V. Influence of rift obliquity on fault-population systematics: Results of experimental clay models // J. Struct. Geol. 2000. V. 22. P. 1491-1509.

М.В. Лучицкая, С.А. Силантьев, С.Д. Соколов

*Геологический институт РАН
Институт геохимии им.Вернадского*

Возможные источники расплавов и Р–Т условия эволюции интрузивных комплексов Прибрежно-Тайгоносского пояса, южная часть п-ова Тайгонос (по данным изучения ксенолитов)

Полуостров Тайгонос является одним из ключевых тектонических сегментов Западно-Корякского складчатого пояса, расположенного на стыке Верхояно-Колымской и Корякско-Камчатской складчатых областей, вдоль простираения которого реконструируется конвергентная граница плит Палеоокеана и Азиатского континента позднеюрского-раннемелового возраста [3, 4, 5]. С севера на юг здесь выделяется несколько тектоностратиграфических террейнов: Авековский, Центрально-Тайгоносский и Береговой. Центрально-Тайгоносский и Береговой террейны разделяются крупным зональным Восточно-Тайгоносским гранитоидным плутоном. Отложения аккреционной призмы Берегового террейна и метаморфизованные образования преддуговой области Центрально-Тайгоносского террейна прорываются интрузивами Прибрежно-Тайгоносского пояса. Они сложены небольшими телами габбро-диоритового и диорит-гранодиоритового состава, располагающимися вдоль юго-восточного побережья полуострова Тайгонос.

Данные ^{40}Ar – ^{39}Ar датирования позволяют предполагать, что возраст гранитоидов Восточно-Тайгоносского пояса составляет 103.1 ± 0.5 и 103.3 ± 0.3 млн лет, Прибрежно-Тайгоносского пояса – 100.9 ± 0.6 , 101.3 ± 0.5 , 103.5 ± 1.9 и 101.1 ± 0.4 млн лет [2].

Район м.Поворотный (южная часть п-ова Тайгонос) характеризуется чешуйчато-надвиговой структурой южной вергентности, в которой с севера на юг выделяются пластины, разделенные полосами серпентинитового меланжа (рисунок).

Самая северная пластина сложена вулканогенно-осадочными отложениями лагерьной толщи J2–K1br возраста, олистостромой и терригенным меланжем. Вулканические породы имеют геохимические характеристики вулканитов энсиматических островных дуг [4, 6, 10]. С юга пластина граничит с Главным полем серпентинитового меланжа, южнее которого выделяется серия пластин, сложенных кремнисто-базальто-

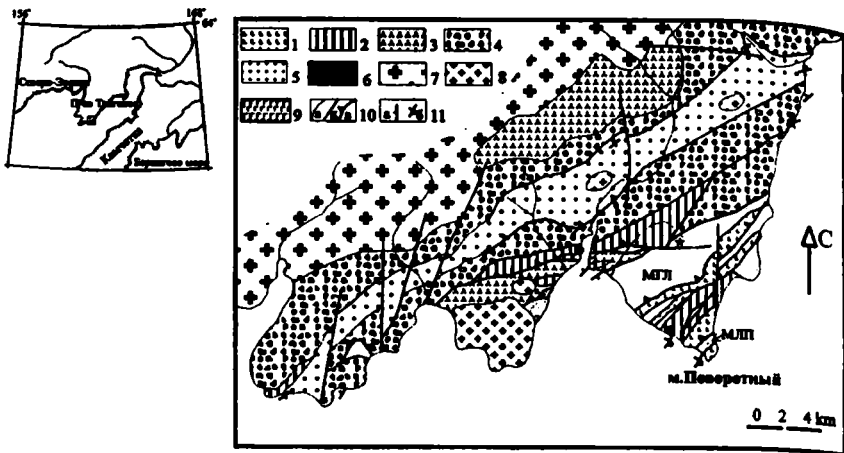


Рис. 1. Тектоническая схема района мыса Поворотный (составлена Г.Е.Бондаренко с использованием материалов Г.Е.Некрасова)

1 – вулканогенно-кремнистые разрезы "кинговеевского" типа, Т–К₁; 2 – полимиктовые (J₂₋₃) и вулканомиктовые (J₃–K₁) турбидиты неразделенные; 3 – вулканогенно-осадочные разрезы "лагерного" типа, J₂₋₃; 4 – терригенный аккреционный меланж (тектонизированная олистострома), J₃–K₁; 5 – существенно грубо-терригенная толща с горизонтами вулканомиктовых турбидитов, K₁br–h; 6 – серпентинитовый меланж (МГЛ – главное поле меланжа, МЛП – меланж мыса Поворотный); 7, 8 – гранитоиды: 7 – Восточно-Тайгоносского массива; 8 – Прибрежно-Тайгоносского пояса; 9 – габбро, диориты, тоналиты из тектонического блока; 10 – стратиграфические контакты (а), субвертикальные разломы (б), надвиги (в); 11 – элементы залегания слоистости: нормальное (а), опрокинутое (б)

выми ассоциациями Т2–К1, разделенных маломощными полосами серпентинитового меланжа и пластиной полимиктовых турбидитов J2–3.

Юго-западнее м. Поворотный расположен габбро-диорит-тоналитовый массив (ГДТМ), входящий в состав Прибрежно-Тайгоносского пояса. С СВ он имеет тектонический контакт с пластиной серпентинизированных гипербазитов. Далее в СВ направлении серпентинизированные гипербазиты по тектоническому контакту граничат с изолированным интрузивным габбро-диоритовым блоком (ГДТБ), включенным в серпентинитовый меланж и сложенным габбро, диоритами и, в меньшей степени, тоналитами, который подстилается пластиной, сложенной вулканогенно-осадочными отложениями лагерной толщи. На северо-западе массив имеет интрузивный контакт с лагерной толщей.

В массиве присутствуют три типа ксенолитов. Первый представлен породами рамы, т.е. вулканогенно-осадочными образованиями лагерной толщи. Ко второму относятся более меланократовые и мелкозернистые породы, чем вмещающие гранитоиды. Ксенолиты этого типа присутствуют во всем объеме массива и характеризуются резкими контактами с вмещающими породами. Обычно они имеют округлую, эллипсоидную,

реже сильно вытянутую форму. Третий тип ксенолитов представлен меланократовыми породами, часто с полосчатой текстурой, как правило, причудливой формы. Один образец представлен ультраосновной породой.

Данные о составах главных породообразующих минералов и их соотношениях позволяют предполагать, что в породах ГДТМ, ГДТБ и ксенолитах, устанавливаются признаки трех главных процессов, определивших их вещественную эволюцию: 1) магматического (формирование ГДТМ, пород ГДТБ и протолита ассоциации ксенолитов); 2) термально-контактного метаморфизма (частичная перекристаллизация ксенолитов при их захвате магматическими расплавами); 3) умеренно-низкотемпературного метаморфизма интрузивных пород и ксенолитов. В результате использования базы экспериментальных данных по фазовым равновесиям изверженных горных пород ИНФОРЭКС [1] в сочетании с данными по составу минералов для перечисленных выше этапов магматической и метаморфической эволюции пород ГДТМ, ГДТБ и ксенолитов были получены следующие интервалы температур и давлений: 1) магматический: $T=800-900^{\circ}\text{C}$ и $900-1000^{\circ}\text{C}$ при $P = 5-10$ кбар; 2) контактово-метаморфический: $610-800^{\circ}\text{C}$ при $P = 5-6$ кбар; 3) метаморфический (умеренно-высокотемпературный): $500-590^{\circ}\text{C}$ при $P = 3-4$ кбар и 4) метаморфический (низкотемпературный): $\leq 450-500^{\circ}\text{C}$ при $P \leq 2$ кбар.

Содержания главных элементов, характер распределения некогерентных КИЛ и ВЗЭ элементов в породах ГДТМ, ГДТБ и ксенолитах позволяют относить большую часть этих пород к семейству плутонических дериватов субщелочного магматизма, продуцирующего известково-щелочные серии островных дуг.

По вариациям содержаний главных элементов клино- и ортопироксены ксенолитов и вмещающих их пород ГДТМ соответствуют полям состава пироксенов разнообразных вулканических и плутонических представителей известково-щелочной серии и диоритовых плутонов с умеренно-щелочной геохимической специализацией.

Составы высоко-А1 роговой обманки магматического происхождения из вмещающих пород ГДТМ и ксенолитов концентрируются в поле составов магматических амфиболов из диоритов, тоналитов и гранодиоритов, являющихся плутоническими эквивалентами орогенных андезитов, и из ассоциирующих с ними вулканитов, связанных с субдукционным магматизмом [7, 9]. Амфиболы, отвечающие по составу актинолиту или глиноземистому актинолиту, распространены практически во всех типах ксенолитов и вмещающих породах ГДТМ и относятся к наиболее поздней генерации амфибола.

По характеру распределения РЗЭ, нормализованных к хондриту, различается две группы пород: 1) обогащенные ЛРЗЭ (породы ГДТМ и секущие их дайки гранит-аплитов); 2) деплетированные ЛРЗЭ (породы ГДТБ и ксенолиты). Амфибол-содержащие габбро-диориты и тоналиты из ГДТМ по характеру распределения РЗЭ очень близки к продуктам малоуглубинной фракционной кристаллизации тоналитового расплава, по-

лученным в расчетной модели [8]. Поскольку обе группы пород представлены, главным образом, плутоническими породами габбро-диорит-тоналитового ряда, объяснение указанных геохимических различий между ними можно найти в результатах моделирования состава тоналитовых расплавов, отделившихся от различных магматических источников. Предполагается, что габброиды, диориты и тоналиты ГДТМ могли быть образованы из расплава, отделившегося от базитового субстрата, близкого к амфиболитам, а породы ГДТБ и протолит ксенолитов – из расплава, образующегося при плавлении габбро. Оба типа магматических источников могут реально участвовать в субдукционном магматизме, так как породы этого типа являются обычными компонентами 3-го слоя океанической коры.

Ксенолиты могут рассматриваться как фрагменты ранних дифференциатов расплава, родоначального для пород ГДТБ, которые были захвачены при внедрении ГДТМ.

Полученные оценки термодинамического режима формирования изученных пород свидетельствуют о том, что магматическая ассоциация минералов ГДТМ и Прибрежно-Тайгоносского пояса ГДТБ образовалась в интервале температур 800–1000°C при $P = 5\text{--}10$ кбар. Перекристаллизация ксенолитов при их захвате тоналитовым расплавом происходила в широком диапазоне температур: 610–800°C на значительных глубинах ($P = 5\text{--}6$ кбар), что очевидно, отражает термальную эволюцию вмещающих плутонических пород по мере их консолидации. Поскольку признаков высокотемпературной перекристаллизации в ксенолитах вмещающей лагерной толщи не отмечено, их захват, вероятно, имел место в малоглубинных условиях. Формированию глиноземистого актинолита и сине-зеленой роговой обманки во всех разновидностях изученных пород, соответствовал высокотемпературный этап метаморфизма (500–590°C), вероятно сопутствующий воздыманию плутонического комплекса и протекал на уровнях глубинности, отвечающих 3–4 кбар. Финал метаморфической истории плутонических пород Прибрежно-Тайгоносского пояса и ксенолитов записан в повсеместных признаках метаморфизма зеленосланцевой фации ($T \leq 450\text{--}500^\circ\text{C}$, $P \leq 2$ кбар). Подъем плутонических пород супрасубдукционного комплекса Прибрежно-Тайгоносского пояса, возможно, происходил на фоне уменьшения магматической активности в зоне субдукции и ее последующего отмирания.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 01-05-64469, 00-05-64165).

Литература

1. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2000. 363 с.
2. Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лэйер П., Минюк П.С. Новые данные Ag-Ag изотопного датирования магматических и метаморфических пород полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 1999. Т. 369. N 1. С. 76–83.
3. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.

4. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент – северо-западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. 1999. С. 30-83 (Труды ГИН: Вып. 515).
5. Филатова Л.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Наука, 1988. 262 с.
6. Чехов А.Д., Паланджян С.А. Новые данные по геологическому строению п-ова Тайгонос // Колыма. 1994. N 4. С. 7-11.
7. Farrow C.E.G., Barr S.M. Petrology of high-Al-hornblende and magmatic-epidote-bearing plutons in the Southeastern Cape Breton Highlands, Nova Scotia // Canadian Mineralogist 1992. V. 30. P. 377-392.
8. Gromet L.P., Silver L.T. REE Variations Across the Peninsular Ranges Batholith: Implications for Batholithic Petrogenesis and Crustal Growth in Magmatic Arc // J. Petrology. 1987. V. 28. N 1. P. 75-127.
9. Lange R.A., Carmichael I.S.E. The Aurora volcanic field, California-Nevada: oxygen fugacity constraints on development of andesitic magma // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 125. P. 167-185.
10. Silant'ev S., Sokolov S., Bondarenko G., Morozov O., Bazylev B., Palandzhyan S., Ganelin A. Geodynamic setting of high-grade amphibolites and associated igneous rocks from the accretionary complex of Povorotny Cape, Taigonos Peninsula, northeastern Russia // Tectonophysics. 2000. V. 325. P. 107-132.

А.Н. Ляхов, Ю.К. Шукин, Н.В. Смирнова
Институт Динамики Геосфер РАН, Москва, Россия

О возможной связи литосферных процессов с оптическими явлениями в средней атмосфере

Выдвигается гипотеза, что литосферные процессы связаны с возникновением свечений в средней атмосфере над мощными грозами, интенсивно изучаемым в последние годы. К ним относятся красные спрайты (40–80 км.), голубые джеты (20–30 км.), эльфы (80–90 км.), гало (70–80 км.), «тролли», «гусеницы» и «пальмы» [1]. К настоящему времени достаточно достоверно описываются только «эльфы» и «гало» – результат взаимодействия электромагнитного импульса мощной молнии с мезосферой. Адекватное теоретическое описание спрайтов и, в наибольшей степени, джетов отсутствует. Важнейшие особенности таких явлений – их редкость (не всякая гроза сопровождается спрайтами, а джеты на два порядка более редки чем спрайты) и разнообразие форм. Энерговклад, рассчитанный в рамках существующих электромагнитных моделей гроз не достаточен для возникновения светящихся объектов таких пространственно-временных масштабов, хотя корреляция спрайтов и мощных молний установлена.

Анализ данных кампаний Sprite 94 и Sprite 98 показал, что мощные молниевые разряды вытянуты вдоль направлений подземных разломов. Более интригующим фактом является группировка спрайтов над зоной пересечения разломов. Исходя из этих данных мы предполагаем, что достаточным условием возникновения джета или спрайта является мощный грозовой разряд, а необходимым – локализация разряда в зоне некоторой литосферной активности [2]. Представляется возможным, что

наличие такой активности приведет к изменению вклада в полный ток в атмосфере токов проводимости (которых не хватает для возникновения свечения) и токов смещения. Последние начнут превалировать и обеспечат необходимый энерговклад.

Литература

1. Sentmann, D.D., Wescott, E.M. Red sprites and blue jets // *Phys. Plasma*. V. 39, 1995, p.2514, 2522.
2. Smirnova N.V., Lyakhov A.N., Kozlov S.I. Atmospheric response to electric field pulse // (accepted to *Adv. Space Res.* 2001).

В.М. Макеев

Институт геоэкологии (ИГЭ) РАН, Москва, Россия.

Новейшая тектоника территории Среднего Поволжья

Известно, что у исследователей возникают большие проблемы, связанные с картографированием структур новейшего возраста в пределах платформенных территорий. Причин этому много, и они заключаются, в основном, в следующем: во-первых, в пределах платформ, как правило, ярче выражены экзогенные формы рельефа; во-вторых, ледниковые периоды плейстоцена обуславливали неоднократную перестройку речной сети и, в-третьих, здесь отмечаются очень незначительные по величине амплитуды тектонических движений за новейший период. В то же время, объективное выявление новейших структур необходимо для правильного решения инженерно-геологических проблем, для эффективного поиска новых месторождений нефти и газа, а также путей их миграции. При решении проблем, связанных с природоохранными мероприятиями, также используются карты новейшей тектоники.

Проблема правильного картографирования новейших структур занимала и занимает многих исследователей, начиная 30-х годов прошлого века и заканчивая работами современного периода. При этом следует отметить, что анализ временного объема новейшего этапа занимает исследователей чаще, чем анализ динамики развития новейших структур во времени. В этом докладе предлагается обратить внимание исследователей на выделение стадий или макроциклов тектонической активности в рамках новейшего времени, а также на природу объемных деформаций верхнекорового слоя на основе результатов геофизических исследований земной коры Среднего Поволжья. На этой территории установлено две стадии тектонической активности, хорошо выраженные в неоген-четвертичных отложениях и в поверхностях выравнивания. Первая стадия соответствует прекакачгильскому возрасту и вторая – предвенед-

скому. Самую древнюю стадию, предсарматскую, одни авторы выделяют, другие считают ее практически не проявленной на территории. В данном случае рассмотрим только две стадии, которые известны и не вызывают сомнений в их присутствии.

Активность предакчагыльского возраста характеризуется интенсивными дифференцированными движениями, которые охватили практически всю территорию Среднего Поволжья. В этот период времени заложилась Мелекесская и Верхнекамская впадины очень узким прогибанием между ними (Саралийская шовно-депресссионная зона). На остальном пространстве формируются эрозионно-денудационные поверхности выравнивания, в общих чертах подчеркивающие поднятые тектонические формы новейшего возраста. К концу этого этапа сформировались три плиоценовые поверхности выравнивания, которые имеют коррелятивный им комплекс аллювиальных свит (начиная с шешминской, челнинской и заканчивая биклянской) мощностью не более 240,0 м. Подошва самой древней шешминской свиты располагается на абсолютных отметках максимум до минус -140,0 м. Поверхность самой древней поверхности выравнивания этого комплекса свит находится на отметках приблизительно до +300 м. Таким образом, общая амплитуда движений за весь новейший этап составила приблизительно не более 440,0 м.

Активность предвенедского возраста характеризуется продолжившимися движениями, которые частично видоизменили территорию Среднего Поволжья. Тектонические поднятия расширили свои границы за счет предыдущих областей осадконакопления (Мелекесской и Верхнекамской впадин), втянутых в вертикальные движения положительного знака. На значительной их части формируются поднятия преимущественно изометричной формы. При этом границы между поднятиями имеют шовный (не депрессионный) тип. Помимо изометричных структур формируются и линейные формы поднятий. Последние (валы) характеризуются, как правило, подчиненным значением. В результате раннеплейстоценовые движения изменили прежний структурный рисунок предакчагыльского возраста, максимально приблизив его к современному геоморфологическому выражению эрозионно-аккумулятивных форм. За плейстоценовый период образовались аллювиальные отложения пяти надпойменных террас, хорошо выраженных в виде геоморфологических ступеней, постепенно спускающихся к современным руслам рек. При этом днище переуглубленной долины венедского возраста (пятая терраса) располагается на отметках минус 21,0 м. Поверхность полигенетической поверхности выравнивания эоплейстоценового возраста находится на отметках приблизительно +175,0 м. Следовательно, суммарная амплитуда движений за плейстоцен-голоценовый этап составила не более 202 м. Это почти в два раза меньше, чем за все плиоцен-четвертичное время.

Следует отметить, что шовно-депресссионные структуры раннеплейстоценового времени отражают преимущественно границы между ли-

нейными и изометричными поднятиями и редко расположены между изометричными формами. Так, линейно выраженное поднятие Шешминского вала имеет шовно-депресссионные границы («желобообразные») со смежно расположенными структурами Татарского и Токмовского сводов. На этом рубеже проходит древняя граница между Токмовским и Татарским массивами докембрийского возраста, которая представлена Казанско-Кировским авлакогеном и унаследованной синклиналью по девонским отложениям.

Помимо вышеперечисленных структурных форм, здесь установлены и другие, представленные зонами интерференций или наложений структурных планов новейшего возраста, а также зоны структурных несогласий. Они в значительной мере дополняют характеристику территории Среднего Поволжья. Так, зоны интерференций характеризуются отсутствием четких границ между разными планами новейшего возраста, в то время как зоны структурных несогласий имеют четко очерченные границы между разноплановым структурным рисунком. Такого рода структуры установлены в северной (зона интерференций) и в восточной (зона структурных несогласий) части Татарстана.

Таким образом, на территории Среднего Поволжья установлено два структурных плана разного возраста в рамках новейшего тектонического этапа: первый план имеет самый древний преадагачьинский возраст и второй – предвенедский. Для первого структурного плана характерны, в кульминационный период активности, бассейновое (морское) осадконакопление и формирование поверхностей выравнивания на значительной площади. Здесь преимущественно развиты поднятия и прогибания изометричной формы. Для второго структурного плана отмечается наличие линейно выраженной эрозионно-аккумулятивной деятельности речных потоков (террасы) и формирование не только изометрично выраженных поднятий, но и линейно выраженных прогибаний (шовно-депресссионные формы) и поднятий (валы).

Следует подчеркнуть, что отражение на картах неотектоники двух стадий тектонической активности предполагает не формальное объединение их в один структурный план, а изображение их по отдельности как этапы становления рельефа. В этом случае появляется возможность проследить эволюцию форм новейшего возраста и решить некоторые проблемы, связанные с выявлением современной активности структурных зон.

Литосфера области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатых поясов

В Институте тектоники и геофизики ДВО РАН составлена серия геолого-геофизических карт (тектоническая, масштаба 1:1500000; мощности и типов земной коры, мощности и плотностных срезов и разрезов литосферы, теплового потока и глубинных геотемператур, аномального магнитного и гравитационного полей, металлогенического районирования и др., все в масштабе 1:5000000) на территорию юга Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая. На основе этих карт построена модель литосферы и рассмотрена связь размещения минерального сырья с ее строением.

Выбрано четыре уровня поверхностей: дневная, кровля консолидированной коры, Мохо, подошва литосферы. Для них составлены: на первом уровне – карта изоденс горных пород, карта изогипс осредненного рельефа; втором – карта изоденс, карта изогипс, карта редуцированного (с вычетом эффекта осадков) гравитационного поля, карта геотемператур на глубине 2 км; третьем – карты мощности и типов земной коры, карта плотности на поверхности мантии, карта геотемператур на поверхности Мохо; четвертом – карта мощности литосферы, карта скорости продольных волн в подошве литосферы. Связь между уровнями осуществлялась построением плотностных разрезов литосферы вдоль региональных сейсмических профилей и геотрансектов, рассчитанных по методике сейсмо-гравитационного послойного моделирования [4]. По результатам моделирования получены средние значения плотности земной коры, ее слоев и консолидированной части, подкорковой литосферы и литосферы в целом, астеносферы. Отмечается изменение этих параметров по латерали. В астеносфере региона происходит снижение плотности в сторону океана, на фоне которого выделяются два выступа астеносферы (Сунляо, Баджал). В подкорковой литосфере низкой плотностью 3,20–3,30 г/см³ характеризуется окраина континента к востоку от системы глубинных разломов Тан-Лу. К западу от нее плотность мантии ступенчато повышается, за исключением плотностной аномалии под бассейном Сунляо. Обратная картина распределения плотности наблюдается для литосферы в целом. В ней плотность повышается в сторону океана скачкообразно на гравитационных ступенях Большой Хинган – Тайхан, Тан-Лу – Пограничная, а сами эти границы фиксируются линейными плотностными аномалиями. Отчетливо выражена поперечная плот-

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина, ДВО РАН, Хабаровск, Россия.

² Институт сейсмологии провинции Ляонин, Шэньян, КНР.

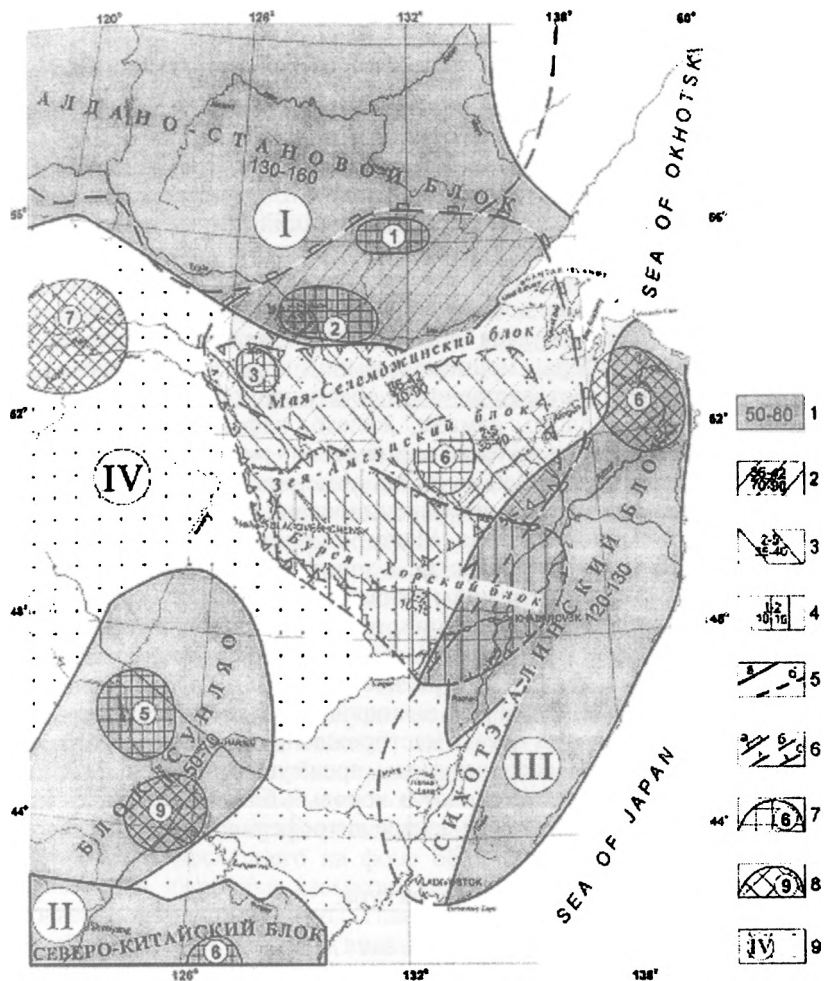
ностная зональность литосферы: повышенная плотность Северо-Китайской платформы и пониженная в складчатых системах. Такая же, как для литосферы, но не столь контрастная и более сложная в структурном отношении, тенденция в изменении плотности характерна для земной коры региона.

Гравитационные ступени отмечаются интенсивными локальными аномалиями плотности 2,90–2,95 г/см³. В упрощенном виде распределение плотности по слоям в регионе носит компенсационный характер. Увеличению плотности в земной коре и литосфере соответствует ее уменьшение в мантии (подкорковой литосфере и астеносфере).

Пространственные взаимоотношения между указанными уровнями литосферы и геологической структурой региона закреплены на карте-схеме глубинного строения литосферы. На ней показаны два типа структурных элементов: блоки и фидерные, по Л.И. Красному [2], структуры. По характеру проявления в геологической структуре выделено два типа блоков: выходящие на земную поверхность и скрытые. Первый тип блоков подразделяется на литосферные (нижняя кромка – подошва литосферы), коровые (нижняя кромка – поверхность Мохо) и верхнекоровые. Скрытые блоки делятся на подкоровые, коровые и верхнекоровые. Среди фидерных структур различаются горячие и остывшие. Горячие фидеры характеризуются высокими значениями геотемператур на поверхности Мохо, сокращенной мощностью литосферы и пониженной скоростью сейсмических волн в ее подошве. Остывшие имеют обратные горячим характеристики. Подавляющее число фидерных структур локализовано в осадочных мезозойско-кайнозойских бассейнах, часто с излияниями кайнозойских базальтов. Для некоторых структур (Верхне-Буреинская, Нижне-Нэньцзянская) возможны модели типа "slab window". Они контролируются выступами литосферы в палеосубдукционных зонах (Амуро-Охотской, Сунляо). На рисунке приведена упрощенная схема строения литосферы, на которой показана часть наиболее крупных ее элементов.

Установлен разный тип глубинного сочленения ветвей Центрально-Азиатского пояса с Тихоокеанским. В области сопряжения Монголо-Охотской ветви обнаружена скрытая литосферная структура изометрической формы, круто падающая под Сибирскую платформу. Она сформирована крупными сдвигами аккреционных призм в сочетании с элементами плюмовой тектоники. Амуро-Дунбэйская ветвь домезозойских террейнов на ряду с согласными тихоокеанским структурам элементами северо-восточного простирания сложена подкоровыми неоднородностями северо-западной ориентировки, возможно связанными с моделями косой субдукции тихоокеанских плит под бассейн Сунляо и вулканогенный пояс Большого Хингана [3].

На фоне активной геодинамики складчатых поясов относительно стабильной выглядит конформная друг другу на глубинных срезах структура литосферы Сибирской платформы. Признаки геодинамиче-



Элементы структуры литосферы области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского поясов.

1 – литосферные блоки (Алдано-Становой, Сихотэ-Алинский, Сунляо, Северо-Китайский); цифры – мощность блоков, км. Скрытые блоки: 2 – подкоровый (Мая-Селемджинский; 3 – коровый (Зей-Амгунский); 4 – верхнекоровый (Бурей-Хорский); цифры в числителе глубина кровли, в знаменателе – подошвы, км. Границы блоков: 5 – литосферных (а – в кровле, б – в подошве); 6 – скрытых (а – подкорового, б – корового, в – верхнекорового). Мантийные фидерные структуры: 7 – горячие (1 – Токинская, 2 – Верхне-Зейская, 3 – Зейская, 4 – Верхне-Буреинская, 5 – Нижне-Нэнцзыанская, 6 – Ялуцзянская); 8 – остывшие (7 – Верхне-Амурская, 8 – Нижне-Амурская, 9 – Чанчуньская). Металлогенические провинции: 9 – Амуро-Дунбейская (IV); Алдано-Становая (I); Северо-Китайская (II); Сихотэ-Алинская (III)

ской активности отмечаются лишь на ее юго-восточном ограничении. Нами выделено четыре металлогенические провинции [1], пространственно связанные с главными тектоническими подразделениями и элементами глубинного строения региона, обеспечивающими закономерное распределение месторождений полезных ископаемых. Алдано-Становая и Северо-Китайская провинции отвечают краевым частям Сибирской и Северо-Китайской платформ. Контуры первой практически совмещаются с Алдано-Становым литосферным блоком и прослеживаются на всех глубинных срезах литосферы. Профилирующий тип оруденения представлен золотом, железом, ураном. Глубинная структура Северо-Китайской провинции сильно трансформирована и неоднородна. По результатам моделирования восточная часть платформы (восточнее грабенов Шаньси) характеризуется повышенной плотностью литосферы и пониженной астеносферы, мощность земной коры и литосферы сокращена до 30 и 60 км, соответственно, а обеспеченность полезными ископаемыми высокая (золото, алмазы, железо, нефть). Сихотэ-Алинская провинция фиксирует положение одноименной мезозойской складчатой системы и занимает большую часть одноименного литосферного блока. Внутренняя структура блока дифференцирована и согласуется с распределением рудной минерализации. Месторождения олова и полиметаллов сосредоточены в его краевых частях, а золота (Нижний Амур) совмещаются с предполагаемым остывшим плюмом. Наиболее сложное строение имеет Амуро-Дунбейская провинция, охватывающая восточную окраину Центрально-Азиатского пояса и область его непосредственного сочленения с Тихоокеанским. Внутри нее находятся литосферные, коровые, и верхнекоровые блоки как выходящие на дневную поверхность, так и скрытые. Провинция богата месторождениями золота, олова, меди, полиметаллов, которые сосредоточены преимущественно у границ литосферных (особенно четко олово) и коровых блоков. Крупные месторождения нефти локализованы в центре литосферного блока Сунляя.

Литература

1. Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф., Беспалов В.Я., Гагаев В.Н., Родионов С.М., Романовский Н.П., Троян В.Б., Гу Фэн, Дуан Жуйянь, Чжао Чуньдин, Лу Цзаосунь. Глубинное строение и металлогения золота и олова юга Дальнего Востока России и Северо-Востока Китая (сравнительный анализ) // Геологическая служба и минер.-сырьевая база России на пороге XXI века: Тез. докл. СПб: 2000. С. 114-115.
2. Красный Л.И. Восходящие глубинные и близповерхностные структуры и связанная с ними минерация // Отечест. геология. 2000. № 6. С. 23-28.
3. Лю Чжаоцзюнь, Кириллова Г.Л., Чжао Саньчжоу, Ван Сымань Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 36-45.
4. Подгорный В.Я. Методика посылного определения плотности // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 103-108.

Геодинамические аспекты формирования геофизических особенностей главных орогенных структур палеозойского Центрального Казахстана

Переосмысливание накопленных региональных геологических и геофизических данных с позиций современных геодинамических концепций позволяет выявить новые важные моменты в причинах возникновения орогенных структур, в том числе осадочных бассейнов. В этом отношении палеозойды Центрального Казахстана исключительно информативны. В пределах данного региона особенно интенсивные орогенные события проявились в девоне и позднем палеозое, когда сформировались пояса наземных вулканитов, фиксирующие становление зрелой континентальной коры соответственно в пределах каледонской и вариссийской областей.

Девонский и верхнепалеозойский орогенные вулканические пояса выделяются общим фоном отрицательных значений остаточного гравитационного поля. Особенно интенсивные отрицательные гравианомалии свойственны области распространения верхнепалеозойских магматических образований – это так называемый Центрально-Казахстанский гравиминимум, фиксирующий наиболее мощную континентальную кору рассматриваемого региона. Между указанными вулканическими поясами расположены преимущественно девонские морские терригенные комплексы краевой, внешней, части Джунгаро-Балхашской вариссийской системы. Эта область (Нуринский синклиниорий на западе и Карасорский синклиниорий на востоке) характеризуется линейным расположением относительно слабых гравианомалий переменного знака, непосредственно окаймляющих с юга область развития резко отрицательных аномалий девонского вулканического пояса.

В пределах последнего на фоне общего отрицательного гравиполя обособляются локальные изометричные поля повышенных значений силы тяжести. Они приурочены, главным образом, к наложенным на девонский вулканический пояс впадинам, которые сложены осадочными, преимущественно терригенными, отложениями фамена – верхнего палеозоя, иногда юры, суммарной мощностью несколько тысяч метров. Это Джекказганская, Тенгизская, Карагандинская и другие впадины, с запада и севера полукольцом охватывающие верхнепалеозойский вулканический пояс. Среди них особый интерес представляет Карагандинская впадина, к которой приурочен известный Карагандинский угленосный бассейн.

¹ Территориальное управление "ЦентрКазнедра" Министерства энергетики и минеральных ресурсов Республики Казахстан. Караганда, Казахстан.

² Межведомственный Петрографический Комитет РАН. Москва, Россия.

Центрально-Казахстанский гравиминимум совпадает с областью интенсивного позднепалеозойского магматизма, давшего огромные объемы кремнекислотных продуктов. Существуют представления о наличии здесь (в Токрауской впадине) погребенной допалеозойской гранитизированной коры, послужившей материалом для магматических образований позднего палеозоя. Проведенные в последние годы исследования Rb–Sr и Sm–Nd-изотопных систем многих верхнепалеозойских вулканических и гранитоидных массивов свидетельствуют об относительной молодости континентальной коры, не прошедшей стадии значительного обогащения радиоактивными элементами. Об этом говорят первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, варьирующие в пределах 0,704–0,706 [1, 2]. Относительно молодой возраст плавящегося субстрата подтверждается расчетными модельными возрастными (0,8–1,2 млрд. лет) отделения этого материала от мантийного резервуара [2]. Таким образом, позднепалеозойские магматические образования возникли за счет плавления осадков сравнительно молодой утолщенной континентальной коры. Вертикальная мощность этой коры была существенной вследствие тектонического скучивания, о чем свидетельствуют признаки аккреционного строения девонских морских комплексов Нуринского и Карасорского синклиниориев. Сформировавшийся на краю палеозойского континента верхнепалеозойский вулканический пояс имеет четко выраженную петрохимическую асимметричность, свидетельствующую о его надсубдукционной природе [3].

Вероятно, сходным образом сформировалась континентальная кора и в пределах девонского вулканического пояса. Надсубдукционная природа его особенно отчетливо проявлена в Северо-Восточном сегменте направленной асимметричной петрохимической зональностью однотипных ассоциаций на всех стадиях развития пояса [4].

В этом ряду геофизически “аномальными” объектами выступают наложенные на девонский вулканический пояс терригенные впадины, среди которых особенно выделяется Карагандинская. Эта впадина, наложенная на фронтальную зону девонского вулканического пояса, вытянута в ВСВ направлении более чем на 200 км, при максимальной ширине (на западе) до 40 км. В ее строении принимают участие верхнедевонские, каменноугольные и юрские отложения. Угленосными являются каменноугольные и юрские, общей мощностью около 4000–5000 м. В целом, палеозойской структуре впадины свойственна четко выраженная асимметрия. Ее северное крыло характеризуется пологим залеганием пород и относительно слабой тектонической нарушенностью. В пределах южного крыла преобладает крутое залегание пластов, линейный характер складчатости, осложненной взбросами и надвигами. Симптоматично, что крылья впадины сложены вулканитами девона, несущими интенсивные гидротермально-метасоматические изменения, особенно по северному борту впадины. С ними связано золото-молибденово-медное оруденение порфирового типа, золоторудная минерализация кварцево-жильного типа и многочисленные мелкие вулканогенные ме-

сторождения меди, связанные с поздней (живетский и франский века) стадией развития девонского вулканического пояса. Отличительной чертой метасоматитов являются повышенные содержания хрома, никеля, кобальта, платиноидов.

Северное крыло Карагандинской впадины характеризуется положительным гравитационным полем высокой интенсивности; южная и юго-западная ее части отмечаются отрицательными гравитационными аномалиями. В магнитном поле впадина фиксируется положительной аномалией интенсивностью до 1000 гамм и выше. Породы, слагающие впадину, имеют плотность от 2,68 г/см³ до 2,47 г/см³ и магнитную восприимчивость 20–100·10⁻⁶ ед. СГС и соответственно не могут вызвать наличия высокоинтенсивных гравимагнитных аномалий.

Очевидно, геофизические особенности Карагандинской впадины обусловлены присутствием неглубоко залегающих грави- и магнитовозмущающих масс. Последние, скорее всего, связаны с подъемом мантийного диапира или плюма, возникшего на фронте субдуцирующейся в северном направлении (в современных координатах) плиты. Подъем мантийных масс вызвал дробление каледонского фундамента, его раздвижение и заложение Карагандинской впадины еще до начала образования верхнепалеозойского вулканического пояса, о чем свидетельствуют широко проявленные в Центральном Казахстане процессы фаменского рифтогенеза, а также “мантийная” специфика позднедевонских металлогенических процессов в обрамлении Карагандинского угленосного бассейна. Именно наличием близповерхностных мантийных производных, возникших под воздействием мантийного диапира или плюма, обусловлены геофизические особенности указанного бассейна.

Таким образом, современные геофизические особенности главных орогенных структур рассматриваемого региона обусловлены спецификой глубинных геодинамических процессов.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 01-05-64626) и территориального управления “Центрказнедра” Министерства энергетики и минеральных ресурсов Республики Казахстан.

Литература

1. *Негрей Е.В. и др.* Возраст вулканитов и гранитов позднего палеозоя Центрального Казахстана (по данным Rb-Sr-метода) // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Ата: Гылым, 1991. С. 159-167.
2. *Курчаев А.М., Шатагин К.Н., Негрей Е.В.* Петрогенетическое и геодинамическое значение Rb-Sr и Sm-Nd-изотопных исследований верхнепалеозойских магматических образований Центрального Казахстана // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Т. II. Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар. 2000. С. 55-57.
3. *Курчаев А.М.* Латеральная изменчивость и эволюция орогенного вулканизма складчатых поясов // Геотектоника, 1994, N 2. С. 3-18.
4. *Курчаев А.М. и др.* Зональность, сегментированность и палеогеодинамика девонского вулканического пояса Центрального Казахстана // Геотектоника, 2000, T 4. С. 32-43.

Методика изучения коры осадочных бассейнов на примере Среднеамурской депрессии

В предлагаемой работе демонстрируется подход, который позволяет существенно повысить возможности некоторых геофизических методов как при изучении структурных особенностей тектонических объектов, так и при разноуровневных глубинных исследованиях. Выбор в качестве первоочередной разработки вопроса на примере ареалов развития депрессионных структур обусловлен существенным повышением интереса геологоразведочного производства к ним по причине остроты проблемы поиска в них энергетического сырья (нефть и газ). Особое внимание уделяется районам с выгодным экономическим положением. Средне-Амурскую впадину смело можно отнести к таким территориям, которая вполне перспективна на обнаружение промышленных запасов нефти и газа.

Депрессия входит в состав Восточно-Азиатского грабенного пояса и представляет собой один из наиболее крупных кайнозойских тектонических элементов[2]. Западная часть впадины наложена на Буреинский докембрийский массив, характеризующийся интенсивно проявленными процессами палеозойской и мезозойской тектоно-магматической активизации, а центральная и восточная части на мезозойскую геосинклинально-складчатую область. Грабены Лобэй-Бирофельдской системы на территории Средне-Амурской впадины являются Итун-Иланьской ветвью разлома Танлу. Структуры этой ветви на территории Китая отличаются высокой нефтегазоносностью.

Главным препятствием для реализации положительных прогнозов в рамках территории является ее очень слабая изученность и опоскованность. Стала необходимой постановка полного комплекса поисковых и геологоразведочных работ. В условиях ограниченности данных глубинных геофизических методов (сейсморазведка, МТЗ) важным элементом является привлечение тех методов, которыми любая территория обеспечена в достаточном объеме (гравиметрия и магнитометрия).

Сложность использования данных гравиметрии заключается в том, что наблюдаемое на дневной поверхности поле является суммарным полем разноглубинных источников.

Разделение составляющих полей от разноглубинных источников различными стандартными методами (осреднение, пересчеты в верхнее полупространство и т.д.) при высокой контрастности верхней части разрезов затруднено.

В этой связи для глубинного изучения коры осадочных бассейнов автором предложена следующая методическая схема (рис.).

В качестве основного методического принципа разделения полей принят последовательный количественный учет эффекта изученной час-

БЛОК-СХЕМА



Схема изучения особенностей поведения глубинных границ на обширных территориях.

ти разреза – усиление проявленности глубинных источников путем последовательного "раздевания" поля силы тяжести с исключением аномальных эффектов верхней и средней частей разрезов [1, 3, 4, 7].

Необходимость проведения таких работ обусловлена тем, что высокая плотностная контрастность верхней части коры нередко создает аномальный эффект, соизмеримый с аномальным эффектом глубинных неоднородностей и существенно затрудняет исследования. Подобные аномалии гравитационного поля создают глубокие грабенообразные провалы, заполненные осадочными комплексами. Осреднение с последующим получением карты сглаженных значений $g_{\text{ост}}$ призвано сгладить эффект вероятных источников контрастных аномалий в консолидированной части коры [6]. Наиболее вероятные из них – крупные интрузивы кислых, основных и ультраосновных пород, блоки разуплотнения. После осреднения, аномалии, связанные с плотностными неоднородностями верхней и средней частей разреза существенно сглаживаются или практически исчезают.

При изучении строения осадочного чехла, одним из важнейших вопросов является картирование перекрытого фундамента депрессии. В рамках проблемы геофизические методы играют ведущую роль при решении следующих задач:

1. Картирование латеральных границ пород перекрытого фундамента и их геологическая идентификация.

2. Оценка мощностей рыхлого чехла.

3. Картирование тектонических нарушений.

Геологическая идентификация пород фундамента проводилась по параметрам геофизических полей. В основу районирования положены три основные характеристики: интенсивность, дифференцированность, упорядоченность. Границы типов полей определялись как совмещенные (сближенные) границы участков, оконтуривающихся линиями визуально наблюдаемой смены типов полей. Граница локальных аномалий разного знака устанавливалась по линиям максимального градиента оконтуривающих аномалии. Оценка глубин дна депрессионных структур по гравиметрическим данным проводилась двумя способами:

1) Оценка глубины по формуле для плоско-параллельного слоя.

2) Оценки глубин методом последовательного (итеррационного) подбора теоретической и наблюдаемой кривой по программе подбора [6].

Для количественных оценок параметров магнитоактивных тел была построена палетка экспрессных оценок их глубин залегания и горизонтальных мощностей.

Для картирования предполагаемых нарушений применялась следующая методика. Границы тектонических нарушений первого порядка выделялись по линейным зонам высоких градиентов гравитационного поля и по линейным зонам минимумов магнитного поля, а также учитывалось положение изогипс дневной поверхности. При определении местоположения нарушений второго порядка брались во внимание линии резкой смены гравитационного и магнитного полей.

Итогом геофизических исследований явилось построение карты рельефа фундамента с наложенной системой разломных (разрывных) структур и размещением физических неоднородностей (плотностных, магнитных) с предполагаемой их геологической идентификацией. Полученная геофизическая карта рельефа фундамента легла в основу геолого-структурной карты перекрытого фундамента. В результате исследований уточнены латеральные границы пород фундамента, получены новые данные о мощности осадочных отложений в грабенах депрессии. Глубины на части территории оказались больше, чем было принято считать, в полтора раза, что позволяет говорить о возможности наличия в основании разреза меловых отложений. Полученные данные близки к данным по бассейну Сяньцзян (южное продолжение Средне-Амурской впадины на территории Китая), который является газоносным. Нельзя не отметить сходство структурной позиции Средне-Амурской депрессии с крупнейшей в Китае нефтегазоносной впадиной Сунляо. Судя по карте гравитационного поля Средне-Амурский бассейн, как и Сунляо, находится на пограничном (по Малышеву Ю.Ф.) разломе на стыке двух крупных блоков. Важно отметить, что Средне-Амурская, впадина так же как Сунляо и Сяньцзян, являются рифтовыми структурами. Это подчеркивает необходимость исследования фундамента депрессии. Все выше-

изложенное позволяет говорить о повышении перспектив нефтегазоносности территории.

Литература

1. Андреев Б.А., Клушин И.Т. Геологическая интерпретация гравитационных аномалий. М.: Недра, 1965. 495 с.
2. Малышев Ю.Ф., Брянский Л.И. и др. Глубинное строение срединных массивов Северо-Востока Азии и их роль в формировании Тихоокеанской окраины // Тихоокеан. геология. 1983. № 3. С. 27-34.
3. Манилов Ю.Ф. Оценка эффекта плотностных неоднородностей верхней части коры при глубинных гравиметрических исследованиях (на примере профилей ГСЗ Приамурья) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17. № 6. С. 110-114.
4. Никольский Ю.И. Некоторые вопросы методики интерпретации гравитационных аномалий в пределах геологически закрытых территорий запада Средней Азии. Сб. Проблемы нефтегазаносности Средней Азии. М.: Гостеоптехиздат, 1960. Вып. 1. С. 70-84.
5. Подгорный В.Я. Методика послойного определения плотности // Тихоокеанская геология, 1995. №6. С. 103-108.
6. Шевченко Б.Ф. Геолого-геофизические модели верхней части земной коры Буреинского массива // Геология и геофизика. 1981. № 7. С. 91-99.
7. Hummer S. Deep gravity interpretation by stripping // Geophysicis. 1963. V. 28, N 3. P. 369-378.

А.М. Манохин

Институт геоэкологии (ИГЭ) РАН, Москва, Россия.

Четвертичная тектоника и место предгорий в региональном структурном плане северо-запада Перу (по результатам морфоструктурного анализа)

Район исследований расположен на Тихоокеанском побережье Южной Америки в северо-западной части Перу, где на протяжении длительного геологического времени в результате неоднократных циклов седиментации и орогенеза к концу плиоцена оформился ряд субмеридиональных структур для которых, на фоне высокой сейсмичности региона, характерны различия в тектоническом режиме, геологическом строении и морфологической выраженности.

На западе – это Береговая Кордильера, представленная сложной системой блоков типа «горст-грабен», сложенных палеозойскими метаморфическими и терригенными третичными породами, обособившаяся как самостоятельная структура в меловое время [1]. Южная часть Береговой Кордильеры погружена ниже уровня океана и прослеживается лишь в виде отдельных островов. К северу, Береговая Кордильера представлена чередованием опущенных (бухты Сечура, Пайта) и приподнятых (массивы Ильескас, Пайта,) блоков, переходящих в Эквадоре в горную цепь высотой до 1,5 тыс. м. О дифференцированных новейших движениях Береговой Кордильеры свидетельствуют, наряду с высокой сейсмичностью, деформации береговых линий и унаследованность в развитии аб-

разнонных и аккумулятивных форм рельефа побережья. Анализ данных по четвертичным морским террасам, проведенный для разных блоков показал, что величина их плейстоценового поднятия изменяется от 360 (для приподнятых) до 50 м (для погруженных) блоков. Но указанные значения правомерны лишь для тех блоков, по которым они получены [2], не исключено, что по другим участкам эти показатели будут иными.

Восточная часть рассматриваемого региона занята массивом Западной Кордильеры, представленным метаморфическими и осадочными породами палеозоя и мезозоя с интрузиями Андийского батолита и третичными вулканогенными покровами, обозначившемся в основных чертах в Перуанскую складчатость. На большей части массива в условиях относительного тектонического покоя на отметках 1500–2000 м сформировалась плиоценовая денудационная поверхность («поверхность Пуна»), прослеживающаяся на всем протяжении Перуанских Кордильер. Считается, что своей современной высоты (более 3000 м) Кордильеры достигли в результате четвертичного поэтапного поднятия с преобладанием вертикальных движений, сопровождавшихся оживлением старых и образованием новых разломов, не совпадавших с ранними структурными осями [3]. В пределах района исследований, на основе анализа геолого-геоморфологических профилей, построенных по наиболее крупным блокам, выявлено по меньшей мере три цикла поднятий, величина которых не одинакова для северных и южных блоков. На юге - величина поднятия для первого и второго циклов составила соответственно 800 и 750 м, а на севере – 350 и 250 м. Последний, современный цикл характеризуется незначительной инверсией скорости поднятия, поскольку глубина врезов долин меняется от 50 м на юге до 70–100 м в центре и на севере региона.

Пространство между Береговой и Западной Кордильерой занято взморьем, переходящем к северу в обширное низменное пространство, известное как пустыня Сечура и соответствующее в структурном отношении одноименной впадине. В пределах впадины, выполненной мощной (около 2000 м) толщей палеоген-неогеновых и четвертичных образований, довольно отчетливо выделяются северный и южный блоки, характеризующиеся различным тектоническим режимом в плейстоцене. Для северного блока характерна относительная тектоническая стабильность с незначительным поднятием в четвертичное время, в то время как для южного – устойчивое погружение на протяжении всего плейстоцена и голоцена [2].

Переход массива Западной Кордильеры, являющейся областью устойчивых поднятий, во впадину Сечура, имеющей тенденцию к опусканию, представлен зоной предгорий, рассматриваемой рядом исследователей в качестве самостоятельной морфоструктурной зоны.

Контакт предгорий с впадиной скрыт под мощной толщей неоген-плейстоценовых отложений и представляет собой, по-видимому, серию параллельных сбросов общей ССЗ ориентировки, по которым породы

палеозойского фундамента опущены к западу от предгорий до 2,5 км и более. С массивом Западной Кордильеры предгорья сочленяются по системе нарушений преимущественно северо-западной ориентировки, представленных сбросами, которым в рельефе отвечают структурные уступы высотой до 500 м. Уступы имеют «свежий» облик и слабо затронуты денудацией, что свидетельствует об их новообразованном характере, связанном, вероятно, с плейстоценовым вздыманием горной системы Кордильер. К разломам отделяющим предгорья от Западной Кордильеры и впадины Сечура приурочено большинство зарегистрированных в этой зоне землетрясений, а их фокусы располагаются соответственно на глубинах 30–35 км и 60–80 км.

Непосредственно в предгорьях отчетливо выделяются две системы крупных, протяженностью в десятки километров, тектонических нарушений, выкраивающих блоки с различным гипсометрическим положением и морфологией. К первой отнесены нарушения СЗ и ЗСЗ простираясь протяженностью чаще всего 15–20 км, они либо заканчиваются, сочленяясь под различными углами с нарушениями того же ранга, либо прослеживаются и далее, потеряв при этом значение блокоразделов. По этим нарушениям происходили малоамплитудные (до 150 м) вертикальные смещения контактирующих блоков. Вторая система нарушений СВ и субширотной ориентировки представлена преимущественно разломами, прослеживающимися на значительном протяжении от предгорий вглубь массива Западной Кордильеры, где большинство из них также являются блокоразделами. Долины рек, заложившиеся по таким разломам, имеют типичный поогвогнутый профиль, в то время как долины, приуроченные к нарушениям в пределах блоков, имеют характерный ступенчатый профиль. Разломы заложались, видимо, еще в меловое время и развивались унаследовано вплоть до плейстоцена; об этом свидетельствуют интрузии гранодиоритов мел-неогенового возраста, залеживающие нарушения, и следы оживления разломов в результате последующих тектонических движений.

Разломы и сбросы по отношению к палеозойским и мезозойским пликативным структурам, представленным в предгорьях крупными антиклинальными и синклинальными складками, чаще всего поперечные или диагональные, реже – продольные. О современном соотношении дизъюнктивных и пликативных структур можно судить по крупной антиклинальной складке в районе Салас – Чочопе, центральная часть которой оказалась опущенной по сбросам, а на поверхность выходят ее периклинали, не совпадающие с ориентировкой хребтов.

Блоки предгорий с различной направленностью и интенсивностью новейших тектонических движений имеют соответствующее отражение в морфологии поверхности. Поднятые блоки, высотой до 1500 м, представлены в рельефе средневысотными и низкими горами с участками бронирующих вулканических покровов. Ряд геолого-геоморфологических признаков (V-образные поперечные профили долин, эрозионные и

цокольные террасы, радиальный рисунок гидросети) дают основание считать, что эти блоки на протяжении четвертичного времени испытывают общее умеренное поднятие.

Впадины предгорий, заключенные между горными отрогами, в структурном отношении принадлежат погруженным блокам и представлены в рельефе низкими (абс. отм. до 200 м), плоскими аккумулятивными равнинами, переходящими к горному обрамлению в наклонные предгорные шлейфы. Выполняющие впадины образования залегают непосредственно на породах мезозоя и, за исключением пролювиальных и золowych шлейфов по периферии, представлены морскими среднеплейстоценовыми отложения, поднятыми за конец среднего и верхний плейстоцен минимум на 60 м [2]. Именно с этого времени впадины зоны предгорий освободились от моря и их дальнейшее развитие происходило в континентальных условиях. По контакту с блоками Западной Кордильеры, морские отложения подняты на высоту от 130 до 200 м, что позволяет говорить о дифференцированных поднятиях отдельных блоков предгорий, причем наиболее значительные поднятия происходили в ее северной части. О подъеме зоны предгорий свидетельствуют и зеркала скопления, вскрытые скважинами в морских отложениях на глубинах от 30–40 до 80–100 м.

Сопоставление современного и древних (палеозойского и мезозойского) структурных планов показало, что в предгорьях, как и во всем регионе, на рубеже мезозоя и кайнозоя произошла резкая смена тектонических условий, и пликвативные дислокации уступили место блоковой тектонике, развивающейся унаследовано вплоть до настоящего времени. Общность структурного плана, однотипное геологическое строение и отсутствие резких структурных границ позволяют рассматривать предгорья как периферию сводового поднятия антиклинория Западной Кордильеры. Установленные циклы новейших движений Западной Кордильеры в пределах рассматриваемого региона хорошо согласуются с выделенными для центрального Перу [3] этапами тектонического развития – плейстоценовыми «Хуниин», «Чакра» и плейстоцен-голоценовым «Каньон».

Литература

1. *Fisher A.* Desarrollo Geológico del Noroeste Peruano durante el Mesozoico (Primer Congreso Nacional de Geología) // Bol. De Soc. Geol. Del Peru. 1956. V. 30, p. 177–190.
2. *Баулин Ю.И., Манохин А.М., Кофф Г.Л.* Новейшая тектоника и сейсмичность как факторы возникновения чрезвычайных ситуаций на северо-западе Перу // Прикладная геоэкология, чрезвычайные ситуации, земельный кадастр и мониторинг. 1997. Сб. тр. ИЛСАН. Вып. 2. С. 44–51.
3. *Кинг Л.* Морфология Земли. Изучение и синтез сведений о рельефе земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.

К реконструкции тектоно-термальных событий юрматиния в типовой местности

Большинство исследователей, занимавшихся изучением разрезов Башкирского мегантиклинория в середине XX в., считали, что каратауская серия залегает на подстилающих образованиях среднего рифея трансгрессивно и с угловым несогласием. Позднее наметилась тенденция трактовать границу юрматиния и каратавия как согласную и, исходя из этого, рассматривать всю юрматинско-каратаускую последовательность мощностью до 8–10 км как накапливавшуюся без каких-либо существенных перерывов [2, 3 и др.]. Однако, выполненные примерно в то же время на территории всего Башкирского мегантиклинория крупномасштабные геолого-съёмочные работы показали, что ни один из описанных в различных районах рассматриваемой структуры разрезов т.н. тюльменской толщи, которой приписывался характер переходных слоев, не является таковым [8]. В последние годы, благодаря возобновлению работ по среднемасштабному картированию, получены новые данные о соотношении отложений юрматинской и каратауской серий. Так, в скважине 1, пробуренной на западном склоне хр. Зильмердак в 4 км восточнее устья р. Сарышка (Н.Н. Ларионов, ОАО «Башкиргеология»), над толщей розовых доломитов реветской подсвиты авзянской свиты, наблюдается переслаивание зеленовато-серых кварцитовидных кварцевых песчаников с прожилками анкерита, окремненных черных (низкоуглеродистых?) глинистых сланцев и светло-серых доломитов. Общая мощность указанных образований составляет более 90 м. Перекрываются они розовато-серыми аркозовыми песчаниками зильмердакской свиты верхнего рифея. Литологический состав данного интервала резко отличается от вышележащих пород верхнего рифея, что указывает на отсутствие здесь постепенного перехода между средним и верхним рифеем. Сходные соотношения двух указанных стратонов можно видеть и в скв. 4/1 в пос. Верх. Авзян.

Вулканогенные образования машакской свиты (базальное подразделение юрматинской серии) имеют изотопный U-Pb (по цирконам) порядка 1348 ± 30 млн лет [5, 10]. K-Ar возраст минералогически не изученного глауконита из пород авзянской свиты, завершающей разрез юрматинской серии, составляет порядка 1220 млн лет [11, 12]. В перекрывающих отложения авзянской свиты песчаниках бирьянской подсвиты зильмердакской свиты каратауской серии присутствуют цирконы, минимальные датировки которых составляют 1100–1070 млн лет [2, 4]. Это позволяет большинству авторов считать, что формирование осадочных образований юрматинской серии происходило в интервале 1350 ± 50 – 1000 ± 50 млн лет (см., например, [1]). Однако, исходя из датировки глау-

конита авзянского уровня, можно предполагать, что осадочные последовательности юрматинской серии, скорее всего не исчерпывают всего объема среднего рифея. Мы, естественно, понимаем, что опираться только на одну датировку глауконита К–Аг методом полученную еще в конце 50-х гг. прошлого века не вполне корректно, но сделанный выше вывод достаточно хорошо согласуется и с расчетами длительности формирования осадочных последовательностей юрматинской серии с учетом оценочных величин скоростей накопления осадков различного генезиса [9]. Эти расчеты показывают, что ориентировочная длительность накопления отложений машакской свиты составляет не более 60 млн лет. Вышележащие зигальгинская и зигазино-комаровская свиты формировались суммарно в течении примерно 70–80 млн лет. Завершающие юрматинскую серию осадочные последовательности авзянской свиты (при средней мощности всей свиты в 1500 м и примерно равном соотношении в ее разрезах мелководно-морских карбонатных и терригенных осадков) накапливались в течении приблизительно 100–105 млн лет. Таким образом, общая длительность времени формирования осадочных образований юрматинской серии не превышает 240–250 млн лет, тогда как теоретическая длительность среднего рифея равна примерно 350 млн лет. Все сказанное позволяет предполагать, что между временем завершения накопления отложений авзянской свиты юрматинской серии и началом формирования аркозовых песчаников зильмердакской свиты каратауской серии существовал перерыв длительностью до 100 млн лет. Так как из этого намечаются достаточно серьезные следствия (см. ниже), то в ближайшие годы, на наш взгляд, необходимо тем или иным образом датировать осадочные образования авзянской свиты комплексом методов. Применительно к изотопно-геохронологическим исследованиям типового разреза рифея это, несомненно, задача первоочередной важности.

Данные последних лет свидетельствуют, что примерно на середину среднего рифея в Башкирском мегантиклинории пришлось формирование полистадийной флюоритовой минерализации (Суранская группа месторождений) обусловленное тектоно-термальной активизацией (1220–1230 млн лет, Rb–Sr метод по синрудному мусковиту, находящемуся в парагенетической ассоциации с наиболее ранним флюоритом и Sm–Nd метод по флюориту [7, 13]). К этому же рубежу тяготеет и т.н. юагузинский магматизм (1216±53 млн лет, U–Pb метод по цирконам [6]). Это совпадение датировок скорее всего не случайно. Более того, среди осадочных образований авзянской свиты на катаскинском и реветском уровнях локализована полиметаллическая стратиформная минерализация (Верхне-Аршинская группа месторождений, Кужинское месторождение и ряд мелких проявлений), обязанныя своим появлением подводным эксгаляциям (SEDEX тип) [7]. Учитывая сказанное выше, нам представляется правомерным предположить, что на территории современного Башкирского мегантиклинория примерно в середине среднего рифея (!) проявилась существенная тектоно-термальная активизи-

зация, обусловившая формирование как флюоритовой минерализации в нижнерифейских толщах, так и, по всей видимости, барит-полиметаллической в отложениях среднего рифея.

Таким образом, геологические данные, расчеты ориентировочной длительности формирования осадочных последовательностей и прямое датирование ряда объектов, локализованных среди отложений рифея Башкирского мегантиклинория, акцентируют внимание на недооцененном ранее рубеже тектоно-термальной активизации, пришедшемся на середину среднего рифея, с которым связано образование на рассматриваемой территории флюоритов, баритов и полиметаллов. Более того, ближе к концу юрматиния сейчас вырисовывается еще один этап активизации, с которым связано формирование в нижнерифейских карбонатно-сланцевых отложениях бакальской свиты гидротермально-метасоматического сидеритового оруденения, изотопный (Pb-Pb метод) возраст которого составляет 1100 ± 120 млн лет [14].

Исследования по данной теме проводятся при финансовой поддержке РФФИ (грант 00-05-64497).

Литература

1. Алексеев А.А., Козлов В.И. Докембрий Южного Урала: итоги изучения и проблемы // Проблемы региональной геологии, нефтеносности, металлогении и гидрогеологии Республики Башкортостан. Уфа: УфНЦ РАН, 1997. С. 13-29.
2. Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
3. Козлов В.И., Краснобаев А.А., Вейс А.Ф. и др. Стратотип рифея: строение, палеонтологическая характеристика, изотопный возраст // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Мат-лы Всес. совещ. Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 11-17.
4. Краснобаев А.А. Реликтовые цирконы в докембрийских отложениях Урала - как показатель эпох размыва, возраста и состава пород областей сноса // Литология и осадочная геология докембрия. Тез. докл. V Всес. литологического совещ. М.: 1973. С. 158-161.
5. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 145 с.
6. Краснобаев А.А., Ленных В.И., Давыдов В.А. Геохронологическая эволюция максютовского комплекса (Урал) // Доклады РАН. 1998. Т. 362. № 3. С. 397-401.
7. Крупенин М.Т. Минерагеническое значение авзянского времени среднего рифея для Башкирского мегантиклинория // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 34-37.
8. Маслов А.В., Анфимов Л.В. Авзянская рудоносная свита среднего рифея Южного Урала (литостратиграфия, условия образования, минерагения). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 132 с.
9. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. Некоторые аспекты геологической истории рифея западного склона Южного Урала в рамках реального времени // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 42-51.
10. Нижний рифей Южного Урала / В.И. Козлов, А.А. Краснобаев, Н.Н. Ларионов и др. М.: Наука, 1989. 208 с.
11. Полевая Н.И., Казаков Г.А. Возрастное расчленение и корреляция древних немых отложений по отношению Az^{40}/K^{40} в глауконитах // Вопросы геохронологии и геологии. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 103-122.
12. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Под ред. Б.М. Келлера и Н.М. Чумакова. М.: Наука, 1983. 184 с.
13. Эльмис Р., Крупенин М.Т., Овчинникова Г.В. и др. Pb-Pb возраст формирования метасоматических сидеритов Бакальского рудного поля, Южный Урал // Региональная геология, глубинное строение и металлогения. Мат-лы Всерос. съезда геологов. Кн. 1. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 6-7.

14. *Ellmies R., Krupenin M.T., Glodny J. A metallogenic model for the sediment-hosted deposits of the Proterozoic Bashkir basin // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. Мат-лы Всерос. съезда геологов. Кн. 2. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 6-7.*

О.А. Мельников

Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН,
Южно-Сахалинск, Россия.

Роль геофизического (геодинамического) моделирования в познании прошлого, настоящего и будущего литосферы и Земли в целом

Моделирование (разработка и создание адекватных реальности моделей) в науке вообще и в геологии в частности – задача важная, но зачастую чрезвычайно сложная.

Сложность моделирования заключается в достаточно произвольном, иногда даже интуитивном выборе из реальности, представляющей сочетание множества как-то взаимодействующих между собой разнородных и разноранговых материальных тел или объектов, наиболее значимых или существенных, преимущественно однородных и одноранговых предельно (до минимума) сокращенных количественно тел и объектов, более или менее очевидно взаимодействующих между собой в виде тех или иных природных процессов, моделируемых таким образом.

Важность моделирования, даже столь несовершенного, заключается в том, что, несмотря на все недостатки, просчеты, ошибки, удастся иногда все-таки с помощью такого моделирования выявить наиболее значимые или существенные стороны моделируемых процессов, если не полностью адекватных исследуемым природным процессам, но хотя бы достаточно близким к ним.

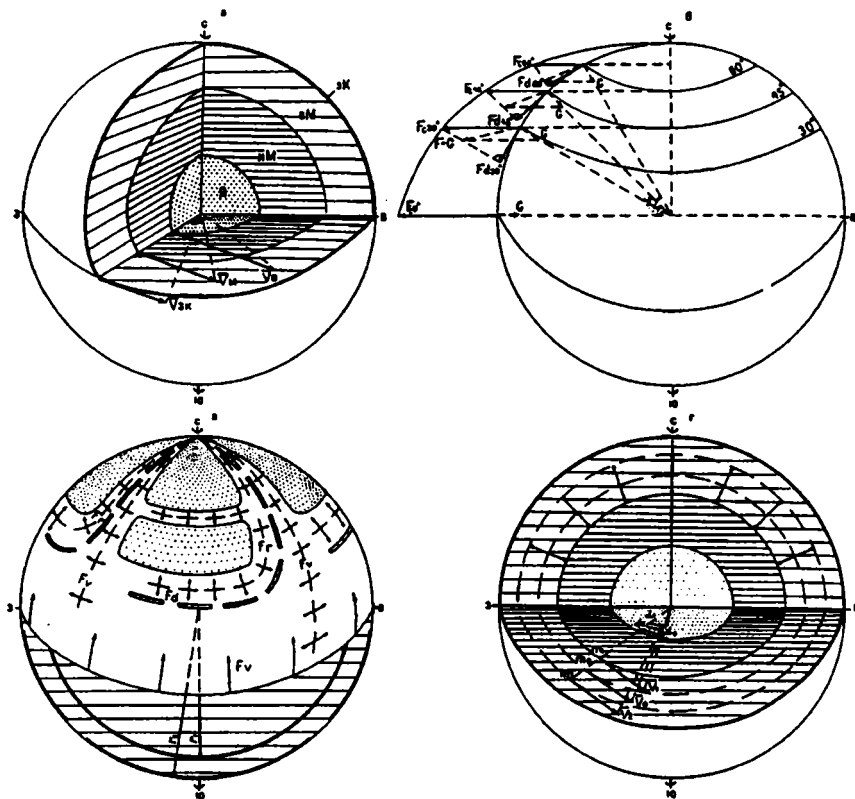
Значение выделяемых или предлагаемых моделей состоит не только в том, что они (модели) подытоживают наши знания в изучении каких-то природных явлений, процессов или объектов, т.е. завершают какие-то этапы в их изучении, но и создают основу для своей проверки, проверки на свою прочность, достоверность, то есть играют и прогностическую роль. Более того, видоизменяясь и уточняясь в своем совершенствовании, выдвигаемые модели видоизменяют и совершенствуют более общие взгляды на природные явления вообще, тем самым либо укрепляют фундамент существующей общеприкладной парадигмы, либо готовят почву для смены ее новой парадигмой.

О большом научном значении моделей говорят многие примеры. Вспомним модель атома Нильса Бора, сыгравшую в прошлом веке выдающуюся роль в познании микромира и не потерявшую значения до сих пор. А модель образования нашей Солнечной системы Канта–Лап-

ласа, выдвинутую двумя веками назад и до сих пор не потерявшую права на жизнь, несмотря на появление других моделей. Вообще-то, наличие не одной, а нескольких противоборствующих друг другу моделей не недостаток, а скорее благо для науки, ибо только в противоборстве, в конкуренции их, как в споре, рождается истина, к которой стремится Наука. Сейчас Наука стремится к всеобщему охвату окружающего нас мира, к познанию законов всей природы. Астрономы трудятся над разработкой модели макромира – всей Вселенной, физики трудятся на противоположном конце – над разработкой модели микромира, состоящей из элементарных частиц. Вышеупомянутые модели атома и образования Солнечной системы – всего лишь кирпичики, но весьма значимые кирпичики в фундаменте создаваемого здания общей модели Природы.

Не менее значимым в этом здании является и модель нашей планеты Земли, причем не столько модель статическая, о которой уже многое известно (сочетание физически разнородных – твердых, жидких и газообразных – геосферных оболочек), а модель геодинамическая, отражающая не только зарождение ее как планеты, но и становление в сегодняшнее вышеперечисленное сочетание геосферных оболочек и их дальнейшее революционно-эволюционное развитие.

История познания нашей Земли как планеты геологами – пример смены выдвигаемых ими моделей, отражающих смену своеобразных парадигм. Одна из наиболее ранних моделей Земли – плутонизм – представляла образование ее как результат охлаждения и застывания из полностью расплавленного состояния, в какой-то мере, видимо, перекликалась с одним из первоначал древнегреческих философов – огнем. В связи с открытием широко распространенных на поверхности Земли морских отложений на смену плутонизму пришла новая модель – нептунизм – образование Земли путем осаднения из воды, опять же, видимо, в какой-то мере перекликаясь еще с одним из первоначал древнегреческих философов – водой. Пришедшие им на смену в результате их борьбы модели представляли уже различные комбинации из этих двух моделей, завершившихся, в конечном счете, моделью, именуемой «геосинклинальной теорией», суммировавшей все достоверные факты, накопленные к тому времени как сторонниками плутонизма, так и сторонниками нептунизма. Эти ранние модели, однако, были чисто фиксистскими, т.е. с физической точки зрения в большей мере статическими, чем кинематическими, а тем более динамическими. Кинематика и динамика пришли в геологию в конце XIX и в начале XX веков с появлением мобилистской модели «дрейфа континентов» Альфреда Вегенера. Борьба между этой моделью нового мобилистского направления с прежними моделями фиксистского направления, длившаяся с переменным успехом почти весь XX век и не до конца закончившаяся до сих пор, вылилась в конце XX века, после изучения океанов, в наиболее популярную в настоящее время модель «тектоники плит», в которой явно преобладает кинематика над статикой и присутствуют элементы динамики.



Принципиальные схемы основных механизмов динамической модели земной коры

а – ротогенез: $V_{3к} < V_M < V_я$, $\Delta V = V_{3к} - V_M$, $F_{r_{90c}} = 0$, $F_{r_{0c}} = \max$; б – дрейтогенез: $G = \text{const}$, $F_{c_{90c}} = 0$, $F_{c_{0c}} = \max$, $F_d = (F_c + G) \cos \varphi$, $F_{d_{0c}} = F_{d_{90c}} = 0$, $F_{d_{40-50c}} = \max$; в – рифтогенез: F_r и F_d – пассивный, F_v – активный, $r_2 > r_{1,2}$; г – сепаратогенез (геосферогенез): $m = m_1 + m_2$, $V_0 = V_1 = V_2$; $\alpha_1 > \alpha_0 > \alpha_2$.

Однако модель «тектоники плит», или «плейттектоника», суммируя весь накопленный к тому времени фактический материал, т.е. вбирая в себя все достоверное, сосредоточенное в прежних моделях, многое из всего этого утратила, скорее всего, в угоду слишком прямолинейной упрощенности.

В модели «теория геосинклиналей» «тектоника плит» фактически проигнорировала накопленные «геосинклинальной теорией» сведения или данные о закономерностях кинематического и динамического характера в поднятиях и прогибах внутри плит и особенно в прогибах по

краям плит. В модели «дрейф континентов» плейттектоника полностью проигнорировала отчасти учитывавшееся моделью «дрейфа континентов» (в виде так называемого «западного дрейфа») вращение или ротацию Земли. Этот прямолинейно-упрощенный характер модели «тектоники плит» все чаще и настойчивее вызывает несогласие и критику ее многих положений, вплоть до полного ее отрицания и даже возвращения к фиксизму.

Однако весь научный опыт показывает неприемлемость простого возвращения к отжившему старому, а разработку новой модели, которая учитывала бы все полезно-достоверное, содержащееся во всех прежних моделях, и, в конечном счете, суммировала бы все накопленные на данный момент наукой факты и удовлетворительно, на основе установленных чисто физических законов, их объясняла. Таковой по нашему мнению является разрабатываемая нами новая ротационная геодинамическая модель Земли [1–5], состоящая (рисунок) из пяти наложенных друг на друга геодинамических механизмов: ротогенеза, дрейфогенеза, пассивного и активного рифтогенеза и сепаратогенеза (геосферогенеза), в основе которых лежит один из наиболее достоверно установленных Наукой (по меньшей мере со времен Н. Коперника) факт – вращение или ротация Земли вокруг своей оси, полностью игнорируемый моделью «тектоника плит». Каждый из пяти механизмов этой новой модели действует при строгом соблюдении всех установленных наукой физических законов: статических, кинематических и динамических, в связи с чем модель с полным правом может претендовать на роль и название строго геофизической или геодинамической. В силу этого она не только хорошо объясняет настоящее физическое (геофизическое) состояние Земли, но обладает наибольшими потенциальными возможностями, чем любая другая модель, в объяснении прошлого и будущего Земли.

Литература

1. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области // М.: Наука, 1987. 95 с.
2. Мельников О.А. Динамическая модель земной коры и ее вероятный механизм // Восточноазиатские островные системы (тектоника и вулканизм). Южно-Сахалинск, 1978. С. 27–32.
3. Мельников О.А. О механизме образования островных дуг северо-запада Тихого океана // Тихоокеан. Геология. 1988. № 3. С. 9–13.
4. Melnikov O.A. A rotational Geospheric Dynamic Model of the Earth – Parts I, II, III // New Concepts in Global Tectonics: Newsletter. 1997. № 3. P. 24–27; № 4. P. 19–23; № 5. P. 20–25.
5. Melnikov O.A. A new Global Rotational Model of the Earth – the Most Perspective Alternative of the Modern Plate Tectonics Model // Proceedings of International Symposium on new Concepts in Global Tectonics. Tsukuba, Japan, 1998. P. 69–75.

Система напряжений в очагах землетрясений и ее связь со структурно-тектоническими элементами и глобальными геодинамическими механизмами Земли (на примере острова Сахалин)

Естественная (природная) сейсмичность Земли, проявляющаяся на дневной поверхности в разных по силе (магнитуде) и интенсивности (балльности) землетрясениях, общепризнанно считается либо собственным своеобразным геологическим процессом, либо прямым следствием или отражением одного (или нескольких) из таких геологических (тектонических) процессов, происходящих внутри Земли. При этом все большее подтверждение получает точка зрения, что основной причиной естественной сейсмичности, выражающейся в землетрясениях, являются общепланетарные или глобальные геодинамические процессы или механизмы. Еще М.В. Ломоносов заметил, что землетрясениям подвержены в основном горные области на земной поверхности. Нами [1] было отмечено, что заметно повышенной сейсмичностью характеризуется приэкваториальная область планеты в целом, тогда как приполярные области в общем отличаются низкой сейсмической активностью, а то и полным ее отсутствием.

Появляется все больше данных, указывающих на глобальный характер проявления сейсмичности и во времени: закономерная смена периодов общепланетарного усиления сейсмической активности периодами ее общепланетарного ослабления. В некоторых сейсмотектонически активных регионах, в частности на Байкальском рифте, намечается 11-летний цикл проявления сейсмичности [2], возможно как-то связанный с 11-летним циклом солнечной активности.

В свете изложенного вполне естественным представляется рассмотрение любого сейсмически активного региона с точки зрения связи его сейсмичности с тектоникой не только в локальном и региональном, но и в глобальном масштабах. Рассмотрим это на примере Сахалина, в частности на характере напряжений в очагах землетрясений, произошедших в 1962–1997 гг. с эпицентрами, расположенными на территории острова и в непосредственной близости от него [3].

Проведенный ранее [4] анализ характера напряженного состояния в очагах землетрясений в 1962–1997 гг. на Сахалине показал, что в земной коре острова участки близгоризонтального сжатия меридионально чередуются с участками (блоками) преобладающего растяжения (рис. 1). Местоположение однородно напряженных блоков устойчиво как во времени, так и в пространстве, по крайней мере в течение рассматри-

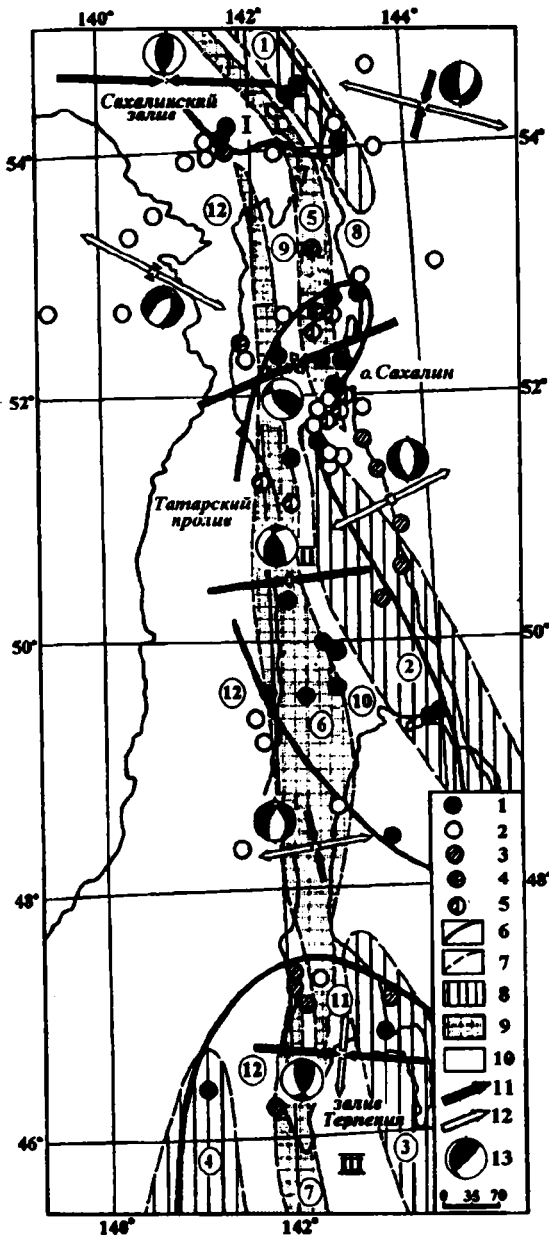


Рис. 1. Современный структурно-тектонический план Сахалина и система тектонических напряжений в земной коре острова

1-5 – характер напряженного состояния в очаге: преобладает близгоризонтальное сжатие (1) или растяжение (2); оси Р и Т к наклонены к горизонту под равными (в пределах точности решения) углами (3); близгоризонтальное сжатие (4) или растяжение (5), установленные неуверенно; 6 – границы блоков с преобладающим сжатием: северного – I, центрального – II и южного – III; 7 – границы тектонических структур современного структурного плана – антиклинориев и синклинориев; 8 – видоизмененно-возрожденные реликтовые антиклинории: Шмидтовский – 1, Восточно-Сахалинский – 2, Сунайско-Анивский – 3, северная переклираль мезозойского антиклинория юго-западного Хоккайдо – 4; 9 – молодые (плиоцен-четвертичные) антиклинории: Северо-Восточный – 5, Западно-Сахалинский – 6, северная переклираль антиклинория Камуикотан – 7; 10 – новообразованные синклинории: Охотский – 8; Байкальско-Нышский – 9; Тымь-Поронайский – 10; Южно-Сахалинский – 11; Татарский – 12; 11, 12 – обобщенная (по группе очагов однородно напряженного блока земной коры) ориентация близгоризонтальных напряжений сжатия (11) и растяжения (12); 13 – стереограмма обобщенного для соответствующего блока механизма очага в проекции на нижнюю полусферу (заштрихована область прихода волн сжатия).

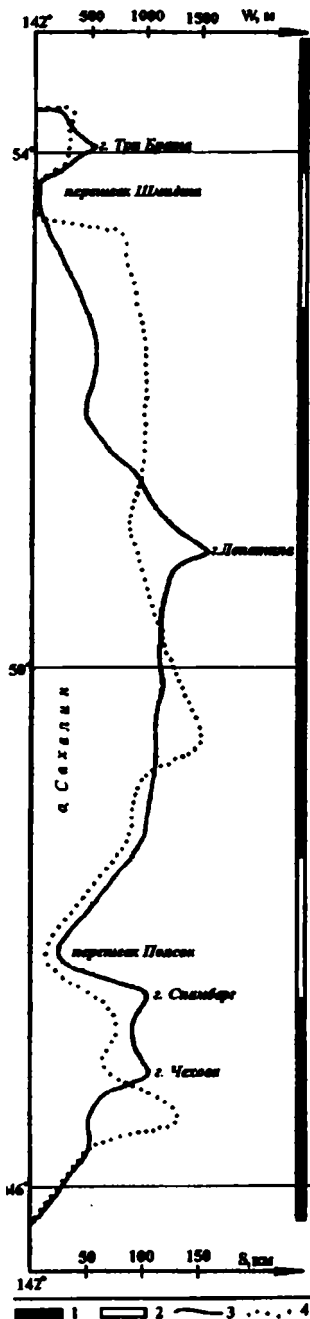


Рис. 2. Корреляция некоторых элементов рельефа Сахалина с зонами сжатия и растяжения.

1, 2 – зоны сжатия (1) и растяжения (2); 3 – высота рельефа (W, м); 4 – ширина острова (S, км).

ны на молодые новообразованные антиклинории и синклинории и отвечают районам, разделяющим древние возрожденно-реликтовые антиклинории.

Небезынтересно отметить, что в современном рельефе Сахалина участки с растяжением отвечают самым низким и узким участкам острова – перешейку Шмидта на севере и перешейку Поясок на юге. В противоположность этому самые высокие и широкие районы Сахалина отвечают участкам со сжатием (рис. 2).

Вышеприведенные особенности пространственного и временного характера проявления сейсмичности в сопоставлении с современным структурным планом Сахалина лучше всего объясняются в основном суммарным действием сил двух (из пяти) наложенных друг на друга глобальных геодинамических механизмов новой ротационной геодинамической модели [6–10]: направленного с запада на восток ротогенеза и направленного от полюсов к экватору дрефтогенеза. Силами этих двух механизмов создается современное поле напряжений (с их разрядкой в виде землетрясений), в котором и находятся измененно-реликтовые и новообразованные структурные элементы Сахалина. На преобладающую роль ротогенеза в сейсмичности Сахалина указывает приуроченность подавляющего большинства очагов землетрясений к западной половине острова, на которую прежде всего и воздействует направленный с запада на восток ротогенез. Разделение же Сахалина на закономерно сменяющие друг друга

участки со сжатием и растяжением в очагах землетрясений определяется разобщенно-кулисообразным характером расположения древних измененно-возрожденных реликтовых горно-антиклинорных сооружений в суммарном поле напряжений, вызванных ротогенезом и дрефтогенезом. К этим сооружениям тяготеет большинство очагов со сжатием, а очаги с растяжением явно тяготеют к разделяющим их промежуткам как на территории острова, так и в соседних с ним акваториях.

Литература

1. Мельников О.А. К вопросу об оценке максимальной балльности ожидаемых землетрясений и о региональном сейсмическом районировании // Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск, 1997. С. 150–159.
2. Дядьков П.Г., Мандельбаум М.М., Татьков Г.И., Ларионов В.А., Жирова Н.В., Михеев О.А., Низамутдинов Р.С., Чебаков Г.Н. Особенности развития сейсмотектонического процесса и процессов подготовки землетрясений в центральной части Байкальской рифтовой зоны по результатам тектономагнитных исследований // Геология и геофизика, 1999. Т. 40, № 3. С. 346–359.
3. Мельников О.А., Поплавская Л.Н., Назорных Т.В. Система напряжений в очагах Сахалинских землетрясений и её связь с тектоникой острова // Тихоокеан. Геология. 2001. Т. 20, № 3. С. 3–11.
4. Иващенко А.И., Поплавская Л.Н., Ким Ч.У., Назорных Т.В., Рудик М.И., Паршина А.И. Поле упругих напряжений и особенности проявления сейсмичности земной коры о. Сахалин // Современная сейсмология: Достижения и проблемы: Тез. докл. М., 1998. С. 22.
5. Мельников О.А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М.: Наука, 1970. 170 с.
6. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 95 с.
7. Мельников О.А. Динамическая модель земной коры и ее вероятный механизм // Восточноазиатские островные системы (тектоника и вулканизм). Южно-Сахалинск, 1978. С. 27–32.
8. Мельников О.А. О механизме образования островных дуг северо-запада Тихого океана // Тихоокеан. Геология. 1988. № 3. С. 9–13.
9. Melnikov O.A. A rotational Geospheric Dynamic Model of the Earth – Parts I, II, III // New Concepts in Global Tectonics: Newsletter. 1997. № 3. P. 24–27; № 4. P. 19–23; № 5. P. 20–25.
10. Melnikov O.A. A new Global Rotational Model of the Earth – the Most Perspective Alternative of the Modern Plate Tectonics Model // Proceedings of International Simposium on new Concepts in Global Tectonics. Tsukuba, Japan, 1998. P. 69–75.

К.И. Микуленко

Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск, Россия.

Бассейновая тектоника платформенных областей Сибири

1. Бассейновые комплексы – это отложения разноформационных образований, сформировавшиеся в депрессионных зонах геологического прошлого – осадочно-породных (по Н.Б.Вассоевичу) бассейнах (ОПБ). Границы ОПБ в плане определяются по установленным или реконст-

руированным контурам отложений, синхронных периоду существования бассейна.

ОПБ проходят стадии заложения (начальная), основного развития и заключительную (Б.А.Соколов и др.). Начальная стадия соответствует эпохам растяжения и сопровождается формированием депрессионных структур авлакогенного рифтогенного типа. На синеклизной стадии формируются главные, (плитные) комплексы платформенных образований. Заключительные стадии соответствуют общим воздыманиям в условиях режимов сжатия территорий бассейнов, сопровождающимся региональными размывами отложений. Это период тектонической и физической деструкции бассейнов. Окончание «жизни» их отождествляется со временем заложения рифтогенных структур бассейнов следующей генерации.

2. Анализ осадочного выполнения многих бассейнов российских и зарубежных регионов показывает, что синхронные им комплексы имеют линзоподобное строение. Форма линзы осадочного выполнения древних бассейнов принята в качестве основы для структурного их районирования. В пределах осадочных линз выделяют внешнюю тонкую часть, область резкого утолщения осадочного выполнения и область наибольших толщин. Этим морфологическим элементам осадочных линз придается значение основных структурных элементов ОПБ, именуемых, соответственно, внешняя, переходная и внутренняя зоны. Районирование бассейнов сводится к процедуре картирования этих структурных зон в плане.

3. В соответствии с принятыми принципами в рифей-фанерозойских комплексах Сибири выделяются образования Восточно-Сибирского, Лено-Виллюйского, Тунгусско-Таймырского и Западно-Сибирского ОПБ.

Восточно-Сибирский ОПБ заложился в рифее, на что указывает активное проявление в этот период процессов рифтогенеза (Г.С.Гусев, В.С.Сурков, М.П.Гришин, Б.Р.Шпунт и др.); синеклизная стадия здесь проявилась в венде – раннем палеозое, завершающая – в конце среднего палеозоя. Бассейн выделяется в пределах современной Сибирской платформы. Он распространялся за ее пределы, возможно, на значительные расстояния. Предполагается, что бассейн простирался на севере, как минимум, в пределы территорий Горного Таймыра и шельфа моря Лаптевых, а на востоке – в районы складчатых обрамлений Верхояно-Колымской области. Поскольку значительная часть комплексов данного бассейна оказалась перекрытой образованиями более молодых бассейнов, районирование его в соответствии с развиваемыми представлениями затруднительно. Основная его часть представляет собой переходные и внутренние зоны, условно намечаются фрагменты внешней зоны бассейна.

Лено-Виллюйский ОПБ обособляется в пределах системы краевых депрессий Сибирской платформы (Лено-Анабарский и Предверхоанский прогибы, Виллюйская синеклиза), в пограничных районах со складчатыми областями Горного Таймыра и Западного Верхоянья. Бассейн зало-

жился в начале позднего палеозоя. Формирование рифтогенных структур сопровождалось трапповым магматизмом, интенсивно проявившемся на западных участках и в пределах бортовых частей Вилюйской синеклизы и спорадически – в Муно-Соболахском и Кютюнгинском грабенах Предверхоанского прогиба. Рифтогенные структуры этого возраста предполагаются и под складчатыми образованиями Западного Верхоянья (К.К. Левашов, В.В. Гайдук, Ю.Х. Протопопов и др.).

Синхронный комплекс синеклизной стадии бассейна представлен образованиями позднего палеозоя и мезозоя. Современная его граница со стороны платформы проводится по максимальному сплошному распространению синхронных отложений. Внутренняя граница бассейна предполагается далеко на северо-востоке в районе Верхояно-Чукотской области и акватории окраинных морей Северного Ледовитого океана.

Тунгусско-Таймырский ОПБ выделяется в контурах одноименной синеклизы, включает Енисей-Хатангский прогиб, территорию Горного Таймыра и примыкающие восточные и северо-восточные районы Западно-Сибирской плиты и прилегающие акватории Карского моря.

В пределах бассейна развит мощный комплекс туфогенно-лавовых образований (В.С. Старосельцев, Ю.Е. Погребницкий и мн. др.). С периодом его формирования (пермь–триас) отождествляется начальная стадия бассейна.

Спецификой этого бассейна является то, что на большей его части (в пределах Тунгусской синеклизы) практически отсутствуют отложения, соответствующие синеклизной и последующим стадиям развития бассейна. Однозначно нельзя определить эродированы они здесь или не отлагались. При любом варианте интерпретации природы этого феномена, Тунгусско-Таймырский бассейн является уникальным с позиций развития учения о бассейнах.

Западно-Сибирский ОПБ выделяется в контурах Западно-Сибирской плиты, Енисей-Хатангского регионального прогиба, акваторий Карского моря. Исходя из особенностей строения и направленности развития в состав бассейна, по нашим представлениям, следует включать Присяянскую и Абакано-Тайшетскую группы депрессий, структурно приуроченных к юго-западной части Сибирской платформы. Заложение бассейна относится к позднему триасу – лейасу. В пределах Западно-Сибирской плиты, Енисей-Хатангского регионального прогиба, на территории шельфа Карского моря в этот период формировались крупные рифтогенные структуры, сопровождавшиеся базальтовыми излияниями (В.С. Сурков, О.Г. Жеро и др.). Отложения мезозоя и кайнозоя трактуются как образования синеклизной стадии. Бассейн не завершил своего развития.

4. Анализ структурно-вещественных комплексов рассматриваемых ОПБ, показывает, что, несмотря на определенные различия, каждому этапу их развития соответствуют определенные типы тектонических режимов, а особенности проявления тектонических процессов в опреде-

ленной мере «приспосабливаются» со структурной зональности бассейнов. Рифтогенез и магматизм связаны с периодами растяжения в начальные стадии развития ОПБ. Основные этапы структурообразования проявлялись преимущественно в пограничные эпохи между стадиями, в основном, в нерегрессивные фазы, как правило, на поздних, либо завершающих их этапах. При этом на участках внешних и переходных зон бассейнов развиты почти исключительно незамкнутые формы высокоамплитудных пликативных структур, интенсивная трещино-разрывная тектоника здесь преимущественно связана с растягивающими напряжениями. Внутренние зоны бассейнов характеризуются меньшей интенсивностью дислокаций, проявлениями замкнутых пликативных форм. Дислокации авлакогенной стадии

здесь чаще имеют признаки растягивающих, завершающей стадии – сжимающих, а синеклизной – смешанных напряжений. Изучение следов древних землетрясений показало, что интенсивная, но «рассеянная» сейсмичность в авлакогенную стадию развития бассейнов концентрировалась в пределах рифтогенных структур внутренних зон на границах блоков. На синеклизной стадии сейсмически более активными были переходные зоны бассейнов, а на заключительной – пограничные территории с тектонически активными в этот период складчатых обрамлениями.

Достаточно четкую бассейновую «привязку» имеют также разнотипные несогласия. Основное количество внутрибассейновых несогласий проявлялось в пределах внешних зон, в меньшей степени – на границах внешней и переходной зон бассейнов, а главные эпохи их формирования – межстадийные эпохи развития бассейнов. Наиболее крупные стратиграфические и структурные несогласия платформенного чехла формировались в межбассейновые периоды.

5. Бассейновый подход позволяет наметить новые аспекты тектонических исследований и интерпретаций. В качестве примеров отметим следующее. В пределах Сибири выделяется несколько генераций ОПБ, находящихся на разных стадиях развития. Пространственное положение их различно. Они располагаются изолировано или накладываются на комплексы более древних бассейнов в разных соотношениях. Это положено в основу нового принципа районирования платформенных территорий. В соответствии с этими принципами выделяются территории, в пределах которых формирование платформенного чехла связано с проявлениями одного (Западно-Сибирская плита), двух (краевые депрессии Сибирской платформы) или трех (Енисей-Хатангский прогиб) бассейнов (в разных соотношениях). Понятно, что трактовки структуры и тектонической истории этих регионов с позиций бассейновых представлений будут иными, чем при традиционном подходе.

Обособляемые в платформенном чехле рифейский, венд-девонский, позднепалеозойско-мезозойский и кайнозойский структурно-формационные комплексы (структурные ярусы) в свете этого подхода представляются как соотношение комплексов разновозрастных бассейнов.

Наиболее крупная цикличность платформенного чехла четко увязывается с развитием разновозрастных бассейнов, а циклы меньшего масштаба отражают стадийность развития отдельных ОПБ.

Настоящим сообщением автор обращает внимание на возможности бассейнового подхода при региональных геологических исследованиях, развитие которого и увязка с современными тектоническими концепциями, несомненно, будут способствовать повышению результативности исследований.

К.И. Микуленко, К.В. Тимиршин

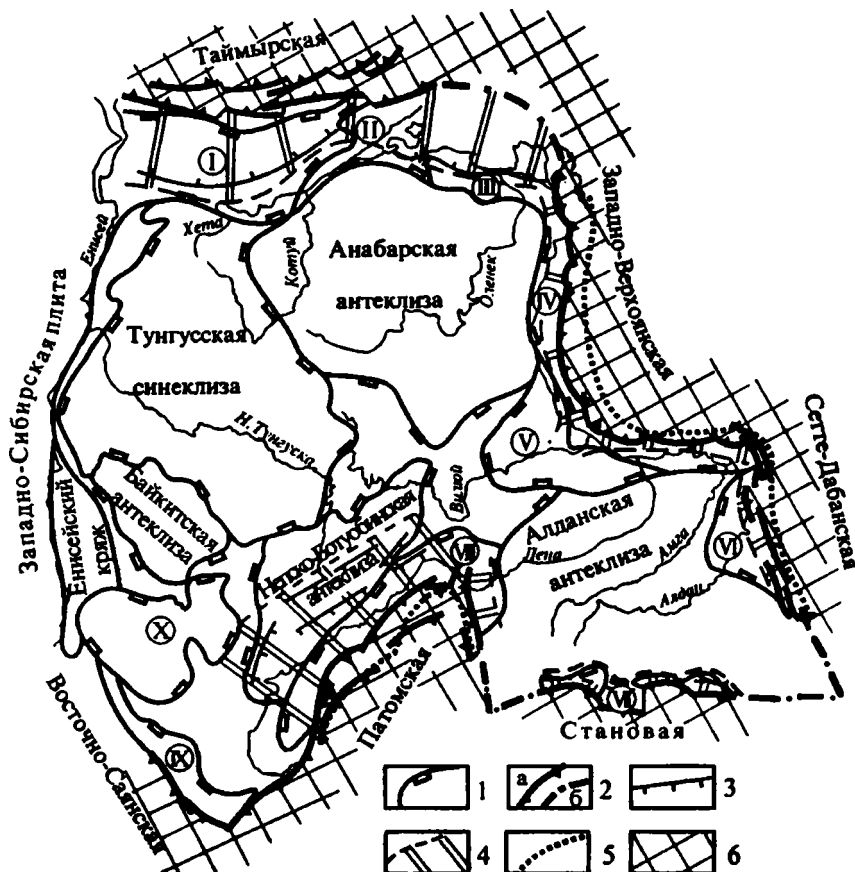
Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск, Россия.

Тектоника пограничных районов Сибирской платформы и складчатых обрамлений

Несмотря на длительную историю изучения, структура пограничных районов Сибирской платформы трактуется неоднозначно. В последние годы проведены значительные объемы геологических и геофизических работ. Обобщение полученных материалов позволяет уточнить и высказать новые представления о структуре этих районов.

1. Существенно изменено представление о краевых депрессиях Сибирской платформы. Ранее выделение их ограничивалось структурами позднепалеозойского и мезозойского возрастов (Енисей-Хатангский, Лено-Анабарский, Предверхоанский прогибы, Виллойская синеклиза и разделяющие их структуры). В свете новых данных и представлений к этой системе отнесены также депрессии южных и юго-западных окраин платформы, в том числе более древнего (рифейского) заложения (Алдано-Майское перикратонное опускание, Предстановой, Предбайкальский, Восточно-Саянский предгорные прогибы и Присаяно-Енисейская депрессии, включающие одноименную синеклизу и группу наложенных мезозойских прогибов и впадины (рисунок). Депрессии отличаются генезисом, размерами и морфологией, сложены разновозрастными комплексами пород. Общим для всех них является приорогенное их положение, отчетливо асимметричное строение, относительно резкое погружение под фронтальные части складчатых обрамлений. Это платформенные территории, оформившиеся в качестве депрессий в результате динамических воздействий в процессе надвижений со стороны складчатых областей.

Есть основания полагать, что система пограничных структур начала замыкаться в конце мезозоя (постмеловое время) и продолжалась в течение кайнозоя. Поскольку примыкающие к ним орогены окончательно сформировались также в постмезозойское время, систему ороген – крае-



Тектоническая схема Сибирской платформы

1 – границы надпорядковых структур; 2 – фронтальные участки покровно-надвиговых образований достоверные (а) и предполагаемые (б); 3 – основные взбросо-надвиги; 4 – зона «малых надвигов»; 5 – внутренняя (под покровом складчатых образований) граница краевых зон платформы; 6 – зона крупномасштабных покровно-надвиговых образований

Цифрами в кружках обозначены основные структуры краевых депрессий: Енисей-Хатангский прогиб (I), Анабаро-Хатангская седловина (II), Лено-Анабарский прогиб (III), Предверхоаянский прогиб (IV), Вилуйская синеклиза (V), Алдано-Майская впадина (VI), система Южно-Якутских впадин (VII), Предпатомский прогиб (VIII), Предсаянский прогиб (IX), Присаяно-Енисейская система впадин (X)

вые депрессии на этом этапе развития следует считать сопряженной, а депрессии – резонансно-тектоническими (по Ю.М.Пушаровскому) структурами.

2. В последние десятилетия усилиями многих исследователей в пограничных (с платформой) районах складчатых областей Таймыра, Западного Верхоянья, Сеттэ-Дабана, Становика, Патомского нагорья и Восточного Саяна обосновано наличие крупнейшей системы надвигов. Они различаются возрастом слагающих отложений, их литологическим составом, масштабом и латеральным перемещением. Одна из главных эпох надвигообразования связывается с поздним мезозоем и кайнозоем.

Принципиально новым для рассматриваемого региона является то, что наличие структур надвигового типа (надвиги, взбросо-надвиги и связанные с ними пликативные структуры) в данном регионе не ограничивается складчатыми областями, а, как показывает анализ геологических и геофизических материалов, прослеживаются за пределами фронтальных частей в сторону платформы на многие десятки и сотни километров. Установлено, что зоны надвигов в краевых частях Сибирской платформы в интервале 50–500 км прослеживаются практически вдоль всего ее складчатого обрамления. Корни надвигов, как правило, наблюдаются на уровнях залегания пластичных глинисто-алевролитовых, либо сульфато-галогенных пород. Количество надвигов (частота встречаемости) и масштабы (пространственные размеры, горизонтальная и вертикальная амплитуды) при следовании от фронта покровно-надвиговых образований складчатых областей в сторону платформы последовательно уменьшаются, указывая на генетическую связь этих структур со складчатыми образованиями.

Наличие надвиговых образований на платформенных территориях позволяет предполагать двухэтажное строение чехла в пределах их развития. Особенностью нижнего этажа является то, что развитые здесь деформации, относящиеся к платформенному типу, имеют сравнительно простое строения, они формировались в условиях преобладания субвертикальных тектонических напряжений. Верхний этаж характеризуется расслоенностью платформенного чехла. Строение его более сложное. Это обусловлено с тем, что в верхней части платформенного чехла вследствие тангенциальных напряжений со стороны складчатого обрамления в связи с процессами надвигообразования вдоль пластичных пластов произошли послонные срывы, сопровождавшиеся, в той или иной степени, перемещением толщ пород. В результате возникшие здесь ранее структурные деформации на уровне смещения пластин оказались разорванными и смещенными вдоль поверхностей срыва относительно подстилающих комплексов. Нижние их части (в автохтонных блоках) осталась на месте своего формирования, образуя нижний этаж дислокаций. Верхние элементы этих деформаций, во-первых, оказались смещенными в направлении перемещения сдвинутой пластины, во-вторых, на них наложились последующие деформации, связанные с процессами надвигания.

Таким образом, в пограничных районах платформы следует выделять две группы разновозрастных деформаций: деформации ранней генера-

ции, характеризующиеся относительно простым строением, и деформации поздней генерации, представленные более сложными линейными приразрывными складками. Первые возникли в платформенных обстановках в условиях преобладания вертикальных движений, вторые – в условиях тангенциального динамического воздействия со стороны складчатых обрамлений.

3. Выполнены тектонические реконструкции в пределах пограничных районов платформы. Поля тектонических напряжений прогнозировались на основе комплексного изучения морфологических и генетических особенностей анализа асимметрии пликативных и разрывных деформаций, их пространственной ориентировки, а также трещиноватости пород. Анализ трещинной и разрывной тектоники являлся определяющим при реконструкции пространственных ориентировок (азимут и угол наклона) осей главных нормальных напряжений сжатия (σ_3) и растяжения (σ_1), а также для примерной оценки относительной интенсивности тектонических напряжений.

Расчеты показали, что складчатые области характеризуются наибольшей интенсивностью напряженного состояния пород и сравнительно незначительным, что пока остается необъяснимым, преобладанием субгоризонтальных направлений сжимающих напряжений ($\sigma_3 \geq 50\%$); собственно платформенные территории и нижние этажи чехла, выделяемые как пограничные районы – наименее интенсивными, преимущественно субвертикальными напряжениями ($\sigma_3 \geq 80\%$); в верхних этажах чехла проявлениям надвиговых образований на платформенных территориях свойственны промежуточные значения интенсивности и наклонов осей главных сжимающих напряжений.

4. Системы краевых депрессий, надвиговых образований и связанных с ними пликативных структур, а также особенности напряженного состояния пород – это разные, но взаимосвязанные формы проявления тектонических взаимодействий между платформой и складчатыми образованиями, резонансно-тектонические (по Ю.М.Пущаровскому) образования. Однако таковыми они являлись только в период «замыкания» краевых систем депрессий, формирования надвигов и синхронного с ними напряженного состояния пород.

Формирования разных форм резонансных структур (в указанном выше понимании) Сибирской платформы в предварительном варианте могут связываться с динамическими воздействиями Альпийско-Гималайского планетарного пояса сжатия, обусловившего движение и некоторое вращение платформы по часовой стрелке и, соответственно, подвиг ее под складчатые образования в восточных обрамлениях.

Таким образом, структурные и тектонофизические особенности пограничных районов Сибирской платформы со складчатыми обрамлениями определились суммарным проявлением тектонических процессов как платформенного типа, так и тангенциальных воздействий со стороны складчатых обрамлений. Специфика динамических взаимоотноше-

ний платформы и складчатых областей дает основания предполагать не только надвигания со стороны складчатых обрамлений, но и подвиг под них отдельных участков платформы.

М.В. Минц¹, Р.Г. Берзин², П.С. Бабаянц³, Н.Г. Заможняя², В.Л. Злобин¹, А.Н. Конилов¹, А.К. Сулейманов²

Палеопротерозойские коллизийные структуры в глубинном строении коры Карельского кратона: синтез результатов сейсмопрофилирования МОГТ, интерпретации потенциальных полей и геологических данных

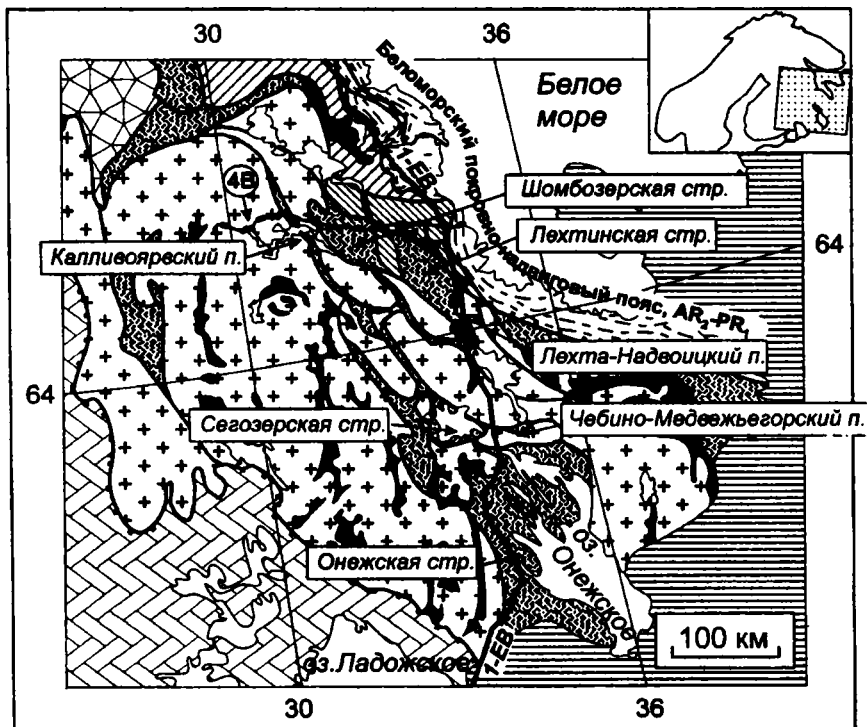
Неоархейская кора Карельского кратона (КК) пересечена серией палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов. Обычно принимается, что в результате палеопротерозойской эволюции было сформировано двухэтажное строение КК: в пределах палеопротерозойских синклиналей архейское гранит-зеленокаменное основание перекрыто слабо-метаморфизованным чехлом осадочно-вулканогенных пород [1]. В первом приближении выделяются синклинали двух типов: 1) брахиформные структуры овальной или более сложной конфигурации, достигающие 300 км в поперечнике (Сегозерская, Онежская структуры и др.) и 2) узкие линейные, обычно кулисообразно расположенные структуры протяженностью до 200 км при ширине 2–10 км. Для структур первого типа характерны пологие и субгоризонтальные залегания пород, в структурах второго типа породы залегают под углами 60–80°, обычны вертикальное и опрокинутое залегания. Обычным для структур второго типа проявляется отсутствие одного из крыльев, что превращает их в моноклинали [1, 2].

Принципиально новым шагом в изучении глубинного строения коры КК стало проведение региональных исследований с использованием отраженных волн на базе вибрационных источников с многократными перекрытиями в системе наблюдений. Пройденные в 1998–2000 гг. субмеридиональный профиль 1-ЕВ и субширотная рассечка 4В (ФГУ ГНПП «Спецгеофизика») пересекли КК и его границу с Беломорским гнейсовым поясом, а также ряд палеопротерозойских поясов: брахиформную Шомбозерскую и краевую часть Лехтинской структуры, принадлежащих Восточно-Карельскому поясу; Онежскую структуру и некоторые из линейных поясов: Калливоярвский, Лехта-Надвоицкий и Чебино-Медвежьегорский (рисунок). Детальные картины сейсмических отраже-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

² ФГУ ГНПП «Спецгеофизика» МПР РФ, Поваровка, Московская область, Россия.

³ ФГУ ГНПП «Аэрогеофизика» МПР РФ, Москва, Россия.



Геологическое строение Карельского кратона, размещение профилей 1-ЕВ и 4В

1 – осадочный чехол Русской плиты; 2–4 – палеопротерозой: 2–3 – Свекофенские активная окраина (2) и аккреционный ороген (3), 4 – вулканогенно-осадочные пояса (сутуры) и деформированные рифтогенные бассейны); 5 – неoarхейские зеленокаменные пояса; 6–8 – Беломорский пояс (архей–палеопротерозой): 6,7 – беломорская серия: 6 – верхний тектонический покров, гранит-зеленокаменные (ГЗ) ассоциации, 7 – гнейсо-амфиболитовые комплексы хеталамбинского, чупинского и керетского покровов), 8 – ГЗ комплекс фундамента Беломорского пояса; 9 – неoarхей Карельской ГЗО, преимущественно граниты и мигматиты; 10 – главные тектонические нарушения взбросо-надвигового типа: а – с установленной ориентировкой сместителя, б – прочие; 11 – трассы профиля 4В (а) и 1 = ЕВ (б)

ний, полученные вдоль профилей 1-ЕВ и 4В, характеризуют кору и верхнюю мантию непосредственно от земной поверхности и до глубины около 80 км (25 с). Совместный анализ сейсморазведочных и других геофизических материалов, геологических карт и данных полевых наблюдений позволяет интерпретировать структуру раннедокембрийской коры как сочетание деформированных покровных надвиго-поддвиговых ансамблей, погружающихся в северо-восточном направлении [3]. Практически все главные структурно-тектонические подразделения, пересекаемые с запада на восток профилем 4В, представляют собой сечения земной поверхностью пакетов тектонических пластин сквозькоревой протяженности, образованных породами неоархейского и палеопротерозойского возраста. В большинстве случаев границы пакетов выполаживаются на нижнекоровом уровне, «сливаясь» с Мохо. На профиле 4В наиболее яркая тектоническая зона разделяет Беломорский пояс и Шомбозерскую структуру («Пограничная» тектоническая зона, ПТЗ). Зона включает серию структурно-однородных тектонических пластин (доменов), ее мощность составляет 5–6 км. Геометрические особенности картины отражений рисуют ПТЗ в качестве структуры взбросо-надвигового (относительно висячего крыла) и поддвигового (относительно лежащего бока) типа. Мощность погружающейся в северо-восточном направлении тектонической пластины, представленной на эрозионном срезе породами Шомбозерской структуры, составляет около 8 км. Далее к юго-востоку ПТЗ формирует субвертикальное на уровне эрозионного среза восточное ограничение Лехтинской структуры, вдоль которого пройден профиль 1-ЕВ.

В центральной части КК, на отрезке между Лехтинской структурой и г.Медвежьегорском, профиль 1-ЕВ пересекает область коры чешуйчатого строения. В строении коры здесь участвуют чередующиеся тектонические пластины, образованные неоархейскими гранито-гнейсами и палеопротерозойскими породами, выполняющими узкие линейные пояса (второй тип поясов). Тектонические пластины круто погружаются в северо-восточном направлении. На глубине порядка 20 км они выполаживаются и частично объединяются. Этот уровень, по-видимому, отвечает поверхности главного срыва, связанного с подошвой палеопротерозойских вулканогенно-осадочных толщ. В интервале между Шомбозерской структурой и Калливаярвским линейным поясом, вдоль профиля 4В, эта поверхность располагается на глубине 5–7 км. Чешуйчатая структура коры центральной части КК была сформирована в результате надвигания чешуй в западном и юго-западном направлениях. Линейные пояса представляют собой пересечения поверхностью рельефа крутозалегающих (вплоть до запрокидывания) фронтальных частей тектонических чешуй.

Особенности строения ПТЗ и связанной с нею области погружения палеопротерозойских осадочно-вулканогенных комплексов позволяют рассматривать последнюю в качестве сутурной зоны, сформированной в

результате коллизии Беломорской и Карельской плит после закрытия Восточно-Карельского океана Красноморского типа [3]. Однако эта версия требует дополнительного обоснования геохимическими данными.

Размещение неопротерейских гранито-гнейсовых комплексов в верхней части тектонических чешуй заставляет предположить, что палеопротерозойское надвигообразование протекало, как минимум, в два этапа. На первом этапе палеопротерозойские комплексы, преимущественно накапливавшиеся в обстановке пассивной окраины, были перекрыты аллохтоном, образованным породами Беломорской микроплиты. Продолжавшееся сжатие привело на втором этапе к чешуированию верхней части коры. Левосдвиговый характер перемещений вдоль ПТЗ, вероятно, связан с наиболее поздними тектоническими деформациями.

Работа выполнена в соответствии с Программой региональных исследований территории Российской Федерации и при поддержке РФФИ (грант № 00-05-64241).

Литература

1. Геология Карелии / Под ред. В.А.Соколова. Л.: Наука, 1987. 231 с.
2. Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Сацук Ю.И., Светов А.П., Хейсканен К.И. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970. 366 с.
3. Минц М.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г., Ступак В.М., Сулейманов А.К. Покровно-надвиговые и надвиго-поддвиговые ансамбли как свидетельство решающей роли коллизионных процессов в создании структуры раннедокембрийской коры восточной части Балтийского щита (геологическая интерпретация результатов профилирования МОГТ) // Металлогения рядов коллизионных обстановок. М.: МПР РФ, РАН, Геокарт, 2001. 60 с. (в печати).

Содержание

Схема проведения совещания	3
Программа XXXV тектонического совещания	5
<i>Абдуллаев Р.Н., Джамалов Д.Б., Долимов Т.Н.</i> История формирования палеоокеанических структур Тянь-Шаня	11
<i>Авсюк Ю.Н., Светлосанова З.П.</i> Привлечение материалов астрометрических измерений к геодинамической реконструкции природных процессов	12
<i>Адушкин В.В., Ан В.А., Овчинников В.М.</i> Исследования геодинамических процессов сейсмическими методами	13
<i>Акимов А.П., Балуев А.С., Терехов Е.Н.</i> Геолого-геодинамическое положение инъекционных конгломератов (новый тип алмазоносных пород) в приобтовых частях Онежско-Кандалакшского палеорифта ..	17
<i>Антонов Ю.В., Жаворонкин В.И., Слюсарев С.В.</i> О поверхности изостатического равновесия в земной коре	20
<i>Артюшков Е.В., Чехович П.А.</i> Быстрые изменения глубины моря в эпиконтинентальных осадочных бассейнах как следствие поднятий и погружений земной коры	24
<i>Архангельская В.В.</i> Планетарные линеаменты России, их геолого-геофизическая характеристика	27
<i>Бакиров А.Б.</i> Модель строения и новейшей геодинамики литосферы Тянь-Шаня	30
<i>Балуев А.С., Моралев В.М., Терехов Е.Н.</i> Тектоническое строение и эволюция литосферы рифтовых систем Белого и Баренцева морей на основе синтеза геологических и геофизических данных	33
<i>Барышев А.Н.</i> Тектонические ансамбли над зонами впадин ядра Земли ..	37
<i>Баскина В.А.</i> Аккреционно-надвиговые комплексы и фанерозойские базальты Сихотэ-Алиня	40
<i>Басов А.Д., Дреннов А.Ф., Серебренников С.П.</i> Сейсмотектонические и инженерно-сейсмологические условия Байкальского тоннеля БАМ ..	43
<i>Белоусов Т.П.</i> Современное грабенообразование и геодинамика северо-западной части Аравийской платформы (Центральная Сирия)	47
<i>Бергман И.А.</i> Генезис железисто-кремнистых формаций и тектоника раннего докембрия	50
<i>Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Пушкарев П.Ю.</i> Новая геоэлектрическая модель зоны субдукции Хуан де Фука	54
<i>Берзин Р.Г., Аккуратова Л.Л., Керимова И.К.</i> Тектонофизическая модель геотраверса «Уралсейс-95» по геофизическим и геологическим данным	56
<i>Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Андрющенко Ю.Н., Заможняя Н.Г., Егоров А.С., Богданов Ю.Б., Кириков В.П., Мовчан И.Б., Мухин В.Н.,</i>	

<i>Чистяков Д.Н., Горячев Ю.П., Миц М.В.</i> Глубинное строение земной коры севера Восточно-Европейской платформы и южной части Балтийского щита вдоль фрагмента опорного профиля МОВ-ОГТ «1-ЕВ» (Кемь – Лодейное Поле – Переславль-Залесский)	59
<i>Блинов А.Ю.</i> Структурные предпосылки нефтегазоносности мезозойской части осадочного чехла Западно-Сибирской плиты в южной части п-ова Ямал (по сейсмическим данным)	62
<i>Блюман Б.А.</i> О возможности импактного происхождения древнейших алмазных эклогитов, серогнейсовых и базальт-коматиитовых комплексов	66
<i>Богданов Н.А., Добрецов Н.Л., Чехович В.Д.</i> Океанские вулканические плато: их строение и роль в тектонике плит	69
<i>Бордон В.Е., Ольховик Е.Т., Бордон С.В., Бирюкова А.А.</i> Региональная модель динамики геохимического поля осадочного чехла запада Восточно-Европейской платформы	70
<i>Бочкарев В.В.†, Язева Р.Г.</i> Положение Платиноносного пояса в структуре и геодинамической истории ордовикско-силурийской надсубдукционной системы Урала	74
<i>Брежнев В.Д.</i> Тектоническая корреляция палеозойд Восточного Тянь-Шаня	79
<i>Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.</i> Геолого-геофизическая модель строения верхней части коры Байкальского региона и сопредельных территорий	83
<i>Вадковский В.Н., Захаров В.С.</i> Электронное учебное пособие «Динамические процессы в геологии»	86
<i>Ваньян Л.Л., Кузнецов В.А., Любецкая Т.В., Пальшин Н.А.</i> Земная кора Лапландии в свете магнитотеллурических данных	89
<i>Ващилов Ю.Я.</i> Глубинное строение и динамика антиклинальных поднятий северо-востока России в зонах с развитым и редуцированным «гранитным» слоем (геофизический аспект)	91
<i>Ващилов Ю.Я.</i> Структура и динамика литосферы и полиастеносферы северо-востока России	94
<i>Вержбицкий В.Е., Левченко О.В.</i> О характере взаимоотношения гетерогенных структурных элементов Центральной котловины Индийского океана	98
<i>Веселов К.Е.</i> Физическая гравитационная и релятивистская геодинамика	99
<i>Гаврилов А.А.</i> Морфотектоника юга Дальнего Востока и сопредельных территорий. Глубинные энергетические центры и зоны	101
<i>Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П., Свешников А.А.</i> Численное моделирование процесса аккреции и структура коры в рифтовых зонах быстро и медленно раздвигающихся срединно-океанических хребтов	106
<i>Гарагаш И.А., Козлов Е.А., Макаров В.В., Мушин И.А., Watkins J., Lowrie A.</i> Палеогеомеханическое моделирование в областях соляной тектоники на примере Мексиканского залива	109

<i>Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Данкевич И.В.</i> Геологическая интерпретация геоида запада Восточно-Европейского кратона	112
<i>Глухманчук Е.Д., Василевский А.Н.</i> Системообразующие факторы послетриасовой эволюции складкообразования в блоково-сладчатых структурах Западной Сибири	116
<i>Глуховский М.З., Моралев В.М.</i> Тектоническая эволюция архейских энтербитовых куполов на основе синтеза геологических и геофизических данных	120
<i>Голубева Э.Д., Говоров Г.И.</i> Особенности строения и развития коры лова Тихого океана в аспекте изучения магматизма океанических структур	123
<i>Гольдин С.В.</i> Деструкция литосферы и физическая мезомеханика	127
<i>Гончаров М.А.</i> Западная и северная компоненты дрейфа континентов как результат вынужденной конвекции в мантии по «правилу буравчика»	128
<i>Гранник В.М.</i> Тектоника Сахалина	132
<i>Гранник В.М., Сергеев К.Ф.</i> Геофизические особенности структурных элементов Охотморского сектора кайнозойской активной окраины Пацифики	136
<i>Грачев А.Ф.</i> Underplating, или наращивание мощности литосферы, – геологическая, геофизическая и геохимическая характеристики	139
<i>Греков И. И., Корсаков С. Г., Компаниец М. А.</i> Геолого-геофизическая модель Западного Кавказа и Предкавказья по профилю Туапсе–Армавир (Северный Кавказ)	142
<i>Грохольский А.Л., Дубинин Е.П.</i> Экспериментальное исследование областей пересечения рифтовых трещин и трансформных разломов	147
<i>Губерман Д.М., Смирнов Ю.П., Тюремнов В.А.</i> О природе релаксации скоростей упругих волн в пространственно-временных координатах пород разреза СГ-3	149
<i>Гурьев Г.А., Чистяков Д.Н., Егоров А.С.</i> Геолого-геофизические характеристики заключительных этапов формирования складчатой структуры северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса	153
<i>Гусев Е.А., Мэннис М.В.</i> Структурная выраженность Прилаптевоморского окончания хребта Гаккеля в современном рельефе	156
<i>Данковцев Р.Ф., Сирина Т.Н.</i> Анализ глубинно-геологических условий эволюции тектоники и магматизма докембрия Северного Забайкалья (по гравиметрическим данным)	159
<i>Демина Л.И., Промыслова М.Ю.</i> Геодинамическая природа девонской рудоносной базальт-риолитовой формации Рудного Алтая	163
<i>Джаббаров М.Д.</i> Об оценке анизотропии в верхней части разреза методом отраженных волн	166
<i>Джурик В.И., Дреннов А.Ф., Юшкин В.И.</i> Влияние структурных неоднородностей литосферы на динамические параметры землетрясений	170
<i>Докукина К.А.</i> Сдвиговый тектогенез и метаморфизм в коллизионной системе Ольхонского региона (Западное Прибайкалье): синтез гео-	

логических, петрологических и структурных данных	173
<i>Докукина К.А., Владимиров В.Г.</i> Модель механического взаимодействия кислого расплава и терригенно-карбонатных пород в мезоабиссальных обстановках (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) . .	175
<i>Дорохов Н.С., Соболева А.А.</i> Тектономагматическая эволюция севера Урала в позднем рифее–кембри	176
<i>Дубинин Е.П., Розова А.В., Грохольский А.Л.</i> Геодинамическая природа особенностей изменения рельефа дна, морфоструктурной сегментации и аномальных геофизических полей вдоль простирания Юго-Восточного Индийского хребта	178
<i>Дубровский В.А., Сергеев В.Н.</i> Законы сохранения и тектоника	181
<i>Егоркин А.В.</i> Верхняя мантия территории России	186
<i>Егоров А.С., Чистяков Д.Н.</i> Структура консолидированного фундамента Западно-Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей (по данным геолого-геофизического моделирования профилей ГСЗ и МОВ-ОГТ)	189
<i>Ермаков В.А.</i> Качественная модель образования протокрыши Земли	192
<i>Зархидзе Д.В., Юрченко О.С., Гусев Е.А., Рудой А.С.</i> Неотектонические дислокации в центральных районах Большеземельской тундры	196
<i>Злобин Т.К., Злобина Л.М.</i> Строение осадочного чехла земной коры восточной, прикамчатской, части Охотского моря (по сейсмическим данным)	198
<i>Зубович А.В., Мосиенко О.И., Еремеев П.В., Бакка Б.Н.</i> О поле скоростей современных движений земной коры Тянь-Шаня	202
<i>Иванов Б.В., Попруженко С.В., Апрельков С.Е.</i> Тектоника Центрально-Камчатской депрессии и структурная позиция вулканов	205
<i>Иванов К.С., Винничук Н.Н., Волченко Ю.А., Ерохин Ю.В., Ауге Т., Генпа А.</i> Природа Платиноносного пояса Урала: новые геолого-геофизические данные	213
<i>Изосов Л. А.</i> Тектоническая эволюция Япономорского региона в среднем палеозое–мезозое	216
<i>Изосов Л.А., Кулинич Р.Г., Мельниченко Ю.И.</i> Линеаменты Южно-Приморской зоны сочленения континент–океан	219
<i>Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.</i> Тектоника, сейсмичность и глубинное строение Якутии	222
<i>Казанский Б.А.</i> Реконструкция теплового режима Земли по геолого-геофизическим данным	226
<i>Каратаев Г.И., Сас-Ухрыновски А.</i> Современная геодинамика запада Восточно-Европейской платформы во временных аномалиях гравитационного и магнитного полей	229
<i>Карякин Ю.В., Оксман В.С., Третьяков Ф.Ф.</i> Калгынский офиолитовый комплекс: геологическое строение и геохимия пород (Верхояно-Колымская орогенная область)	232
<i>Карякин Ю.В., Руженцев С.В., Аристов В.А., Кузнецов Н.Б.</i> Девонская вулканическая серия Сакмарской зоны Урала	237

<i>Кириллова Г.Л., Бормотов В.А.</i> Геолого-геофизический синтез при изучении осадочных бассейнов юго-восточной России	243
<i>Китов И.О., Данилова Т.В.</i> Сейсмическая томография Северной Евразии	246
<i>Клабуков Б.Н., Соколов С.Я., Шаров Н.В.</i> Тектонические элементы литосферы Карелии и их отражение в геофизических полях	247
<i>Козлов Е.А., Гарагаш И.А., Гайдуков В.Н., Макаров В.В., Малярова Т.Н.</i> Геомеханическое моделирование нефтяного месторождения	250
<i>Колодяжный С.Ю.</i> Кинематическая модель эволюции Карельского массива в палеопротерозое	253
<i>Константиновская Е.А.</i> Модель закрытия окраинного моря: пример Южно-Китайского и Филиппинского морей	257
<i>Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Конторович В.А., Красавчиков В.О.</i> История тектонического развития Западно-Сибирской плиты в мезозое и кайнозое	260
<i>Коротаев М.В., Никишин А.М., Еришов А.В., Брунэ М.Ф.</i> Южный Каспий – моделирование тектонической истории	263
<i>Корчуганова Н.И., Межеловский И.Н.</i> Неотектоническое районирование Юго-Западной Африки	266
<i>Костюченко В.Н., Кочарян Г.Г.</i> Исследование деформационных характеристик нарушенной сплошности разного иерархического уровня сейсмическими методами	269
<i>Костюченко С.Л., Золотов Е.Е., Егоркин А.В., Удоратин В.В.</i> Глубинная структура Тимано-Печорской провинции и прилегающей части Русской плиты	274
<i>Кочемасов Г. Г.</i> Тектонические секторность и зернистость планеты Земля, проявленные в литосфере и наблюдаемые в других сферах (по геофизическим данным)	277
<i>Красный Л.И., Грамберг И.С., Блюман Б.А., Андреев С.И.</i> Взаимосвязь геолого-структурных и глубинных особенностей литосферы с минерагенией	282
<i>Крюкова О.А., Китов И.О.</i> Сейсмическая томография Тянь-Шаня	283
<i>Кулиев Г.Г., Етирмишли Г.Д.</i> К геодинамике приразломных очагов землетрясений	284
<i>Лазуркин Д.В., Павлов А.В.</i> Основные структуры Арктического глубоководного бассейна и их нефтегазоносность	287
<i>Левин Л.Э.</i> Строение и динамика литосферы Каспийского региона	290
<i>Лесик О.М., Баталёв В.Ю.</i> Глубинное строение земной коры в зоне Таласо-Ферганского разлома	293
<i>Лимонов А.Ф.</i> Структура и развитие Кипрской дуги (Восточное Средиземноморье): пример перерастания неогеновой субдукции в коллизию	294
<i>Лобацкая Р.М.</i> Связь инфраструктуры разломных зон с характером сейсмичности	297
<i>Лобач-Жученко С. Б.</i> Тектоническая эволюция Карельской провинции в раннем докембрии (3,2–2,4 млрд лет) и ее отражение в геофизических полях	302

<i>Локтев Д.Н., Спивак А.А.</i> Диагностика напряженного состояния тектонических структур на основе анализа микросейсмических колебаний	305
<i>Ломизе М.Г.</i> Тектонические условия заложения зон субдукции на континентальных окраинах	309
<i>Лунина О.В., Гладков А.С.</i> Особенности внутреннего строения зон сейсмоактивных разломов в областях с различным напряженным состоянием литосферы (на примере Прибайкалья)	313
<i>Лучицкая М.В., Силантьев С.А., Соколов С.Д.</i> Возможные источники расплавов и Р-Т условия эволюции интрузивных комплексов Прибрежно-Тайгоносского пояса, южная часть п-ова Тайгонос (по данным изучения ксенолитов)	317
<i>Ляхов А.Н., Шукин Ю.К., Смирнова Н.В.</i> О возможной связи литосферных процессов с оптическими явлениями в средней атмосфере	321
<i>Макеев В.М.</i> Новейшая тектоника территории Среднего Поволжья	322
<i>Малышев Ю.Ф., Горнов П.Ю., Карсаков Л.П., Лу Цзаосунь, Манилов Ф.И., Подгорный В.Я., Романовский Н.П., Шевченко Б.Ф.</i> Литосфера области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатых поясов	325
<i>Мальченко Е.Г., Курчавов А.М., Козлов А.Д., Хамзин Б.С.</i> Геодинамические аспекты формирования геофизических особенностей главных орогенных структур палеозоид Центрального Казахстана	329
<i>Манилов Ю.Ф.</i> Методика изучения коры осадочных бассейнов на примере Среднеамурской депрессии	332
<i>Манохин А.М.</i> Четвертичная тектоника и место предгорий в региональном структурном плане северо-запада Перу (по результатам морфоструктурного анализа)	335
<i>Маслов А.В., Крупенин М.Т.</i> К реконструкции тектонотермальных событий юрматиния в типовой местности	339
<i>Мельников О.А.</i> Роль геофизического (геодинамического) моделирования в познании прошлого, настоящего и будущего литосферы и Земли в целом	342
<i>Мельников О.А., Поплавская Л.Н., Нагорных Т.В.</i> Система напряжений в очагах землетрясений и ее связь со структурно-тектоническими элементами и глобальными геодинамическими механизмами Земли (на примере острова Сахалин)	346
<i>Микуленко К.И.</i> Бассейновая тектоника платформенных областей Сибири	349
<i>Микуленко К.И., Тимиршин К.В.</i> Тектоника пограничных районов Сибирской платформы и складчатых обрамлений	353
<i>Миңц М.В., Берзин Р.Г., Бабаянц П.С., Заможняя Н.Г., Злобин В.Л., Конилов А.Н., Сулейманов А.К.</i> Палеопротерозойские коллизионные структуры в глубинном строении коры Карельского кратона: синтез результатов сейсмопрофилирования МОГТ, интерпретации потенциальных полей и геологических данных	357



Издательство ГЕОС

издание и распространение

научной литературы

лицензия комитета Российской Федерации по печати ИД № 01613

Издательство ГЕОС сотрудничает с Российским фондом фундаментальных исследований и другими фондами, издает книги, брошюры любых обрезных форматов в твердой и мягкой обложке с черно-белыми и цветными иллюстрациями, полноцветные журналы и буклеты

Издательство ГЕОС:

- составляет сметы издательских проектов;
- готовит рукописи к изданию (набор, литературное, техническое и художественное редактирование, верстку, изготовление оригинал-макетов и получение цветоделенных пленок) (за 1–4 месяца);
- гарантирует высококачественную печать (за 2–6 недель) на лучших сортах отечественной и импортной бумаги;
- осуществляет распространение книг в России и за рубежом, рассылает их рекламу по ведущим научным учреждениям, университетам, библиотекам, книготорговым организациям!

Цены минимальные. Звоните, приходите и убедитесь!

109017, Москва, Пыжевский пер. 7, ГИН РАН, ком. 332, Кураленко Н.П.

Тел.: (095) 230-80-92, факс: (095) 951-04-43,

E-mail: geos@geo.tv-sign.ru

Научное издание

**ТЕКТОНИКА
И ГЕОФИЗИКА
ЛИТОСФЕРЫ**

**Материалы XXXV Тектонического совещания
Том I**

**Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН**

**Редактор И.М. Ерофеева
Художник О.В. Кураленко**

**Подписано к печати 26.12.2001.
Формат 62x94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 23,0.
Тираж 450 экз.
Тип. зак. № 467с, Москва**

**Издательство ГЕОС
Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.
Тел.: (095) 230-80-92
Факс: (095) 951-04-43**